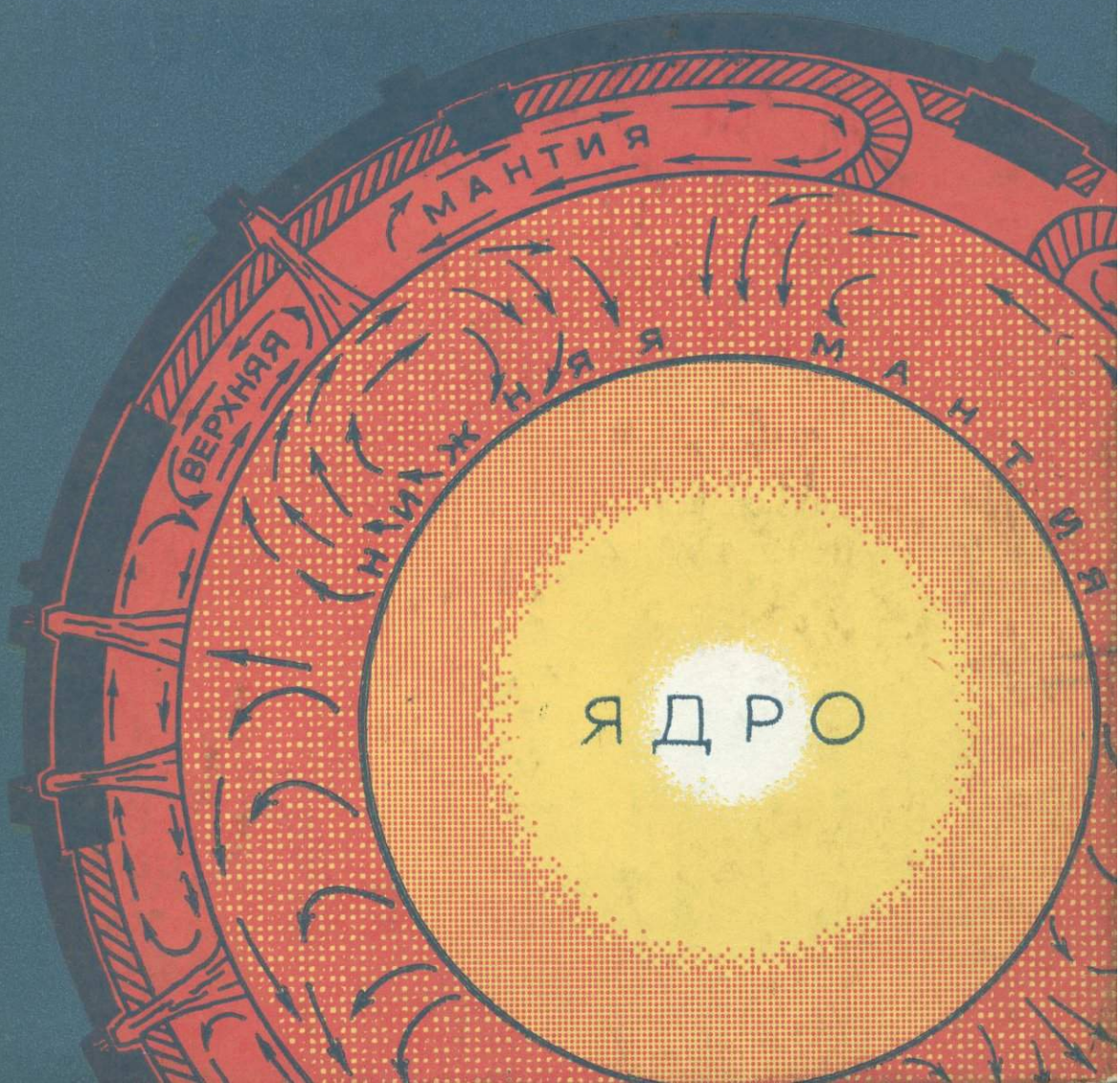


М. И. Кузьмин

# ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ФАНЕРОЗОЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. АКАДЕМИКА А. П. ВИНОГРАДОВА

М. И. КУЗЬМИН

# ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ФАНЕРОЗОЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Ответственный редактор  
акад. Л. В. Таусон



НОВОСИБИРСК  
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1985



УДК 550.42 : 552 : 552.2 : 551.21 +551.24

Кузьмин М. П. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов.— Новосибирск: Наука, 1985.

В монографии рассмотрены особенности магматизма (петрология и геохимия), свойственные различным геодинамическим обстановкам, обобщены данные по геохимии магматических пород современных активных зон Земли, показана возможность палеотектонических реконструкций прежних геодинамических обстановок, сопоставимых с современными, на основе петролого-геохимических методов.

Для петрографов и геохимиков, занимающихся проблемами связи тектоники и магматизма.

Рецензенты А. С. Перфильев, А. И. Альмухамедов

В 1934 г. во введении к книге «Геохимия» академик А. Е. Ферсман писал: «Когда же, наконец, мы сможем сказать, взяв определенные элементы в определенных количествах, какие соединения, какого состава и каких свойств будут получаться в каждой данной обстановке земной коры и шире — в отдельных частях мироздания» [Ферсман, 1934, с. 25]. Анализируя далее развитие геологических и геохимических знаний, он дал пророческое определение целей геохимической науки: «Геохимия изучает химические элементы Земли и, в первую очередь, земной коры, но постепенно вовлекает в свои исследования как химию центральных частей нашей планеты, так и химию космических тел, связывая свои законы с космохимией и химией метеоритов». Согласно этому определению, одну из задач геохимии А. Е. Ферсман видел в изучении распределения химических элементов в различных условиях (тектонических зонах) Земли и создании геохимической картины отдельных областей (топогеохимии). Было это более сорока лет назад. В настоящее время, когда существенно расширились наши знания о составе и строении недр Земли, о механизме взаимодействия, а также месте поверхностных (коровых) и глубинных (мантийных) геологических процессов в формировании лика нашей планеты, появилась возможность по-новому подойти к решению поставленного А. Е. Ферсманом вопроса: «какие соединения, какого состава и каких свойств будут получаться в каждой данной обстановке Земли?».

Для выяснения связи вещественного состава пород с геодинамическими условиями формирования и эволюции магм необходимы комплексные геохимические, петрологические, геологические и тектонические исследования. Среди геохимических работ, способствующих установлению связей состава пород с геолого-тектонической позицией их образования, надо в первую очередь отметить исследования, направленные на определение кларков элементов, результаты которых были обобщены в 1962 г. А. П. Виноградовым [1959]. С 60-х годов «кларковое» направление геохимии нацелено главным образом на выявление особенностей состава пород, сформированных в структурах земной коры различных типов. Примером такого изучения могут служить работы С. Тейлора [1972], П. Якиша и А. Уайта [Jakes, White, 1972], показавших геохимическую специфику андезитовых серий пород островных дуг, или супругов А. и Ц. Энгель совместно с Р. Хавенсом [Engel et al., 1965] и Л. В. Дмитриева [1973], приведших к выводу о геохимической индивидуальности толетовых базальтов срединно-океанических хребтов.

Другое важное направление геохимических исследований — выяснение закономерностей поведения редких элементов в генетически связанных сериях пород. Здесь надо отметить работы С. Ноккольдса и Р. Аллена [1958], доказавших, что ряд элементов в ходе дифференциации толетовых, известково-щелочных и щелочных магм ведет себя по-разному; Л. Х. Аренса [1932, 1959], Л. Уэйджера и Р. Митчелла [1970] и ряда других исследователей, которые дали возможность поставить перед геохимиками и петрологами вопрос, рассматривавшийся на международном геохимическом симпозиуме в Москве: «...не могут ли редкие и рассеянные химические элементы явиться индикаторами петрогенезиса?». Работа симпозиума по-

казала, что ответ на него может быть положительным [Геохимия редких элементов..., 1959]. Наиболее продуктивно работы в этом направлении идут в Советском Союзе, в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР [Таусон, 1961; Когарко, 1977; и др.], Институте минералогии и геохимии редких элементов [Геохимия редких элементов, 1964], а с начала 60-х годов — в Институте геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР под руководством Л. В. Таусона [Кузьмин, Антипин, 1972; Петрова, 1972; Козлов, 1972; и др.]. Полученная информация позволила подойти к выделению геохимических типов горных пород [Коваленко и др., 1971; Кузьмин, 1972; Таусон, 1973, 1974, 1977], основанному на особенностях редкоэлементного состава. Л. В. Таусон [1977] показал, что геохимические особенности гранитоидных пород определяются в первую очередь их генезисом. Геохимическая типизация магматических пород является дальнейшим развитием формационного анализа, успешно введенного в петрологическую науку М. А. Усовым [1936], Ю. А. Кузнецовым и его коллегами [Кузнецов, 1964, 1973].

Для решения вопросов петрогенезиса очень важны изотопные исследования. Соотношения различных изотопов Pb, Sr, Nd, S, O позволяют установить как природу первичных магм, так и генетическую связь оруденения с конкретными горными породами, т. е. источники рудного вещества. Методы абсолютной геохронологии дают возможность оценить масштабы и вещественный состав магматических и рудных проявлений в разные эпохи тектогенеза.

Для понимания физики и динамики процессов, протекающих в земной коре, большое значение имело открытие геофизиками астеносферного слоя Земли, пластичность которого обусловлена тем, что вещество в нем находится в частично расплавленном состоянии. Астеносфера опоясывает практически всю Землю, отделяя литосферу от остальной мантии [Ботт, 1974]; именно в этом слое генерируются многие первичные магмы [Шейнман, 1968]. Детальное геохимическое изучение мантийных ксенолитов (нодулей) в глубинных магмах позволило получить информацию о вещественном составе и фазовом состоянии пород мантии [Кеpezжинская, 1979].

Среди петрологических исследований последних десятилетий наиболее яркими являются экспериментальные работы Д. Грина и А. Рингвуда [1968], продолживших опыты Г. Йодера и К. Тилли [1955] и установивших *PT*-условия выплавления базальтовых магм разных типов в мантии Земли, а также показавших возможность выплавления в ней, в условиях больших давлений, магм, дающих начало породам известково-щелочных (андезитовых) серий. Последующие эксперименты во многом уточнили параметры выплавления силикатных расплавов из вещества мантии [Kushiro, 1968; Kushiro e. a., 1968; и др.]. Все это позволяет осмысленно подходить к анализу данных глубинной геологии и геофизики [Рингвуд, 1981].

Работы советской петрологической школы, возглавляемой Д. С. Коржинским, показали, что протекающие в земной коре процессы можно оценить на основе физико-химического анализа минеральных парагенезисов. Химические компоненты, описывающие почти любую природную систему, согласно Д. С. Коржинскому [1957], могут быть разбиты на две большие группы: инертные и вполне подвижные. Оказалось, что при образовании пород в условиях земной коры инертные элементы имеют обычно коровую (местную) природу, а вполне подвижные, к которым относятся щелочи и летучие, поступают с больших глубин, в том числе из мантии [Коржинский, 1960, 1972]. Таким образом, между геологическими процессами, протекающими в верхних оболочках Земли и в мантии, существует связь.

В последние десятилетия геологи интенсивно изучали строение океанического дна. Еще в 40-х годах нашего столетия были выявлены глубинные сейсмофокальные зоны в областях сочленения океана с континентом, в системах островных дуг и океанических желобов. Процессы, протекаю-

щие в них, как справедливо отмечал А. Н. Заварицкий в 1946 г., несравненно более мощны, «чем те нарушения поверхностных слоев, которые мы привыкли объединять в понятие тектоники собственного смысла слова, как бы грандиозны последние ни казались для нашего человеческого масштаба». Далее он писал, что приходится признать, «...что глубинные движения литосферы могут быть причинными (первичными), а складчатость, разрывы и альпийская тектоника в земной коре, — следствиями (вторичными)...». Тогда же А. Н. Заварицкий [1946] впервые охарактеризовал глубинную сейсмофокальную зону, получившую в дальнейшем название зоны Бенъоффа или, более правильно, Заварицкого — Бенъоффа. А. Н. Заварицкий прекрасно понимал генетическое значение этих структур, отмечая, что по ним происходит поддвигание океанического дна под континент.

Важным итогом исследования океанов стали открытие единой системы рифтогенных структур — срединно-океанических хребтов, общая протяженность которых 60 тыс. км, а также доказательство коренного различия в строении земной коры океанов и континентов. Выделение в дальнейшем зон трансформных разломов [Wilson, 1965], полосовых магнитных аномалий [Vine, Matthews, 1963], различий в природе тектонических процессов, протекающих в зонах сочленения океан — континент и в системах срединно-океанических хребтов [Isaacs et al., 1968], позволило на новой фактической основе возродить блистательные мобилистские гипотезы Вегенера. В 60-х годах координация работ геологов в этом направлении происходила в рамках международного Проекта верхней мантии. В 1964 г. Международный комитет по верхней мантии решил сосредоточить внимание геологов, геофизиков, геохимиков на следующих проблемах: окраины континентов и островные дуги; глобальная рифтовая система; реология верхней мантии. В решении Бюро Комитета Проекта верхней мантии, возглавляемом В. В. Белоусовым, от 7 февраля 1972 года отмечается: «Период осуществления Проекта верхней мантии ознаменовался исключительным феноменом, широко воспринимаемым как революция в науках о Земле, — появлением концепции тектоники плит» [Верхняя мантия, 1975, с. 11]. Это действительно так: впервые в геологической науке была создана концепция, объясняющая глобальную взаимосвязь процессов, протекающих в разных районах Земли и способная выдержать проверку экспериментом (например, подтверждение глубоководным бурением теоретически предсказанного возраста пород дна океанов).

Основные положения гипотезы тектоники плит, или новой глобальной тектоники, неоднократно освещались в отечественной литературе [Хайн, 1973а; Новая глобальная тектоника, 1974; Сорохтин, 1974; Зоненшайн и др., 1976; и др.]. Кратко они сводятся к следующему. В ходе тектонических процессов взаимодействуют две внешние оболочки Земли: литосфера и астеносфера. Вещество в астеносфере находится в состоянии, близком к плавлению, и способно к перетеканию, ползучести, в связи с чем в астеносфере может возникать конвективная циркуляция, поддерживаемая энергией, поступающей из внутренних оболочек Земли. Литосфера, представляющая собой жесткую пластину, пассивно реагирует на процессы, протекающие в астеносфере. Литосфера не непрерывна, ее сплошность нарушается в узких поясах — современных тектонически активных зонах, которые выявляются по высокой сейсмичности и магматической активности. Активные зоны разбивают литосферу на целый ряд жестких плит, которые под воздействием конвективных или иных потоков в астеносфере могут перемещаться в горизонтальном направлении. В одних активных зонах — в системах срединно-океанических хребтов — литосферные плиты наращиваются и расходятся в стороны; в других они погружаются в мантию (системы островных дуг и глубоководных желобов) либо сталкиваются друг с другом и образуют в результате молодые горноскладчатые сооружения.

Новая глобальная тектоника возникла как квинтэссенция всей суммы геологических знаний. Дальнейшая проверка ее основных положений в

рамках различных геологических дисциплин доказывает ее истинность. Следует отметить два главных преимущества этой общегеологической гипотезы: во-первых, она оказывает объединяющее воздействие на все науки о Земле, что должно привести и уже приводит к «проведению живительных и многообещающих междисциплинарных исследований» [Isaacks e. a., 1968]; во-вторых, вооружает исследователей актуалистическим методом в изучении тектонических процессов, в выяснении связей «поверхностных» геологических и петрологических явлений с процессами, протекающими в недрах Земли. Переоценка наших знаний по геологии континентов показывает правомерность положений тектоники плит для изучения всей фанерозойской истории Земли [Зоненшайн и др., 1976]. Внутри континентов, а именно в складчатых поясах, обнаруживаются комплексы пород, формировавшиеся вдоль границ древних литосферных плит, т. е. в соответствующих активных зонах геологического прошлого, а также породы, фиксирующие остатки ложа древних океанов. В выяснении природы этих границ или характера активных зон важнейшая роль принадлежит геохимии — науке, способной идентифицировать типы магматических пород, возникающих в разных геодинамических условиях.

Геохимические данные все шире используются при различных геотектонических построениях. Особое место они занимают при геодинамических реконструкциях [Зоненшайн и др., 1976], так как именно по геохимическим особенностям пород удается наиболее четко восстанавливать геодинамические обстановки прошлого, в которых эти породы формировались. В этом отношении интересны исследования офиолитов Омана, которым посвящен специальный выпуск геофизического журнала за 1981 г. Использование геохимических данных позволяет не только доказать сопоставимость пород Оманского офиолитового комплекса с породами дна современных океанов, но, с привлечением данных изотопных исследований, восстановить масштабы палеоокеана, определить скорость его раскрытия [Tilton e. a., 1981].

Всесторонне обсуждаются процессы магмообразования в различных геодинамических обстановках, в активных зонах разных типов Земли в монографии К. Конди [Condie, 1976], посвященной проблеме геохимической эволюции нашей планеты. В этой работе убедительно показано, что магматические породы континентальных рифтовых зон, островных дуг и срединно-океанических хребтов, имеющие близкие петрохимические параметры, значительно отличаются по уровню содержания редких элементов. Использование геохимической информации для классификации офиолитовых комплексов в зависимости от условий их генезиса рассматривается в книге А. Миасиро [Miyashiro, 1975]. Такие примеры можно продолжить. Однако во всех этих работах отсутствуют сравнительные данные по петрологии и геохимии магматических пород всех типов современных активных зон Земли, а также не показаны пути использования геохимической информации для расшифровки геологической истории древних подвижных зон Земли.

В начале 70-х годов мы проанализировали развитие Востока Азии в мезозое с позиций тектоники плит, привлекая данные о вещественном составе магматических пород [Зоненшайн и др., 1973]. Такие работы были продолжены на материалах Центрально-Азиатского подвижного пояса в палеозое [Зоненшайн и др., 1974]. Эти исследования, обобщенные в нашей монографии [Зоненшайн и др., 1976], показали, что каждому типу границ литосферных плит отвечает своя геодинамическая обстановка. Для каждой обстановки устанавливается строго определенное глубинное строение, ансамбль тектонических структур, магматических и метаморфических комплексов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Каждой геодинамической обстановке свойственна своя совершенно определенная структурно-магматическая металлогеническая зональность. Анализ магматизма подвижных поясов свидетельствует, что в фанерозое типы геодинамических обстановок, как можно судить на основе

выявленных структурно-магматических зональностей, вполне сопоставимы с современными и позднекайнозойскими.

Эти работы показали, как велико значение геохимических исследований при отнесении тех или иных магматических пород к определенному типу геодинамической обстановки. Однако геохимических данных о магматических породах современных активных зон явно недостаточно, кроме того, в ряде случаев они несопоставимы. Это определило необходимость проанализировать и систематизировать имеющийся материал по геохимии современных и позднекайнозойских магматических пород и на этой основе выявить наиболее характерные геохимические признаки, которые зависят от тектонической позиции пород, т. е. приуроченности к тем или иным активным зонам Земли; затем, используя полученные результаты, попытаться распространить их на магматические породы геологического прошлого (в первую очередь фанерозойские), т. е., опираясь на геохимические данные, реконструировать в истории Земли активные зоны и свойственные им геодинамические обстановки, аналогичные существующим ныне. Нам представляется, что в результате такого исследования появится возможность полнее привлекать актуалистический метод для изучения истории фанерозойских подвижных поясов, а также широко использовать при геологических и тектонических построениях петролого-геохимические методы, так как именно они позволяют устанавливать структурно-магматическую зональность определенного возраста и сопоставлять ее с магматической зональностью современной современными активными зонами Земли.

В книге — три основные части. Первая посвящена анализу материалов по геохимии современных и позднекайнозойских магматических пород. Данные по геохимии магматических пород рассматриваются в рамках различных типов современных активных зон Земли: океанические и континентальные рифтовые зоны, островные дуги, активные континентальные окраины и т. д. В значительной степени эта часть является обобщением литературных данных. При необходимости мы вводили свой оригинальный материал. Участие автора в океанологических экспедициях, возможность изучения геологии рифтовых зон океана с помощью подводного обитаемого аппарата «Пайсис» способствовали более правильному пониманию особенностей магматизма современных активных зон Земли. Для каждого типа активных зон на основе одинакового содержания в породе  $\text{SiO}_2$ , равенства коэффициентов железистости и близкого соотношения щелочей выделялись единые петрохимические группы магматических пород. Учитывая, что в близких по составу породах единой петрохимической группы функции распределения редких элементов характеризуются малыми значениями коэффициентов вариации, а следовательно, они близки к нормальному распределению, средние рассчитывались как среднеарифметические. Мы понимаем, что данная работа — только первый шаг к обобщению геохимической информации, в дальнейшем, несомненно, требуется статистическая обработка геохимического материала. Однако уже выполненное исследование позволяет проводить геохимическое сравнение пород с близкими содержаниями петрогенных элементов, т. е. пород одинаковой степени дифференцированности, сформированных в различных геодинамических обстановках.

Во второй части рассмотрена проблема геохимической типизации вулканических пород и гранитоидов как наиболее распространенных магматических образований подвижных поясов. Геохимические типы вулканических пород выделялись главным образом на основе данных по современным или позднекайнозойским породам. Геохимическая классификация гранитоидов базируется на классификации Л. В. Таусона [1977].

В третьей части приводятся примеры исследования магматизма ряда подвижных поясов, в которых на основе петролого-геохимического анализа делаются попытки восстановить прежние геодинамические обстановки.

Эта часть основана преимущественно на материалах исследований автора в разных регионах Азии: Забайкалье, Монголии, Становой зоне. В основу описания геохимии магматических пород офиолитовых комплексов положены данные по хантайширскому комплексу Монголии, который имеет полный разрез.

Автор в течение более чем двадцати лет работал в различных районах Монголо-Охотского пояса. Решение вопросов геодинамики развития региона в мезозое, нахождение современных аналогов этой интереснейшей структуры было одной из основных задач наших исследований. Представляется, что калифорнийский тип геодинамической обстановки, обусловленный взаимодействием континентальной плиты с системой срединно-океанического хребта, возможно, осложненного системой горячих точек, что было впервые высказано нами в 1976 г. [Зоненшайн и др., 1976], может быть прообразом той обстановки, в которой в мезозое и формировался Монголо-Охотский пояс. Вполне понятно, что калифорнийский тип геодинамической обстановки, выделенный нами как самостоятельный впервые, охарактеризован в работе наиболее подробно.

При написании работы большое значение имело творческое общение автора с Л. П. Зоненшайном и В. М. Моралевым, совместно с которыми выработывалась методология исследования магматизма подвижных поясов, используемая в работе. Постоянную поддержку и помощь ему оказывал Л. В. Таусон, научный редактор настоящей монографии.

Автор долгое время работал в составе Советско-Монгольской комплексной геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, возглавляемой А. Л. Яншиным и Н. С. Зайцевым. Обстановка, сложившаяся в экспедиции, обеспечивала постоянные творческие контакты со специалистами высокого класса — В. А. Кузнецовым, И. В. Лучицким, Д. Лувсанданзаном, А. А. Мосаковским, М. С. Нагибиной, А. С. Павленко, А. С. Перфильевым, О. Томуртоого, Л. В. Филиповым, С. П. Гавриловой, Р. М. Яншиной. Совместно с Э. И. Пополитовым проводилась обработка материалов по геохимии позднекайнозойских магматических пород ряда активных зон, с В. И. Коваленко автор начинал исследование магматизма Монголии и разрабатывал первые схемы геохимической типизации гранитоидов, с И. Б. Филиповой были выполнены приведенные в книге палеотектонические реконструкции развития Монголо-Охотского пояса. Неоценимую помощь автору оказали работники научно-производственного объединения «Аэрогеология» М. З. Глуховский, В. И. Колесников, М. Л. Абрамович, Н. Л. Лаврович, Л. Н. Сарычева, Е. А. Синцера, Г. Б. Шахов, Л. М. Криволава при организации и проведении работ в труднодоступных районах Станового хребта. Свои первые океанологические исследования автор осуществлял совместно с А. П. Лисицыным, Ю. А. Богдановым, И. В. Хворовой и В. В. Серовой. Командиры подводных аппаратов „Пайсис“ А. М. Саголевич, А. М. Подражанский, В. И. Кузин предоставили автору возможность изучать непосредственно океанические рифты.

С сотрудниками лаборатории региональной геохимии Института геохимии СО АН СССР В. С. Антипиным, П. В. Ковалем, А. В. Гореглядом, Ю. П. Цыпуковым и А. Ю. Антоновым проведены полевые исследования, другие сотрудники лаборатории (В. В. Конусова, Л. Д. Макагон, В. А. Писарская, Л. А. Чувашева, Л. И. Черная, Л. П. Коваль, Л. В. Румянцева, В. К. Жилкина, С. И. Шигарова, Ю. М. Луннов) выполнили ряд сложных анализов, первичную подготовку геохимических проб, помогали в оформлении работы. Большая часть анализов, используемых в работе, получена в аналитических лабораториях Института геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР под руководством Я. Д. Райхбаума, В. П. Афолина, В. Д. Цыханского и Г. С. Плюснина. В процессе исследований автор обсуждал многие вопросы со своими коллегами: А. И. Альмухамедовым, В. Д. Пампурой, В. Д. Козловым, В. А. Абрамовым, Ю. П. Трошиным, В. А. Макрыгиной, Л. В. Чернышевым, В. А. Легейдо, З. И. Петровой, Л. Л. Петровым, С. Б. Брандтом, М. Н. Захаровым.

Всем товарищам автор выражает искреннюю благодарность.

## Часть I

# МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ СОВРЕМЕННЫХ АКТИВНЫХ ЗОН ЗЕМЛИ

---

Современные активные зоны Земли четко выделяются по развитию вулканизма и сейсмической активности. Именно в них происходит нарушение сплошности литосферы, и в тектонике плит они считаются границами литосферных плит. Есть несколько типов современных активных зон Земли, различающихся по глубинному строению, характеру свойственных им тектонических процессов и составу формирующихся пород. В рифтовых зонах Земли, как океанических, так и континентальных, господствуют условия раздвижения литосферных плит, следовательно, обстановка растяжения; в них близко к поверхности подходит астеносферный слой, наращивается новая кора. К другому типу относятся островные дуги и активные континентальные окраины, в которых литосферные плиты сближаются с поглощением (субдукцией) одной из них. Здесь преобладают условия сжатия. Эти зоны приурочены к глубинным сейсмофокальным зонам Заварицкого — Беньоффа. В активных зонах типа Запада Северной Америки наблюдается сложное взаимодействие континентальной плиты с системой срединно-океанического хребта; в одних участках (Калифорнийский залив, Провинция Бассейнов и Хребтов) господствуют условия растяжения, в других (Каскадные горы, горы Сьерра-Невада) — сжатия. Наряду с линейными зонами отмечаются изолированные проявления магматической деятельности в жестких блоках земной коры (внутри плит), которые в геологической литературе часто рассматриваются как магматизм «горячих точек» или «мантийных плюмажей».

Когда к зоне поглощения подходит континент, а тем более два континента, которые в силу плавучести не могут погружаться в мантию, литосферные плиты сталкиваются. Эти геодинамические обстановки, как и геодинамические обстановки, возникающие в результате сложного взаимодействия микроплит, например в Средиземноморье, в работе не рассматриваются.

## ГЛАВА 1

### МАГМАТИЗМ РИФТОВЫХ ЗОН ЗЕМЛИ

Большая часть рифтовых зон находится в океанах, но в ряде мест (Африка, Запад Северной Америки) они переходят на континент.

#### ОКЕАНИЧЕСКИЕ РИФТОВЫЕ ЗОНЫ

Океанические рифтовые зоны, приуроченные обычно к срединно-океаническим хребтам, служат важным структурным элементом дна океанов. Ширина хребтов достигает 1—2 тыс. км, вдоль их гребня в большинстве случаев протягивается узкая срединная долина глубиной 1—2 км, в Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП) выделяется центральное гор-

стовое поднятие. Хребты рассечены поперечными разломами, выделенными в особый класс трансформных разломов [Wilson, 1965]. Данные драгирования как в рифтовых зонах хребтов, так и в трансформных ущельях, обобщенные Л. В. Дмитриевым [1973], показывают, что главным типом магматических пород срединно-океанических хребтов являются толеитовые базальты (67,2%). Кроме того, здесь встречаются гипербазиты, преимущественно гарцбургиты и лерцолиты (12,4%), габбро (7,2%) и метаморфические породы (13,2%). Среди последних преобладают разности, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой или амфиболитовой фаций метаморфизма. По мнению А. Миасиро [Miyashiro e. a., 1971], метаморфизм протекает в погребенном состоянии, лишь затем породы выводятся на поверхность. Таким образом, у магматических пород срединно-океанических хребтов — сложная и длительная история, включающая выплавку базальтовой составляющей из вещества мантии, излияние магмы на океаническое дно, метаморфические изменения пород в погребенном состоянии и вывод их на поверхность, что часто сопровождается деформациями. Впервые на сложность геологической истории океанических хребтов указал А. В. Пейве [1975].

По морфологии и характеру глубинного строения срединно-океанические хребты резко отличаются от смежных океанических пространств. В зоне перехода от континента к океану выделяются прибрежная равнина, шельф, континентальный склон, который подстилается глубокими прогибами, выполненными осадками. Погружающееся от континентального склона пространство, залегающее на океаническом основании, получило название «континентальное подножье»; оно постепенно сменяется плоскими абиссальными впадинами или равнинами. Они залегают на глубинах 5—6 км от уровня моря, характеризуются выдержанным трехслойным сейсмическим разрезом, который прослеживается вплоть до склонов срединно-океанических хребтов. Первый слой, мощностью около 1 км, состоит из чередующихся глубоководных красных глин, кремнистых осадков и реже пелагических карбонатных илов. Мощность второго слоя — около 2 км. Его кровля, как показывают данные глубоководного бурения, сложена базальтами. Низы второго слоя (по данным бурения наиболее глубоких скважин в Тихом океане [Anderson e. a., 1982]) образованы долеритами, которые, возможно, представляют самостоятельный дайковый горизонт. В борту рифтовой долины хр. Рейкьянес на глубине около 2 тыс. м дайковые образования наблюдались непосредственно с подводного аппарата [Богданов и др., 1984]. Третий слой, мощностью 5—7 км, характеризуется скоростями сейсмических волн 6,5—6,7 км/с и подстилается поверхностью Мохоровичича. Астеносфера (слой пониженных скоростей — 7,6—7,8 км/с) залегает под абиссальными равнинами на глубинах порядка 70 км.

В осях срединно-океанических хребтов третий слой со скоростями 6,5—6,7 км/с исчезает, а второй слой океанической коры располагается на мантийном слое со скоростями 7,3—7,6 км/с, т. е. на астеносфере. Высокий тепловой поток в срединно-океанических хребтах (2—4 ед. тепл. потока против 1—1,2 в абиссальных равнинах) указывает на то, что мантийное вещество под хребтами находится в разогретом состоянии. Очаги землетрясений в осях хребтов — мелкофокусные, они располагаются частыми рядами, что может свидетельствовать о непрерывной вулканической деятельности. Ориентировки напряжений в очагах землетрясений указывают на условия растяжения.

Наблюдения с подводных аппаратов, проведенные членами франко-американских экспедиций на Срединно-Атлантическом хребте [Ballard e. a., 1975] и на ВТП [Spiess e. a., 1980], а советских — в Красноморском рифте [Зоненцайн и др., 1981; Альмухамедов и др., 1981] и на хр. Рейкьянес, подтвердили геофизические данные о том, что осевая рифтовая зона представляет собой арену современной вулканической деятельности. В зависимости от интенсивности вулканического процесса в рифтовой зоне проявлены или отдельные вулканические постройки (Срединно-Атлантический

хребет, рифт Красного моря), или протяженные вулканические цепи (хр. Рейкьянес). Эти образования сложены вулканическими трубами, имеющими часто причудливые формы. Вулканы этих современных экструзивных зон совершенно не покрыты осадками, которые отсутствуют даже в западинах между трубами, хотя скорость осадконакопления, например в Красном море или районе хр. Рейкьянес, достигает 10 см за 1 тыс. лет. Действительно, уже на некотором расстоянии от экструзивной зоны можно видеть даже в рифтовой долине мощные толщи осадка. Обнаружение в рифтовых долинах зияющих трещин — гьяров — лишний раз подчеркивает, что в этих структурах господствуют напряжения растяжения.

В рифтовых ущельях обнажаются исключительно базальтоиды, первое изучение которых на ограниченном числе образцов провели супруги А. и Ц. Энгель с Р. Хавенсом [Engel e. a., 1965]. В нашей стране наиболее полно геохимические океанические породы были изучены Л. В. Дмитриевым [1973]. В последние годы, благодаря глубоководному бурению, многочисленным драгировкам и исследованиям рифтовых зон океана с помощью обитаемых подводных аппаратов, получен большой геохимический материал по океаническим базальтам, однако средние содержания элементов, рассчитанные по ограниченному количеству образцов в 1965 г. [Engel e. a., 1965] и по значительно большей выборке в 1981 г. [Wedepohl, 1981], отличаются незначительно (табл. 1). Важным результатом исследований последних лет стало то, что все базальты второго слоя, независимо от их местоположения и возраста, имеют состав, аналогичный базальтам срединно-океанических хребтов. На состав базальтов не влияет «зрелость» океанов: базальты Красного моря, где формирование океанической коры началось совсем недавно (не более 3 млн. лет) [Зоненшайн и др.,

Таблица 1

Содержание окислов и редких элементов в океанических базальтах по данным разных авторов.

Компонент	Среднее по результатам драгировки четвертичных базитов срединно-океанических хребтов [по Engel e. a., 1965]	Атлантика, скважины		Рифтовая долина в Красном море. 18° с. ш., современные [по Альмухамедову и др., 1981, 1982]	Хр. Рейкьянес, 58° с. ш., современные	Средние по данным драгировки и бурения [по Wedepohl, 1981]
		36°50' с. ш., 33°40' з. д., 10 млн. лет [по Flower e. a., 1977; Blanchard e. a., 1976]	34°50' с. ш., 69°30' з. д., 150 млн. лет [по Браун e. a., 1976]			
SiO <sub>2</sub>	49,30	49,10	50,60	50,86	49,66	49,14
TiO <sub>2</sub>	1,49	1,04	0,99	1,14	1,11	1,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,00	15,44	15,30	14,23	14,68	15,64
FeO	8,91	9,95	9,32	11,0	11,19	9,06
MgO	7,90	7,38	8,86	7,58	8,28	8,22
CaO	11,70	12,19	12,10	11,89	12,16	11,84
Na <sub>2</sub> O	2,73	2,44	2,04	2,01	2,02	2,40
K <sub>2</sub> O	0,17	0,27	0,08	0,13	0,06	0,20
Rb	1,2	4,0	—	3,1	0,9	4,9
Ba	14	68	19	47	30	48
Sr	115	119	107	87	100	134
Ni	100	100	177	117	137	144
Co	32	84	57	68	57	45
V	290	280	250	231	335	252
Cr	300	305	490	150	345	317
La	4,7	4,9	1,5	5,9	—	5,5
Yb	3,9	2,4	2,5	3,3	—	3,3
n	16	—	—	52	11	100—387

Примечание. Во всех таблицах окислы — %, элементы — г/т; тире — нет данных.

1981], идентичны базальтам хр. Рейкьянес, где этот процесс идет уже десятки миллионов лет (см. табл. 1).

Наиболее широко распространены в океанах оливиновые толеитовые базальты [Дмитриев, 1973; Зубатарева и др., 1976]. Это мелкозернистые, плотные, реже миндалекаменные породы, обычно порфириовидные с вкрапленниками плагиоклаза, пироксена, оливина и в небольшом количестве — шпинели. Количество стекла в породах изменяется от 1 до 100%. Плагиоклаз — наиболее распространенный минерал вкрапленников, кроме того, он присутствует в виде микролитов в стекле. Наиболее обычен плагиоклаз состава «лабрадор № 60—70». Пироксен отмечается во вкрапленниках и в основной массе, наиболее распространен авгит с вариациями состава от салита до ферросалита. Количество оливина невелико, он содержит 75—85% форстеритовой составляющей. Шпинель отмечается среди минералов основной массы в существенно пироксеновых разностях базальтов. В небольших количествах присутствуют рудные: титаномagnetит и ильменит.

Нами совместно с Э. И. Пополитовым были систематизированы данные о составе океанических базальтов на 1980 г. (табл. 2). Океанические базальты имеют выдержанный химический состав: содержание кремнезема в нем 45—51%,  $K_{Fe}$  колеблется от 0,25 до 0,55, Na резко преобладает над K. По петрохимической классификации Г. Йодера и К. Тилли океанические базальты в большинстве случаев отвечают оливиновым толеитовым базальтам, т. е. в них присутствуют нормативные оливин и гиперстен. Рассматриваемые породы занимают центральную часть диаграммы нефелин — оливин — диопсид — гиперстен — кварц, а составы с нормативным кварцем или нефелином редки (рис. 1, а). На диаграмме AFM (рис. 1, б) поле составов океанических базальтов [по Э. Бонатти и др., 1973], скорректированное с учетом результатов многочисленных анализов базальтов срединно-океанических хребтов, вытянуто вдоль стороны FM. Все средние составы, приведенные в табл. 2, попадают в это поле.

В геохимическом отношении океанические базальты имеют «примитивный» редкоземельный состав, т. е. в них очень низки содержания всех литофильных элементов (Rb, Ba, Sr, PЗЭ и др.), аномально высоки K/Rb (400—1400) и низки Rb/Sr (0,01—0,03), Ba/Sr (0,1—0,35), La/Yb ( $<1$ ) отношения. Изменение петрохимических параметров обуславливает некоторое изменение содержаний редких элементов, что, очевидно, связано с процессами дифференциации первичной толеитовой магмы (см. табл. 2). Следует отметить, что с уменьшением величины K/Rb отношения, которое можно рассматривать как показатель степени дифференцированности первичных магм, в породах увеличивается количество литофильных элементов. Содержания элементов группы железа в океанических базальтах находятся на уровне кларковых для основных пород, а хрома — даже несколько выше. Наблюдается прямая корреляционная зависимость между содержанием в породах ванадия и величиной  $K_{Fe}$ , в то время как содержания остальных элементов группы железа уменьшаются с ростом железистости пород.

Важную информацию о генезисе и степени фракционирования первичных магм несут данные о распределении в породах редкоземельных элементов (PЗЭ). Распределение PЗЭ в вулканитах различных океанов как в виде истинных концентраций, так и концентраций, нормированных по отношению к хондриту, приведено в табл. 3. Океанические базальты несколько обеднены легкими лантаноидами по сравнению с тяжелыми, что хорошо видно на графиках нормированных концентраций PЗЭ. Этим они резко отличаются от толеитов континентов и вулканических пород океанических островов, в которых отмечается существенно обогащение легкими лантаноидами. Примечательная особенность океанических базальтов состоит в отсутствии в них европиевого минимума, т. е.  $Eu^H/Eu^* \approx 1$ . ( $Eu^* = 0,5 (Sm^H + Gd^H)$ , где  $Sm^H$ ,  $Gd^H$  — нормированные по отношению к хондриту концентрации PЗЭ.)

Таким образом, в петрохимическом и геохимическом отношении океа-

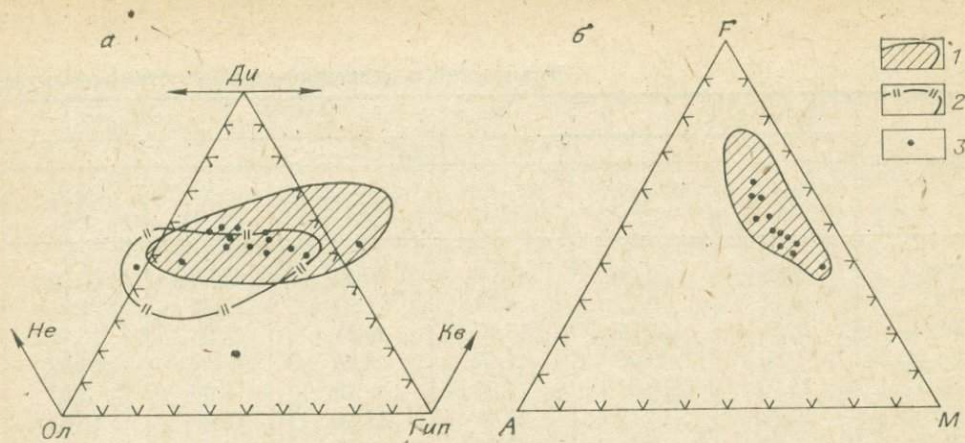


Рис. 1. Диаграмма нормативных составов океанических базальтов (а) и АFM-диаграмма океанических базальтов (б).

1 — поле составов океанических базальтов; 2 — то же, при пересчете  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  на закисное; 3 — средние составы океанических базальтов (см. табл. 2).

нические базальты имеют выдержанный состав. Отмечаются некоторые различия в составе базальтов, в первую очередь в содержаниях титана, формирующихся в рифтовых зонах, которые отличаются по скорости спрединга [Матвиенков и др., 1983]. Установлены также некоторые вариации состава базальтов вдоль простираний некоторых срединно-океанических хребтов. Одни исследователи [White, Shilling, 1978] считают, что здесь сказывается влияние горячих точек на выплавление океанических магм, другие [Дмитриев и др., 1979] связывают это с неодинаковой глубиной выплавления первичных магм. Определенное значение в изменении состава базальтов может иметь динамика подъема к поверхности мантийной магмы [Лукашин, Кадиқ, 1983], и т. д. Однако необходимо подчеркнуть, что различия в составе океанических базальтов, которые, несомненно, требуют изучения, значительно меньше, чем отличия между океаническими базальтами и вулканическими образованиями, формирующимися в других геодинамических обстановках.

Трансформные разломы, вспарывающие океаническое дно до глубин 6—7 тыс. м, с многокилометровыми естественными обнажениями — прекрасные объекты для изучения глубинного строения океанической коры. Со склонов разломных уцелий поднимались гипербазиты, габбро, долериты, толеитовые базальты [Engel, Fisher, 1975; Bonatti, Honnorez, 1976; Prinz e. a., 1976], базальты со щелочной спецификой [Bonatti e. a., 1979], нефелиновые [Honnorez, Bonatti, 1970] и железо-титанисты [Engel, Fisher, 1975] габбро, в то время как в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов, как уже упоминалось, обнаруживаются только толеитовые базальты. Интересная особенность зон трансформных разломов — проявление в них протрузий серпентинитов [Bonatti, 1976; Лисицын и др., 1982], что свидетельствует о наличии здесь, наряду с горизонтальными движениями, вертикальных перемещений блоков океанической коры.

Геологические исследования разломов основываются обычно на результатах драгировок, в ходе которых обломочный материал поднимают с протяженных участков склонов и дна разломных уцелий. Отсюда и возникают противоречия в толковании имеющихся данных: одни исследователи [Bonatti, Honnorez, 1976; Bonatti e. a., 1979] считают, что трансформные разломы вскрывают идеальный естественный разрез океанической коры и их можно рассматривать как своеобразные окна в океаническую литосферу, другие [Francheteau e. a., 1976] полагают, что в этих зонах не вскрыт «стратиграфически правильный» разрез, а имеются только отдельные интрузии и протрузии глубинного вещества в верхние уровни раздробленной коры.

## Химический и редкоземельный состав базальтов

Компонент	$K_{Fe} < 0,3$		$K_{Fe} = 0,3-0,4$			$K_{Fe} = 0,4-0,5$
	$K_2O/Na_2O \cdot 10$					
	0,71—1,0 (1)	0,25—0,5 (2)	0,5—0,75 (3)	0,75—1,0 (4)	>2 (5)	<0,25 (6)
SiO <sub>2</sub>	45,94	50,40	48,50	49,33	49,40	50,00
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,99	0,80	1,24	1,48	1,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,36	15,84	18,15	15,61	15,96	15,31
Fe <sub>общ</sub>	9,80	9,08	7,44	8,98	8,49	10,50
MgO	14,70	8,81	7,55	8,48	7,80	7,95
CaO	10,37	12,11	13,46	11,44	11,75	11,62
Na <sub>2</sub> O	1,86	2,20	2,21	2,57	2,56	2,50
K <sub>2</sub> O	0,14	0,08	0,14	0,24	0,57	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	—	0,04	0,13	0,25	0,13
n	8	28	27	47	7	3
Rb	1,8	—	1,6	5	5	2,3
Ba	32	16	27	21	153	12
Sr	90	114	107	111	313	89
Ni	472	182	112	130	118	100
Co	110	54	55	44	46	47
Cr	1110	592	358	294	296	375
V	180	256	194	300	224	300
La	1,7	1,7	2,2	2,0	12,7	2,5
Ce	4,6	5,8	5,9	3,5	29,2	11
Nd	—	6,0	9,4	6,7	14,3	—
Eu	0,54	0,74	0,61	0,6	1,2	—
Yb	1,4	2,4	2,3	2,0	1,8	3,0
Y	15,9	24,2	21,0	43,0	25,0	57,0
Zr	40	57	50	101	112	35
Hf	—	1,7	—	—	—	—
Cu	86	—	82	79	12	—
Zn	—	—	—	100	70	—
Pb	—	—	—	1,6	—	—
Sn	—	—	—	—	—	—
K/Rb	645	—	726	400	946	144
Ba/Sr	0,35	0,14	0,25	0,19	0,49	0,13
Rb/Sr	0,02	—	0,02	—	0,02	0,03
La/Yb	1,21	0,71	0,96	1,0	7,05	0,83
n	6	28	27	47	7	3

Примечание. 1 — Срединно-Атлантический хребет, 36—37° с. ш., 37-й рейс «Гломар Челленджер» (далее «Г. Ч.») [Flower e. a., 1977; Blanchard e. a., 1976; наши данные]; 2 — Атлантический океан, 3-й и 11-й рейсы «Г. Ч.» [Frey, 1974; Braun e. a., 1976; Ayuso, 1976]; 3 — Атлантический, Тихий и Индийский океаны, 37-й рейс «Г. Ч.», хр. Горда, западная часть Индийского океана [Flower e. a., 1977; Blanchard e. a., 1976; Engel e. a., 1965; Kay e. a., 1970]; 4 — Индийский и Атлантический океаны, 26-й рейс «Г. Ч.», Срединно-Атлантический хребет, 45° с. ш. [Fleet e. a., 1976; Thompson, 1973; Aumento, 1969]; 5 — Индийский и Атлантический океаны, абиссальные равнины [Fleet e. a., 1976; Gray, 1974]; 6 — Красное море [Chase, 1969; Ross e. a., 1973]; 7 — Индийский, Тихий и Атлантический океаны, скв. 251, 34-й рейс «Г. Ч.», плита Наска, хр. Хуан-де-Фука, раз-

В 25-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» исследовались разломы Аравийско-Индийского хребта: Вима, Арго и Мария Целеста [Лисицын и др., 1982]. По результатам этих работ и данным предыдущих исследований [Engel, Fisher, 1975; Белевцев и др., 1979] были составлены схематические геологические карты участков разломных ущелий (рис. 2). Эти разломы представляют собой широкую зону дробления, однако во всех случаях четко проявлено центральное разломное ущелье с максимальными глубинами 5500—6000 м. Из трансформных ущелий были подняты толеитовые базальты, мелкозернистые габбро-диабазы и долериты, разнообраз-

Таблица 2

срединно-океанических хребтов и океанического дна

$K_{Fe} = 0,4-0,5$					$K_{Fe} = 0,5-0,6$		
$K_2O/Na_2O \cdot 10$							
0,25—0,5 (7)	0,5—0,75 (8)	0,75—1,0 (9)	1,0—1,25 (10)	>2 (11)	0,25—0,5 (12)	0,75—1,0 (13)	>2 (14)
49,91	50,14	49,55	49,12	49,32	49,69	49,20	49,48
1,65	1,40	1,44	1,05	3,40	2,36	2,50	2,09
15,19	15,65	15,96	15,47	15,68	13,39	13,18	15,01
10,39	9,84	11,37	9,14	12,20	13,06	12,94	10,92
7,33	7,87	7,80	7,46	7,32	6,25	6,10	5,66
11,48	11,66	11,26	12,50	6,72	10,43	9,92	11,12
2,70	2,61	2,77	2,38	3,48	2,79	2,67	2,80
0,12	0,17	0,22	0,27	0,88	0,13	0,24	0,72
0,12	0,11	0,14	0,10	0,13	0,24	0,24	0,25
19	416	104	91	2	9	3	5
0,7	1,5	3,5	3,9	—	2,5	5	5,5
11	22	14,2	57	35	18	30	7,1
127	129	113	118	—	95	162	—
95	113	160	99	—	45	115	—
—	41	—	84	—	34	—	—
260	302	—	305	—	155	108	—
338	312	—	280	—	400	470	—
3,3	3,5	2,9	4,1	6,0	5,8	12,5	3,0
11,1	11,1	9,8	10,0	18,0	16,0	21	11
10,9	10,4	9,4	5,5	15,0	14,1	16,1	2,7
1,28	1,35	1,24	0,89	1,8	1,16	1,6	1,18
3,8	3,3	3,7	2,4	5,1	4,8	2,9	3,7
41,0	33,0	—	23,8	—	50,4	50,0	42,6
117	95	—	65	150	142	200	118
2,8	—	—	1,4	—	3,4	—	2,7
12	95	—	68	—	24	14	95
115	40	—	—	—	108	127	127
—	2,2	—	—	—	—	—	—
1,0	1,0	—	0,5	—	1,8	—	1,1
1422	940	521	574	—	431	398	1086
0,09	0,17	0,13	0,48	—	0,19	0,18	—
0,01	0,01	0,03	0,03	—	0,03	0,03	—
0,87	1,06	0,78	1,71	1,17	1,21	4,31	1,23
19	300	10	31	2	7	3	5

лом Вима [Fleet e. a., 1976; Mazzullo, Bence, 1976; Kay e. a., 1970; Мелсон, Томпсон, 1973]; 8 — Индийский, Атлантический и Тихий океаны, стекла [Braun e. a., 1976], средние составы по срединно-океаническому хребту [Engel e. a., 1965]; 9 — Атлантический океан, 30° с. ш. [Kay e. a., 1970] и средние составы океанических базальтов [по Канну, 1973]; 10 — Атлантический и Тихий океаны, 37-й рейс «Г. Ч.», хр. Горда [Flower e. a., 1977; Blanchard e. a., 1976; Ayuso, 1976; Kay e. a., 1970]; 11 — Индийский океан, скв. 261 [Fleet e. a., 1976]; 12 — Тихий и Атлантический океаны, скв. 321, 34-й рейс «Г. Ч.», хр. Хуан-де-Фука [Mazzullo, Bence, 1976; Frey, 1974; Kay e. a., 1970]; 13 — Индийский океан, скв. 256 [Fleet e. a., 1976]; 14 — Индийский и Тихий океаны, скв. 248, 34-й рейс «Г. Ч.», скв. 319 [Mazzullo, Bence, 1976; Fleet e. a., 1976].

ные по составу и структурам габбро, серпентинизированные пироксениты и гипербазиты.

Серпентиниты приурочены ко дну разломных ущелий, но в отдельных случаях (например, в разломе Вима) целые блоки их бортов полностью сложены серпентинитами. Эти породы на 80—90% и более состоят из мелкозернистых сетчато-решетчатых агрегатов серпентина, на фоне которого отмечаются обособления пластинчатого серпентина, образующего баститовые агрегаты по ромбическому пироксену, что позволяет рассматривать серпентиниты в качестве апогарцбургитов. Большая часть образ-

Содержания редкоземельных элементов в океанических базальтах океанов

Элемент	Срединно-Атлантический хребет		Океан				Среднее для океанических базальтов [Балашов, 1976]	
	C	C <sub>н</sub>	Тихий		Индийский		C	C <sub>н</sub>
			C	C <sub>н</sub>	C	C <sub>н</sub>		
La	2,67	7,8	2,57	7,6	3,96	11,6	3,36	9,9
Ce	9,99	10,7	11,47	12,3	—	—	10,3	11,0
Pr	1,58	12,8	1,60	13,0	1,65	13,4	1,87	15,2
Nd	8,79	13,5	9,17	14,1	—	—	9,87	15,2
Sm	3,09	14,0	3,02	14,0	2,68	12,2	3,49	15,9
Eu	1,15	14,2	1,15	14,2	0,998	12,3	1,26	15,6
Gd	5,5	18,0	3,88	12,7	—	—	5,05	16,5
Tb	0,793	14,7	0,73	13,5	0,658	12,2	0,86	15,9
Dy	4,1	12,0	5,16	15,2	—	—	5,22	15,3
Ho	1,03	13,0	0,98	12,4	0,876	11,1	1,24	15,6
Er	3,0	12,9	2,37	10,2	—	—	3,48	14,9
Tu	0,425	11,7	0,40	11,0	0,351	9,7	—	—
Yb	2,94	12,9	2,64	11,6	2,44	10,7	3,20	14,0

Примечание. Средние по La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Tb, Ho, Tu, Yb для Срединно-Атлантического хребта и Тихого океана рассчитаны по материалам Дж. Шиллинга [1973], средние по Gd, Dy и Eu для этих же океанов — по материалам, приводимым в работе Л. Н. Зубатаревой и соавторов [1976]; данные по Индийскому океану приведены по [Engel e. a., 1965]. C<sub>н</sub> — нормированные концентрации РЗЭ.

цов серпентинитов несет следы интенсивной тектонической раздробленности. В разломе Вима с глубины 5400—5800 м был поднят крупный образец тектонической брекчии размером 0,5 × 0,6 × 0,7 м. Порода на 50—60% сложена изометрическими, часто округлыми обломками серпентинитов, сцементированными рыхлой глинизированной основной массой, в которой под микроскопом, наряду с глинистым материалом, в большом количестве отмечаются обломки серпентина, а также оливинов и пироксенов. Эти образования очень напоминают породы, свойственные зонам меланжа, которые широко проявлены в офиолитовых комплексах континентов. Тектоническая раздробленность образцов серпентинитов, наличие тектонических брекчий, что не свойственно другим породам зон разломов, могут свидетельствовать о протрузивной природе серпентинитовых тел исследуемых структур.

Выше тектонизированных гипербазитов часто обнаруживаются породы габбрового (возможно, более правильно по аналогии с офиолитами называть его расслоенным) комплекса, к которому мы относим разнообразные габбро и пироксениты. Пироксениты подняты с наиболее глубоких уровней бортов разломных ущелий, количество их невелико. Это среднезернистые породы, состоящие на 50—60% из призматических зерен моноклинового пироксена, среди которых отмечаются и двойникованные кристаллы, остальная часть породы полностью серпентинизирована, а по наличию базитовых агрегатов можно полагать, что серпентинизации были подвержены зерна ромбического пироксена, т. е. порода по составу отвечает вебстериту. В отдельных случаях отмечаются редкие зерна нацело сосюритизированного плагиоклаза. В рассматриваемых породах — высокое содержание магния, преобладают нормативные оливин и гиперстен, нормативный плагиоклаз в них соответствует битовниту № 88. Среди габбро преобладают пироксеновые разности, которые сложены идиоморфными зернами плагиоклаза № 60—70, «сцементированными» ксеноморфными зернами моноклинового пироксена. В небольших количествах в этих породах присутствует ромбический пироксен. Совместно с габбро, как отмечают некоторые исследователи [Engel, Fisher, 1975], в ряде случаев поднима-

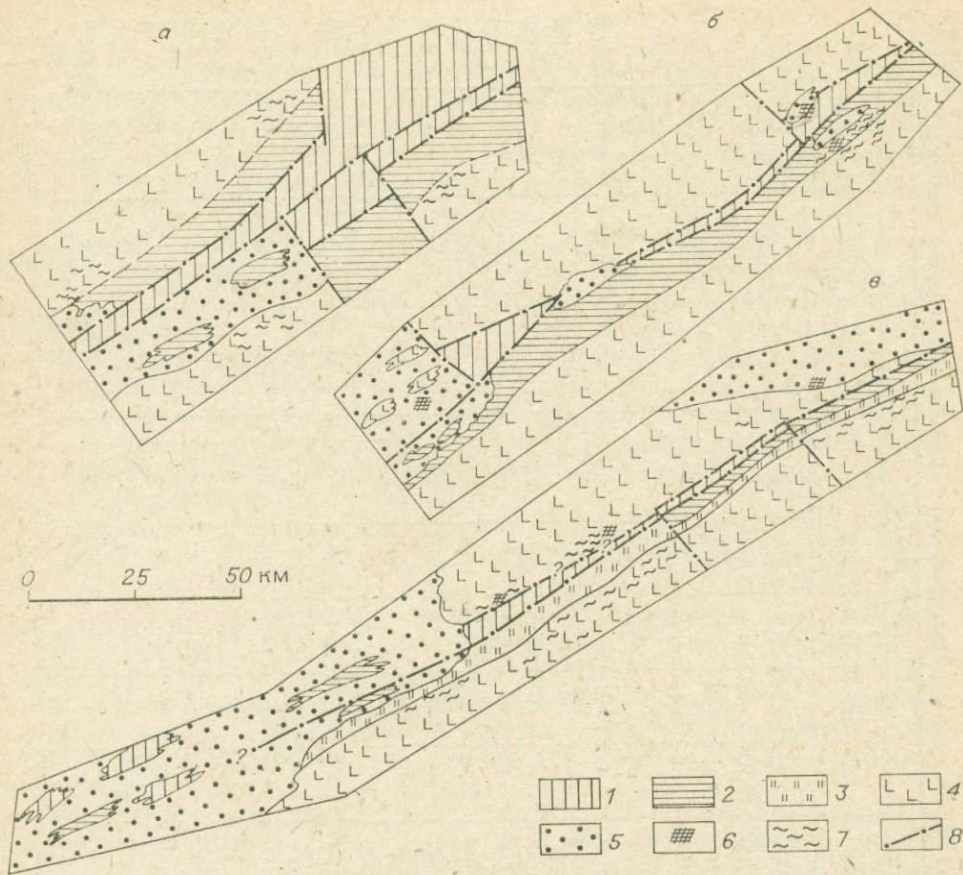


Рис. 2. Схематические геологические карты трансформных разломов Вима (а), Арго (б) и Мария Целеста (в).

1 — серпентинизированные гипербазиты; 2 — породы габбрового комплекса; 3 — габбро-диабазы (дайковая серия); 4 — толеитовые базальты; 5 — осадки; 6 — измененные породы; 7 — железо-марганцевые корки; 8 — разломы.

лись анортозиты, которые следует относить, очевидно, к этому же комплексу.

Выше габбро в ряде разрезов обнаружены долериты или мелкозернистые габбро-диабазы. В разломе Мария Целеста выделяется самостоятельный горизонт габбро-диабазов (см. рис. 2, в). Габбро-диабазы — мелкозернистые породы с вкрапленниками серпентинизированного ромбического (?) пироксена и плагиоклаза № 60, заключенного в диабазовую массу, представленную мелкими (0,1 мм) призматическими кристаллами плагиоклаза и ксеноморфными зернами моноклинного пироксена. По составу рассматриваемые породы аналогичны океаническим базальтам. Вероятно, габбро-диабазы сложен дайковый горизонт, который под базальтами в зонах трансформных ущелий Срединно-Атлантического хребта наблюдался с подводных аппаратов [Арсуана, 1975]. Верхи бортов разломных ущелий сложены океаническими базальтами.

В бортах разломных ущелий, таким образом, вскрывается «стратифицированный» разрез океанической коры, сопоставимый с разрезами офиолитовых комплексов континентов. Особое место среди рассматриваемых пород занимают железо-титанистые габбро, которые подняты с юго-восточного борта разломного ущелья Арго с глубины 3670 м (ст. 2157). Геологическое положение этих пород дает основание полагать [Лисицын и др., 1982], что они слагают самостоятельное интрузивное тело, прорывающее другие породы габбрового комплекса. Сложены железо-титанистые габбро призматическими кристаллами плагиоклаза № 40—50, между которыми располагаются ксеноморфные зерна моноклинного пироксена. Порода



Содержание окислов и редких элементов в базальтах и диабазах из зон трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта

Компонент	Вима			Арго			Мария Целеста											Среднее	
	АНТР 131-1	2131-1	2120-5	СIPCE 93-1	2184	2165	2230*	2230-1*	АНТР 97-1	2191	2224	2225	2227	2201/1	2201/2	2201/3а	2201/3б		2201/3г
SiO <sub>2</sub>	49,8	47,5	47,2	51,4	49,1	49,4	46,4	47,5	50,2	47,6	47,1	49,0	49,5	50,5	51,2	48,9	49,1	47,9	48,8
FeO <sub>общ</sub>	8,64	9,25	8,74	7,94	10,9	11,0	9,38	8,80	9,00	8,35	10,0	9,78	10,4	10,0	9,70	10,2	11,2	11,5	9,71
MgO	8,16	7,36	9,55	7,93	8,16	8,36	6,66	6,51	7,60	8,07	7,6	8,31	7,64	7,51	7,51	7,34	7,08	5,70	7,61
K <sub>2</sub> O	0,11	0,33	0,16	0,18	0,15	0,16	1,21	0,65	0,23	0,13	0,22	0,11	0,20	0,16	0,18	0,47	0,40	0,25	0,22
Na <sub>2</sub> O	2,84	2,78	2,21	2,76	2,62	2,58	2,00	2,76	2,86	2,10	2,33	2,08	2,78	2,55	2,30	2,63	2,55	2,67	2,52
Rb	—	5	—	—	1,8	1,8	18	11	—	2,3	2,9	0,4	3	1,5	1,5	1,5	6,00	2,7	2,5
Li	4	38	—	4	5	5	10	10	4	44	44	3	8	5	4	2	7	1	12
Ba	7	43	31	20	35	32	100	100	20	21	36	34	56	43	31	48	62	51	35
Sr	120	160	52	110	140	130	160	210	120	110	86	65	130	100	87	120	160	140	114
Cr	280	340	300	370	230	290	300	240	340	400	200	200	280	160	280	260	230	280	277
Ni	110	280	260	100	160	150	190	120	130	120	120	120	130	120	170	180	160	120	152
Co	33	60	40	33	40	45	60	38	24	58	56	50	40	50	60	55	46	30	45
V	230	240	240	180	200	210	140	240	240	230	320	290	340	300	250	260	260	320	249
Sc	40	55	16	50	36	46	45	30	32	54	27	34	34	26	40	32	32	36	37
Sn	—	2,1	3,6	—	2,5	2,5	1,8	2,3	—	1,6	2,0	2,2	2,4	3,0	1,9	2,0	2,9	2,6	2,4
Zn	—	250	160	—	200	120	110	120	—	76	200	140	240	130	130	120	150	120	150
Cu	87	70	79	82	55	49	110	66	120	76	140	34	59	100	110	120	140	160	92
W	—	0,5	—	—	0,39	0,27	0,36	0,20	—	0,33	—	0,27	0,24	—	—	—	—	—	0,26
Zr	55	—	—	72	—	—	—	—	87	—	—	—	—	75	—	—	—	—	72
B	—	—	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	22	25	31	21	20
F	—	—	150	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	200	200	200	160	170	180

Примечание. Здесь и в табл. 5, 6 и 8 пробы с индексом АНТР и СIPCE заимствованы из работы [Engel, Fisher, 1975]; звездочкой помечены пробы, данные по которым при расчете средних по щелочным элементам и Ba не использовались.

обогащена рудным минералом, ксеноморфным по отношению к силикатам.

Имеется большое количество данных, касающихся состава и содержания редких элементов в магматических породах трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта. Мы используем преимущественно геохимические данные, хотя для анализа особенностей вещественного состава пород привлечены оригинальные и литературные [Engel, Fisher, 1975; Белевцев и др., 1979] материалы.

Базальты разломов представлены низкокальциевыми толеитами. В них отмечается нормативный гиперстен, т. е. они насыщены кварцем. Только в обр. 2230 и 2231-1 содержания  $K_2O$  составляют 1,21 и 0,65%. Эти образцы характеризуются высокими значениями потерь при прокаливании, они обогащены водой, в обр. 2230 отмечается преобладание закисного железа над окисным, в связи с чем можно полагать, что эти базальты изменены в результате процессов гальмиролиза. Как и во всех океанических базальтах, в базальтах зон разломов высоки содержания элементов группы железа и очень низки концентрации всех литофильных элементов, особенно щелочей (табл. 4).

Содержания петрогенных элементов в габброидах существенно иные, чем в базальтах. В габбро высоки концентрации феррических компонентов,  $K_{Fe} = 0,11-0,25$ . Концентрации Cr и Ni в них в 2—3 раза выше, литофильных редких элементов — ниже (табл. 5), чем в базальтах, что определяется, очевидно, их кумулятивной природой. В анортозитах повышены концентрации глинозема (23—25%), Ca (8—9%) и Na, что связано с высоким содержанием в породах плагиоклаза. Содержания же в породах K, Rb, Ba низкие. Все это свидетельствует о том, что анортозиты, как и габбро, являются ранними кумулятивными образованиями первичной базальтоидной магмы.

От других интрузивных пород Fe — Ti габбро отличаются значительным увеличением содержания железа, щелочей, особенно калия, что указывает на позднее образование этих пород из толеитовой магмы. К поздним породам относятся описанные в работе [Engel, Fisher, 1975] гранитоидные образования, поднятые в одной драге с Fe — Ti габбро.

Учитывая закономерное уменьшение K/Rb отношения от ранних образований к поздним в единых генетических сериях пород [Аренс, 1959; Ставров, 1978], можно определить относительное время возникновения магматических пород зон разломов. В габбро величина K/Rb отношения в среднем составляет 1041, в вебстеритах — 1041, анортозитах — 1744, а в базальтах — 724; в породах повышенной кремнекислотности величина отношения колеблется в интервале 200—300, среднее для Fe — Ti габбро равно 11. Таким образом, анортозиты, вебстериты и габбро представляют собой ранние образования, а Fe — Ti габбро и гранитоидные породы — поздние дифференциаты основной магмы.

Формирование анортозитов связано, очевидно, с процессом кумуляции основных плагиоклазов, что подтверждается распределением в породах Ba и Sr. Минералом-концентратором и носителем Sr в основных породах выступает плагиоклаз, причем коэффициент распределения ( $K_{Sr}$ ) его при кристаллизации плагиоклаза из базальтовой магмы больше 1 [Коваленко и др., 1984], в то время как Ba в магматическом процессе строго следует за калием. В анортозитах — продуктах кумуляции основного плагиоклаза — отмечаются максимальные концентрации Sr, в то время как Ba остается на уровне других пород третьего слоя. В анортозитах, как и в габбро, наблюдаются минимальные значения Rb/Sr отношения: 0,004 против 0,02 в базальтах.

В гипербазитах сумма железо-магниевого окислов в пересчете на сухой остаток составляет 50—55%, что позволяет, согласно Л. В. Дмитриеву [1973], относить их к гарцбургитам. Это подтверждают находки в породах нормативных оливина и гиперстена. Полевошпатовая часть гипербазитов, судя по нормативным составам, не превышает 1—3%. Породы содержат большие количества элементов группы железа, а концентрации

Содержание окислов и редких элементов в породах третьего океанического

Компонент	Габбро										
	Вима					Арго				Мария Целеста	Среднее
	АНТР— 130(B) 1(2a)	2111	2145-3в	2145-3а	2145-4а	2157-3	СРСЕ 82-1	АНТР 126-1 (4)	АНТР 126-1 (1)	СРСЕ 97-D	
SiO <sub>2</sub>	50,7	46,5	46,9	43,5	43,1	42,4	50,4	—	—	50,5	46,8
FeO <sub>общ</sub>	4,30	4,40	4,50	4,38	6,50	4,18	5,82	—	—	7,34	5,18
MgO	9,74	9,59	12,1	18,9	16,3	9,38	8,11	—	—	9,44	11,70
K <sub>2</sub> O	0,03	0,07	0,01	0,07	0,19	0,04	0,07	—	—	0,10	0,07
Na <sub>2</sub> O	2,05	1,87	1,98	2,22	1,40	0,40	2,95	—	—	2,24	1,89
Rb	—	0,5	0,1	0,6	0,9	0,1	—	0,69	—	0,47	0,48
Li	—	8	6	8	10	27	—	—	—	—	12
Ba	3	18	19	52	30	56	10	11	21	9	23
Sr	120	130	140	130	150	32	120	99	180	120	122
Cr	720	1000	740	640	810	140	100	1000	610	980	675
Ni	210	240	720	680	610	340	100	250	230	350	373
Co	30	50	43	39	64	28	30	35	32	38	39
V	180	65	77	110	150	120	160	160	210	130	136
Sc	39	35	22	14	12	10	50	35	29	54	30
Sn	—	1,0	1,6	1,2	2,0	2,4	—	—	—	—	1,6
Zn	—	—	—	155	138	235	—	—	—	—	176
Cu	45	65	74	32	50	44	19	78	34	91	53
W	—	0,51	0,66	0,69	0,84	0,43	—	—	—	—	0,62
Zr	12	—	—	—	—	—	20	15	25	20	18

литофильных элементов в них минимальны (табл. 6). Геохимически гипербазиты зон разломов сопоставимы с альпинотипными гипербазитами и с гипербазитами офиолитовых комплексов.

На диаграмме АFМ (рис. 3) магматические породы зон разломов образуют единый толеитовый тренд дифференциации, близкий к тренду эволюции пород Скергаардской интрузии [Уэйджер, Браун, 1970] и дифференцированных траппов Сибирской платформы [Альмухамедов, 1972]. Большая часть разностей габбрового комплекса попадает в поле кумулятивных пород офиолитовых комплексов, т. е. они могут оказаться ранними образованиями базальтовой магмы. Некоторые разности габбро по составу близки базальтам. Не отмечается разницы между базальтами и породами, которые мы относим к дайковой серии. Фигуративные точки составов Fe — Ti габбро попадают в верхнюю часть поля базальтов (см. рис. 3), т. е. их можно рассматривать как поздние образования толеитовой магмы. Гипербазиты зон разломов на диаграмме концентрируются в поле метаморфизованных ультраосновных пород офиолитовых комплексов. По аналогии с последними, учитывая отмеченную выше сильную тектонизированность гипербазитов зон разломов, можно полагать, что генетически они не связаны с другими магматическими породами зон разломов.

Генетическое родство пород можно устанавливать с помощью семи-компонентной диаграммы Лодочникова, порядок нанесения на которую компонентов основных пород был предложен нами ранее [Зоненшайн, Кузьмин, 1978]. Замечательное свойство этой диаграммы состоит в том, что если составы пород попадают на одни и те же линии, то они являются комплементарными т. е. любые промежуточные составы могут быть

## Слоя из зон трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта

Всестериты	Анортозиты				Габбро Fe—Ti				Графитовое габбро	Кварцевые мочалки	Плагиоациты					
	Вима		Мария Целеста		Арго			Среднее					Арго			
	2145-5	АНТР 130(В)-2	СРСЕ 97-Х	АНТР 84-58(2)	Среднее	2157-1	2157-2						АНТР 125-8	Среднее	АНТР 125-4(В)	АНТР 125-4(С)
37,3	55,9	56,4	56,2	56,2	41,3	43,4	43,2	42,6	57,3	75,1	76,4	—				
8,36	1,25	1,10	1,65	1,33	21,9	19,7	17,7	19,7	10,9	1,84	0,81	—				
27,75	1,01	0,92	1,13	1,02	6,10	3,89	6,22	5,40	2,31	0,23	0,87	—				
0,10	0,30	0,07	0,31	0,22	0,11	0,29	0,17	0,19	0,72	3,27	0,07	—				
0,40	6,18	6,33	6,89	6,47	2,50	2,92	2,70	2,70	5,17	4,55	7,70	—				
0,6	1,5	0,23	—	0,86	1,5	19	20	13,5	30	90	—	—				
11	—	—	—	—	4	7	—	5	—	—	—	—				
18	19	37	18	25	34	40	—	37	160	120	180	150				
25	230	320	150	233	120	200	128	150	150	18	86	170				
1400	58	370	220	212	сл.	сл.	—	сл.	6	8	7	10				
1300	28	34	25	29	74	40	—	57	9	10	29	19				
100	2	2	4	3	64	38	—	51	17	10	5	14				
52	22	39	45	35	500	170	—	335	63	5	9	70				
4	10	15	15	13	4,3	4,4	—	4,4	2,9	10	10	24				
1	—	—	—	—	1,7	2,6	—	2,2	—	—	—	—				
87	—	—	—	—	346	360	—	353	—	—	—	—				
88	4	4	6	5	79	64	—	72	16	5	5	25				
0,72	—	—	—	—	0,48	0,42	—	0,45	—	—	—	—				
—	10	20	9	13	90	105	—	102	97	250	550	170				

получены путем сложения или вычитания крайних составов [Людочкиков, 1926]. На диаграмму Людочкикова (рис. 4) наряду с магматическими породами зон разломов нанесены также расчетные составы океанических магм, формирующихся при разных давлениях [Суцевская, 1983], а также составы оливинов из базальтов Аравийско-Индийского хребта [по Белевцеву и др., 1980]. Базальты и габброиды образуют единый комплементарный ряд, куда входит состав оливинов из базальтов. Это позволяет говорить, что ведущим процессом при образовании данных пород выступает фракционирование оливинов. Следует подчеркнуть, что на этот же комплементарный ряд попадают возможные составы первичных океанических магм. Анортозиты, Fe — Ti габбро и породы повышенной кремнекислотности выпадают из этого ряда. Вероятно, это обусловлено тем, что при их образовании большое значение имеет фракционирование не оливинов, а других минералов — плагиоклазов, титаномagnetитов. Гипербазиты зон разломов не комплементарны с другими рассматриваемыми породами, их составы на диаграмме образуют свой комплементарный ряд.

Средние содержания редкоземельных элементов в базальтах зон разломов (табл. 7) близки к средним по океаническим толеитам, приводимым разными исследователями [Балашов, 1976; Wedepohl, 1981]. В породах габбрового комплекса содержания РЗЭ значительно меньше, чем в базальтах, а минимальные концентрации их отмечаются в гипербазитах. В Fe — Ti габбро концентрации РЗЭ находятся на уровне базальтов, наиболее высокие они в породах повышенной кремнекислотности.

Соотношение легких и тяжелых лантаноидов в спектрах РЗЭ, о котором можно судить по величине La/Yb отношения, в базальтах и породах

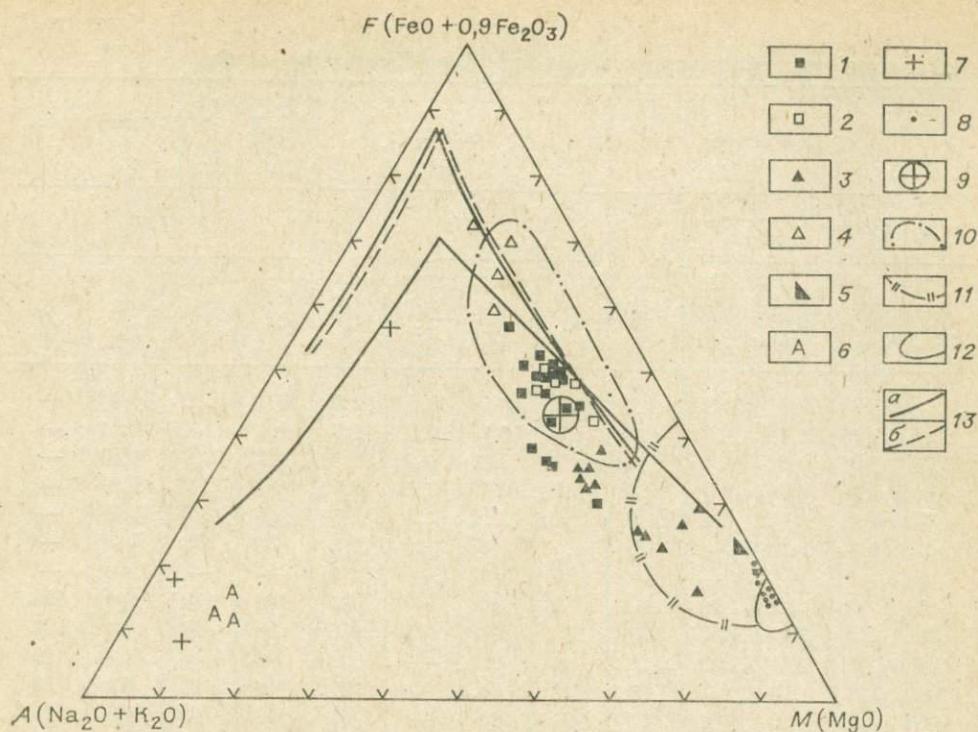


Рис. 3. Диаграмма AFM магматических пород зон разломов.

1 — базальты; 2 — диабазы (дайки); 3 — габбро; 4 — железо-титанистое габбро; 5 — проросциты; 6 — анортозиты; 7 — породы гранитоидного состава; 8 — гипербазиты; 9 — средний состав океанических базальтов; 10 — поле составов океанических базальтов; 11, 12 — поля составов пород офиолитовых: основных и ультраосновных кумулятов (11) и метаморфических гипербазитов (12) [по Кольману, 1979]; 13 — линии дифференциации пород Скергаардской интрузии (а) [по Уэйджеру, Брауну, 1970] и траппов Сибирской платформы (б) [по Альмухамедову, 1972].

третьего слоя океанической коры близкое. В базальтах La/Yb отношение несколько больше единицы, в породах расслоенной серии — несколько меньше. Это может лишней раз свидетельствовать о генетической общности данных пород. В гипербазитах величина рассматриваемого отношения в среднем составляет 2,8.

Графики нормированных (по отношению к хондриту) содержаний РЗЭ в исследуемых породах приведены на рис. 5. Для базальтов разломов Аравийско-Индийского хребта, как и для океанических базальтов в целом, свойственно хондритовое распределение РЗЭ, т. е. не отмечается существенного обогащения их ни легкими, ни тяжелыми лантаноидами. Нет в базальтовых спектрах и европиевого минимума.

В габбро, анортозитах и вебстеритах, как хорошо видно на рис. 5, содержания всех РЗЭ заметно ниже, чем в базальтах. Это согласуется с выводами о более ранней природе пород третьего слоя. Действительно, так как при кристаллизации базальтовых магм  $K_{РЗЭ} < 1$  [Балашов, 1976; Zielinski, Lipman, 1976], поздние образования единой генетической серии пород должны быть обогащены этими элементами. Обращает на себя внимание четко выраженный европиевый максимум в габбро и анортозитах. Как известно [Балашов, 1976],  $Eu^{2+}$  «охотнее», чем Sm и Gd, входит в решетку плагиоклазов, замещая Ca. Так как габбро и особенно анортозиты обогащены ранним плагиоклазом, то понятно, почему в них четко проявлен европиевый максимум.

Наличие европиевого максимума, свойственного ранним породам, предполагает наличие европиевого минимума для поздних пород. В породах повышенной кремнекислотности такой минимум отмечается (см. рис. 5), что подтверждает происхождение их из остаточных магматических расплавов. Однако в базальтах — породах комагматичных с габбро и с анортозитами — нет европиевого минимума. В связи с этим резонно пред-

Содержание редких элементов в серпентинитах из зон трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта

Компонент	Вима							Арго			Мария Целеста		Среднее	Альпийские гипербазиты [Виноградов, 1962]	Гипербазиты хр. Хангашир [Зоненшайн, Кузьмин, 1978]
	2141-1	2141-3а	2145-1в	2145-1г	2145-1д	2145-2а	2145-4б	2160	СІРСЕ 93-3	СІРСЕ 93-2	СІРСЕ 97-6	СІРСЕ 82-2			
K, %	0,005	0,036	0,0031	0,020	0,009	0,003	0,010	0,044	—	—	—	—	0,016	0,03	0,018
Rb	0,1	0,8	0,1	0,5	0,6	0,1	1,8	>0,5	—	—	—	—	0,2	2	1
Li	9	8	6	8	8	8	6	10	1	1	1	7	5	0,5	3
Ba	18	18	17	16	19	18	—	24	2	2	2	2	12	1	16
Sr	<10	<10	<10	<10	<10	—	<10	20	—	25	5	5	11	10	<10
Cr	1600	1600	1300	1300	1000	1000	1200	1400	2100	3100	1400	2800	1650	2000	3500
Ni	2400	2500	2200	2300	2200	2400	2600	1400	1600	1600	1400	1300	1990	2000	1500
Co	120	120	120	100	96	120	120	130	100	81	100	49	105	200	158
V	140	71	81	82	83	70	62	110	70	90	40	50	68	40	63
Sc	6,0	6,8	4,3	4,1	2,3	2,6	6,8	12	20	30	10	10	10	5	15
Sn	1,6	1,7	1,2	1,3	2,0	1,3	1,3	—	—	—	—	—	1,5	0,5	—
Zn	175	132	125	15	97	138	126	—	—	—	—	—	115	300	—
Cu	46	24	32	15	7	16	2,9	—	26	20	29	54	27	20	—
W	0,62	0,75	0,51	0,53	0,41	0,45	0,41	—	—	—	—	—	0,52	0,1	—
Zr	—	—	—	—	—	—	—	—	2,0	20	20	20	20	30	—

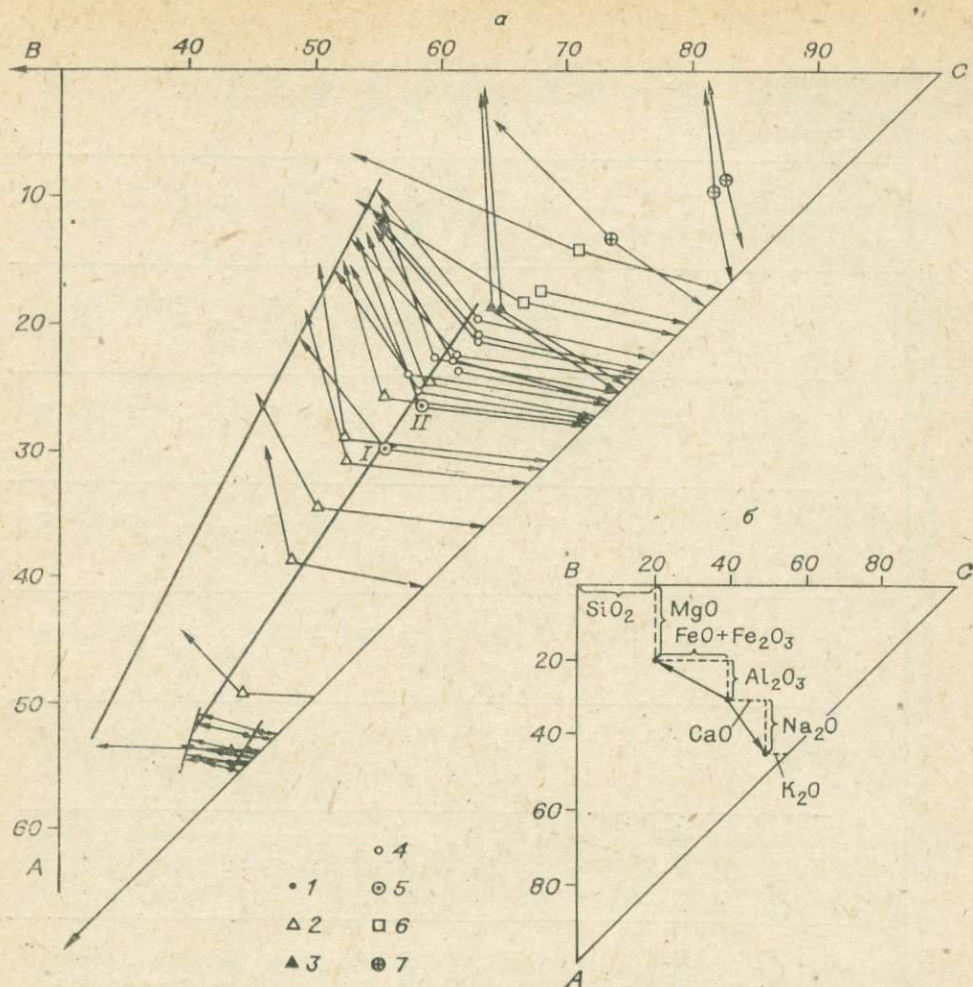


Рис. 4. Диаграмма Лодочникова для магматических пород зон разломов (а) и порядок нанесения элементов на диаграмму (б).

1 — гипербазиты; 2 — габбро; 3 — анортозиты; 4 — базальты и диабазы; 5 — составы океанической толдеитовой магмы [по Сушевой, 1983]; 6 — железо-титанистое габбро; 7 — породы гранитоидного состава.

положить, что среди пород расслоенной серии (третьего слоя океанической коры) должны быть разности с европиевым минимумом. Возможно, такими породами являются пироксениты. Низкие содержания в них РЗЭ не позволяют на основании использованной методики решить этот вопрос. Но, судя по соотношениям Sm и Eu в вебстеритах (см. рис. 5), можно предполагать наличие европиевого минимума в этих породах. В пироксенитах расслоенной серии офиолитов он был установлен нами в офиолитах хантайшурского комплекса [Кузьмин, Конусова, 1982]. Таким образом, данные по распределению РЗЭ в магматических породах зон разломов подтверждают вывод о происхождении пород второго и третьего слоев из единой магмы.

Для понимания природы магматических пород важное значение имеют данные изотопных исследований. Существует большое количество определений изотопов Sr в океанических базальтах [Hedge, Peterman, 1970; Peterman, Hedge, 1971; Фор, Пауэлл, 1974; и др.], по которым и построена гистограмма распределения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в базальтах срединно-океанических хребтов (рис. 6). Эта величина в океанических базальтах варьирует незначительно, в среднем составляя 0,7028 [Фор, Пауэлл, 1974]. Она отражает соотношения изотопов Sr в мантийном источнике магм, давшем начало породам срединно-океанических хребтов. Учитывая,

Средние содержания редкоземельных элементов в магматических породах зон трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта

Компонент	Базальты	Габбро	Вебстериты	Анортозиты	Габбро	Гранофировое габбро	Кварцевый монцонит	Серпентиниты
La	5,96	0,48	0,25	—	3,95	Не обн.		0,39
Ce	12,29	1,82	—	2,24	7,95	63,9	53,2	1,7
Pr	1,88	—	—	—	1,50	Не обн.		—
Nd	11,37	1,51	0,34	1,47	7,81	49,7	30,3	0,32
Sm	3,70	0,65	0,15	0,48	3,47	14,5	7,00	0,25
Eu	1,24	0,36	0,04	0,48	1,78	4,17	0,616	0,004
Gd	4,00	1,03	—	0,58	5,35	17,0	8,22	—
Tb	1,36	—	—	—	—	Не обн.		—
Dy	5,53	1,23	—	0,84	6,08	19,2	10,8	—
Ho	1,08	—	—	—	1,35	Н. о.	Н. о.	—
Er	3,75	0,82	—	0,53	3,51	15,7	7,68	—
Yb	3,93	0,82	0,15	0,50	3,85	16,0	8,22	0,14
Lu	0,44	0,12	—	0,076	0,50	Не обн.		—
Y	29,88	5,2	5,6	Не обн.	29	»	»	0,9
ΣРЗЭ + Y	86,41	14,04	6,53	7,20	76,10	200,17	126,04	3,74
La/Yb	1,5	0,6	1,7	—	1,0	—	—	2,8
n	10	8	1	2	3	1	1	3

Примечание. При расчете средних использованы как наши данные, полученные в Институте геохимии СО АН СССР, так и данные работы [Hedge e. a., 1979]. Анализ на РЗЭ в Институте геохимии проводился спектральным методом с предварительным обогащением по методике Е. В. Смирновой и В. В. Конусовой [1982].

что в осевых частях рифтовых зон океана близко к поверхности Земли под-ходит астеносферный слой, можно полагать, что цифра 0,7028 отражает величину  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения в астеносфере.

Определения величины отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в магматических породах зон разломов Аравийско-Индийского хребта были выполнены в Институте геохимии СО АН СССР под руководством Г. С. Плюснина. Результаты их сведены в табл. 8, в которой приведены также данные, заимствованные из работы [Hedge e. a., 1979]. Для большинства базальтов, габбро, Fe — Ti габбро, анортозитов, плагиогранитов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703-0,704$ , т. е. оно близко к среднему значению для океанических базальтов. Величины, достигающие 0,705 или 0,7079, могут быть связаны с процессами изменения пород и ассимиляцией ими морской воды, для которой  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,709$  [Peterman e. a., 1970]. Таким образом, данные по геохимии изотопов Sr подтверждают генетическое единство пород второго и третьего слоев океанической коры, вскрываемой в зонах разлома, и возможность происхождения их из единой магмы.

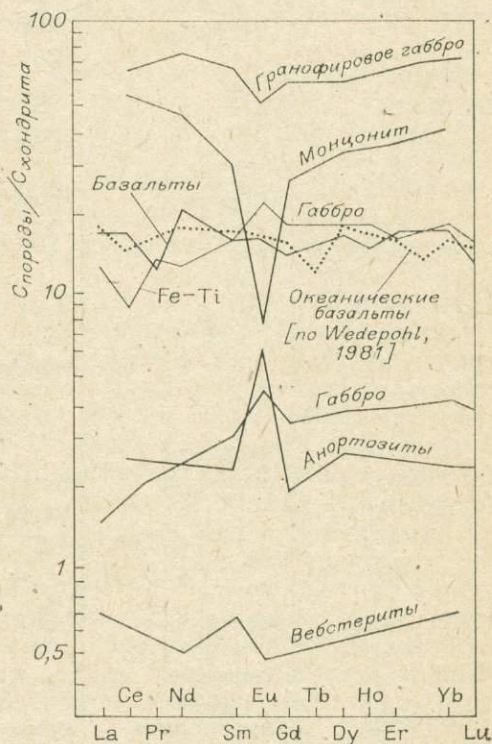


Рис. 5. График нормированных содержаний РЗЭ в магматических породах зон разломов.

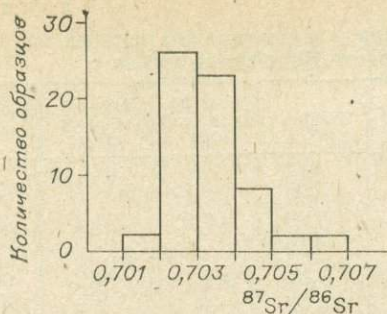


Рис. 6. Гистограмма распределения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения в океанических базальтах [по Фору, Пауэллу, 1974].

Особо следует остановиться на анализе данных по гипербазитам. Как мы видели, на многих петрографических диаграммах эти породы образуют обособленные поля, оторванные от других магматических пород зон трансформных разломов. Как отмечалось при геологическом описании образцов, они тектонизированы в значительно большей степени, чем все остальные породы океанической коры. Это позволяет полагать, что гипербазиты генетически не связаны с остальными породами, вскрываемыми в зонах разломов, в отличие от которых они имеют гораздо более высокие значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (см. табл. 8). Большие содержания радиогенного стронция в гипербазитах океанов отмечались неоднократно. Например, детальное изучение распределения изотопов Sr в породах Атлантического океана [Bonatti, 1971; Bonatti e. a., 1970; Бонатти и др., 1973] показало, что значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения в океанических перидотитах колеблются в интервале 0,706—0,714, а в отдельных образцах достигают 0,7227. Некоторые исследователи допускают, что такие значения этого отношения

Таблица 8

Соотношения изотопов Sr в породах зон трансформных разломов

№ образца	Порода	Местоположение	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
ANTR 131-2	Базальты	Вима	0,5	118	0,70298	—
2165	»	Арго	1,8	130	0,7034	0,0006
2164	»	»	1,8	140	0,7041	0,0005
CIPCE 93-4	»	»	2,5	126	0,70298	—
2230-1	»	Мария Целеста	1,1	210	0,7032	0,0004
2250	Диабазы	»	0,4	65	0,7054	0,0007
2111	Габбро	Вима	0,5	130	0,7059	0,0008
2145-3A	»	»	0,6	130	0,7035	0,0005
2145-4a	»	»	0,9	150	0,7045	0,0007
ANTR 130(в)-1(2)	»	»	0,3	123	0,70283	—
ANTR 126-1(4)	»	Арго	0,7	98	0,70322	—
CIPCE 82-1	»	»	0,4	141	0,70326	—
CIPCE 97-13	»	Мария Целеста	0,6	145	0,70308	—
CIPCE 97-D	»	»	0,5	124	0,70302	—
CIPCE 97-C	»	»	0,3	62	0,70333	—
2145-5	Вебстериты	»	0,6	25	0,7059	0,0005
ANTR 130(В)-2	Анортозиты	Вима	2,0	240	0,70295	—
CIPCE 97-X	»	Мария Целеста	0,2	393	0,70321	—
2157-1	Fe — Ti габбро	Арго	1,5	120	0,7037	0,0004
2157-2	»	»	19,0	200	0,7079	0,0006
ANTR 125-8	»	»	20,0	128	0,70337	—
ANTR 125-4(в)	Гранофировое габбро	»	30,0	133	0,70338	—
ANTR 125-4(с)	Кварцевые монцониты	»	90,0	28	0,70418	—
2145-2a	Серпентиниты	Вима	0,1	<10	0,7097	0,0004
2145-1в	»	»	0,1	<10	0,7129	0,0004

связаны с контаминацией серпентинитами морской воды. Однако это маловероятно, так как между величиной отношения и содержанием в породах Sr зависимости нет [Фор, Пауэлл, 1974]; кроме того, в ряде случаев величина отношения изотопов Sr в гипербазитах выше, чем в морской воде. Надо отметить, что высокие значения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отмечаются в альциноптирных гипербазитах [Фор, Пауэлл, 1974] и в гипербазитах офиолитовых комплексов континентов [Плюсин и др., 1979; Колман, 1979].

Р. Колман [1979] полагает, что метаморфизованные гипербазиты офиолитовых комплексов, в связи с крайне низкими концентрациями несовместимых элементов и высокими отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , представляют собой остаточную фракцию плавления мантийного вещества, которое проходило не менее 1 млрд. лет назад. Мы также предполагаем [Плюсин и др., 1979], что серпентиниты офиолитовых комплексов могут быть представителями протолитосферы Земли, сформированной на докембрийских этапах ее истории, синхронно с процессом глобальной дегазации [Гаст, 1975]. В фанерозойское время протолитосфера уже не вовлекалась в процессы магмообразования. Э. Бонатти с соавторами [1973] также отрывают гипербазиты Атлантики от других пород океанического дна и считают, что они представляют собой производные системы, изначально обогащенной литофилами, имеющей более высокое значение Rb/Sr отношения по сравнению с системой, родоначальной для океанических базальтов. Вероятно, такие ультраосновные породы широко развиты в Мировом океане и могут быть полностью сопоставимы с гипербазитами офиолитовых комплексов континентов.

В связи со сказанным выше необходимо упомянуть, что ряд исследователей (например, [Шейнман, Лутц, 1974]) считают, что гипербазиты океанов отличаются от гипербазитов континентов. Чтобы разобраться в этом, попытаемся более широко взглянуть на результаты сравнительного анализа состава гипербазитов океана и континента. Как известно, гипербазиты в океане чаще всего встречаются в зонах трансформных разломов, в основании островных дуг, где они подстилают породы островодужных комплексов [Геология дна..., 1980], а также в основании крупных океанических структур типа хр. Брокен (Индийский океан). В ряде случаев для них доказываются протрузивная природа и интенсивная тектонизированность.

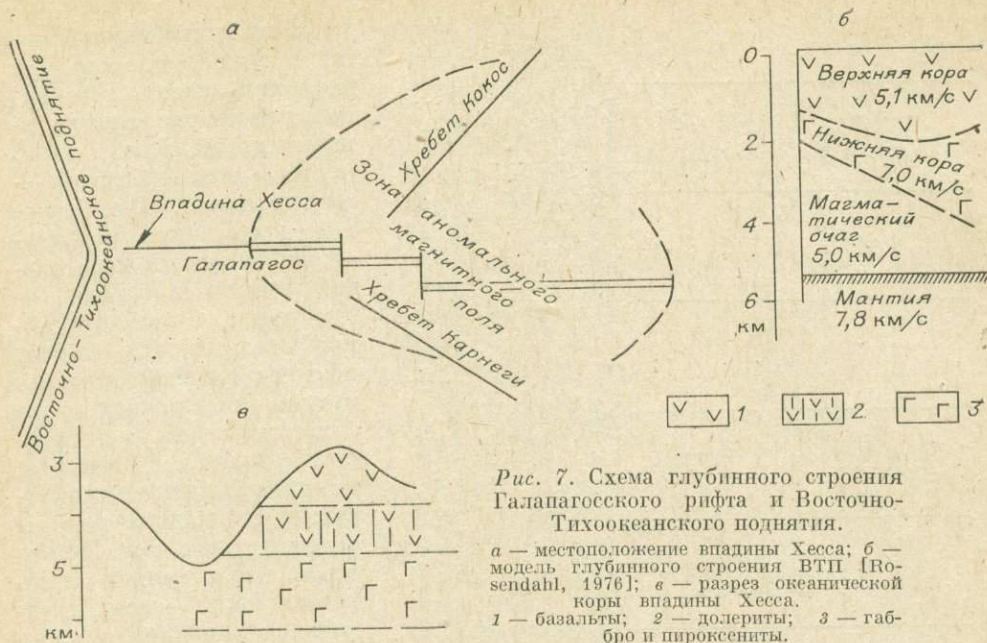
Среди ультраосновных пород океана отмечаются разности от дунитов до лерцолитов, но преобладают перидотитовые разности, гарцбургиты [Дмитриев, 1973]. Некоторые исследователи считают, что океанические дуниты редки, но, по мнению В. И. Чернышевой [1974] и Л. И. Зубатаревой и соавторов [1976], дуниты широко распространены среди океанических пород, но часто химические анализы их не выполнялись, так как они — наиболее серпентинизированные разности ультраосновных пород океана.

Данные, касающиеся состава ультраосновных пород океанов, гипербазитов офиолитовых комплексов включений в щелочных базальтах и докембрийских ультраосновных пород, приведены в табл. 9. При петрохимической группировке пород был использован коэффициент Л. В. Дмитриева [1973], который наиболее удачно, на наш взгляд, отражает степень дифференцированности первичного мантийного вещества. При группировке использовался также  $K_{\text{Fe}}$ , определяющий в этих породах в какой-то мере состав темноцветных минералов. Лерцолиты срединно-океанических хребтов по составу и концентрациям редких элементов близки к включениям ультраосновных пород в щелочных базальтах и кимберлитах (ср. гр. 1 и 5 с гр. 2 и 3 в табл. 9). Другие разности океанических гипербазитов (см., например, табл. 4, гр. 10 и, особенно, 14) аналогичны ультраосновным породам офиолитовых комплексов. Таким образом, океанические гипербазиты широко варьируют по составу и у них имеются аналоги среди ультраосновных пород континентов, гипербазитов офиолитовых комплексов.

Химический и редкоэлементный состав гипербазитов океанов и континентов

Компонент	$K_{\text{Д}} < 50$										$50 < K_{\text{Д}} < 55$						$K_{\text{Д}} \geq 55$		
	$K_{\text{Fe}} < 10$				$K_{\text{Fe}} = 10-15$	$K_{\text{Fe}} > 15$					$K_{\text{Fe}} < 10$	$10 < K_{\text{Fe}} < 15$			$K_{\text{Fe}} > 15$	$K_{\text{Fe}} < 10$	$K_{\text{Fe}} > 15$		
	1	2	3	4		5	6	7	8	9		10	11	12				13	14
SiO <sub>2</sub>	45,50	44,71	45,41	44,60	45,7	48,58	45,39	46,63	46,46	45,00	43,86	43,55	44,40	45,10	43,37	43,69	41,50	44,58	39,21
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,21	0,15	0,05	0,2	0,05	0,40	0,34	0,19	0,1	0,12	0,08	0,05	0,14	0,08	0,15	0,75	0,03	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,47	2,12	1,90	2,23	3,7	1,98	5,02	3,02	3,58	1,7	1,21	1,49	1,05	2,82	1,59	1,81	1,83	0,53	1,21
FeO <sub>общ</sub>	8,23	7,96	8,57	8,90	9,1	10,08	12,74	11,65	11,40	9,2	9,15	8,44	8,01	10,89	11,06	11,18	18,32	8,81	17,40
MgO	37,76	42,41	41,67	41,85	38,4	33,52	26,41	34,23	32,97	42,6	44,06	44,43	45,25	41,27	41,52	42,43	34,55	48,35	40,62
CaO	3,46	1,87	1,89	2,26	2,3	5,45	9,04	4,79	5,10	0,7	1,16	1,06	0,86	1,08	1,81	0,89	4,13	0,31	0,92
MnO	0,12	0,11	0,11	0,12	0,1	0,15	0,27	0,18	0,21	0,10	0,15	0,11	0,12	0,23	0,17	0,13	0,25	0,12	0,22
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,68	0,17	0,20	0,3	0,15	0,32	0,15	0,49	0,2	0,12	0,05	0,05	0,50	0,11	0,07	0,19	0,04	0,18
K <sub>2</sub> O	0,03	0,10	0,03	0,03	0,1	0,04	0,03	0,03	0,18	0,1	0,04	0,01	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,02	0,11
n	2			60	69	4	4			71	40			3	6	6		6	7
Rb	—	3,4	0,75	—	0,52	0,5	0,36	—	—	0,54	0,55	0,24	—	0,4	0,35	—	—	0,5	—
Ba	3,0	33	7,5	—	7,7	9	7,5	—	—	10,2	22	2,6	—	—	2	—	—	17	—
Sr	75	43	18	—	—	8	18,5	—	—	—	10	2,8	—	8	10	—	—	10	—
Ni	2690	2500	2000	—	2500	775	820	—	—	2100	2490	2000	—	1858	2100	—	—	2440	—
Co	790	112	134	—	117	98	108	—	—	121	116	110	—	—	110	—	—	110	—
Cr	4190	3000	3200	—	4400	2412	1512	—	—	3400	3060	2470	—	3120	1970	—	—	2000	—
V	88	90	70	—	47	69	116	—	—	42	48	50	—	—	30	—	—	42	—
La	—	2,5	0,94	—	—	—	—	—	—	—	0,015	0,5	—	—	—	—	—	—	—
Ce	1,51	4,7	1,6	—	1,51	0,13	0,27	—	—	0,17	0,14	0,9	—	—	0,04	—	—	—	—





рифта со скоростью 4,1 см/год и формирование в связи с этим в рифтовой зоне новой океанической коры, что находит подтверждение в полосовых магнитных аномалиях, установленных вдоль впадины Хесса [Непрочнов, Кашинцев, 1978].

В бортах впадины наблюдается закономерная смена пород от габброидов, включающих плагиоклазовые перидотиты, троктолиты, габбро-нориты, оливиновые и нормальные габбро (скорости поперечных сейсмических волн в этих породах 6,8 км/с) через долериты (сейсмические скорости 5,5 км/с), которые отвечают, очевидно, дайковой серии, к базальтам (сейсмические скорости 3,5 км/с), представленным пиллоу-лавами, покрытыми железо-марганцевыми корками мощностью 2—4 мм (рис. 7). Со дна впадины подняты свежие базальты, на которых следы железо-марганцевых минералов не наблюдаются, что указывает на молодость этих пород по сравнению с базальтами бортов впадины\*.

Среди интрузивных пород, поднятых с нижних горизонтов впадины Хесса, выделяется несколько разновидностей, связанных между собой постепенными переходами: плагиоклазовые перидотиты, троктолиты и разнообразие габбро [Кашинцев и др., 1980]. Плагиоклазовые перидотиты состоят на 85% из серпентинизированных идиоморфных зерен оливина, а интерстиции выполнены полностью сосюритизированными и пренизитизированными зернами плагиоклаза. В троктолитах оливина — 40, плагиоклаза — 60%. Текстура пород такситовая, обусловленная чередованием линз и полос, обогащенных оливином, с мономинеральными прослойками плагиоклазитов. Среди габброидов по количественным соотношениям минералов выделяются оливиновые габбро-нориты, оливиновые и обычные габбро. Зерна оливина в габбро идиоморфны, в отличие от троктолитов замещаются не серпентином, а иддингситом и тальком. Оба пироксена выполняют интерстиции между зернами оливина и удлиненно-призматическими зернами плагиоклаза; ортопироксен, кроме того, образует каемки вокруг кристаллов оливина. Некоторые разновидности габбро содержат до 2—3% рудного минерала, но в оливиновых габбро рудные минералы не отмечаются. Отличительная черта данного естественного об-

\* Базальты дна впадины, образованные в связи с раскрытием Галапагосского рифта, геохимически отличаются от базальтов бортов впадины, что рассмотрено в нашей специальной работе [Кашинцев и др., 1982]; в настоящей монографии мы их не затрагиваем.

Средние составы магматических пород впадины Хесса

Компонент	Плагиоклазовые перидотиты		Троктолиты		Габбро			Долериты	Базальты		Состав магмы впадины Хесса	I	II
	Среднее	Пересчет на безводный остаток	Среднее	Пересчет на безводный остаток	Габбро-норит	Габбро	Среднее		бортов	дна			
SiO <sub>2</sub>	38,02	42,85	41,30	43,44	47,40	47,95	47,62	48,57	49,84	49,21	47,35	49,3	46,43
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,28	0,28	0,28	1,25	2,30	1,08	0,96	0,8	0,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,20	8,11	23,70	24,96	17,89	16,20	17,22	15,81	13,81	15,94	15,87	16,1	17,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,87	4,36	1,10	1,17	1,15	0,98	1,09	4,31	4,84	1,80	—	—	—
FeO	4,12	4,64	2,12	2,25	4,28	4,15	4,15	5,55	7,45	7,21	—	—	—
FeO <sub>общ</sub>	7,61	8,56	3,11	3,30	5,32	5,03	5,13	9,43	11,81	8,83	8,08	6,8	9,69
MnO	0,12	0,14	0,05	0,05	0,10	0,11	0,10	0,46	0,18	0,14	0,13	0,1	—
MgO	32,13	36,20	11,33	11,93	12,13	11,86	12,08	8,66	6,40	9,20	12,80	11,4	13,95
CaO	3,06	3,45	13,57	14,29	12,79	14,50	13,47	9,97	10,17	11,49	10,63	12,6	9,90
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,15	0,70	0,74	1,36	1,32	1,35	2,71	3,35	2,25	1,95	1,8	0,51
K <sub>2</sub> O	0,04	0,05	0,22	0,23	0,07	0,04	0,06	0,17	0,30	0,09	0,17	0,06	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,22	0,24	0,11	—	—	—
H <sub>2</sub> O	10,42	—	4,97	—	2,21	1,70	1,18	1,94	1,26	0,61	—	—	—
Σ	99,17	—	99,13	—	99,70	99,14	98,65	99,32	100,14	99,13	—	—	—
n	4	—	4	—	3	2	5	13	7	8	—	—	—

Примечание. I — состав расплавных включений в оливинах из океанических базальтов [Дмитриев и др., 1979], II — начальный расплав оливинового базальта, образующийся при плавлении перидолита при  $P = 15$  кбар [Рябчиков и др., 1980].

нажения океана — отсутствие среди поднятых пород тектонизированных гипербазитов.

Среди долеритов встречаются две основные разновидности: оливиновые и оливин-плагиоклазовые долериты с крупными вкрапленниками идиоморфного оливина и плагиоклаза, которые выделяются на фоне среднезернистой основной массы и составляют до 20% объема породы; афировые ферродолериты с микродолеритовой структурой и значительным (до 10—15% объема породы) количеством зерен рудного минерала. Базальты представлены афировыми и мелкопорфировыми разновидностями. В порфировых базальтах в качестве вкрапленников встречаются пироксен, плагиоклаз, редкие зерна оливина и рудного минерала, структура основной массы микролитовая или пилотаксовая.

Средние составы магматических пород впадины Хесса приведены в табл. 10. На диаграмме AFM (рис. 8) основная масса точек составов базальтов и долеритов попадает в поле океанических базальтов, вытягиваясь вдоль осевой линии этого поля, что отражает как комагматичность обеих разновидностей пород, так и накопление железа в конечных продуктах дифференциации. Большое количество ферробазальтов среди поднятых во впадине Хесса образцов определяет средний существенно железистый состав базальтов (см. табл. 10). Габброиды, троктолиты и перидотиты концентрируются в поле основных и ультраосновных кумулятов офиолитовых ассоциаций континентов (см. рис. 8). Они сопоставимы с породами расслоенных серий офиолитовых комплексов континентов. Ультраосновные породы отличаются от гипербазитов зон трансформных разломов более высокими содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe и Ca.

Общая особенность всех исследованных пород — низкое содержание в них литофильных элементов (табл. 11). В интрузивных породах (перидотитах, троктолитах и габброидах) высоки содержания Ni, Cr и Co, что, вероятно, указывает на ранний кумулятивный генезис этих образований. Долериты по редкоэлементному составу занимают промежуточное поло-

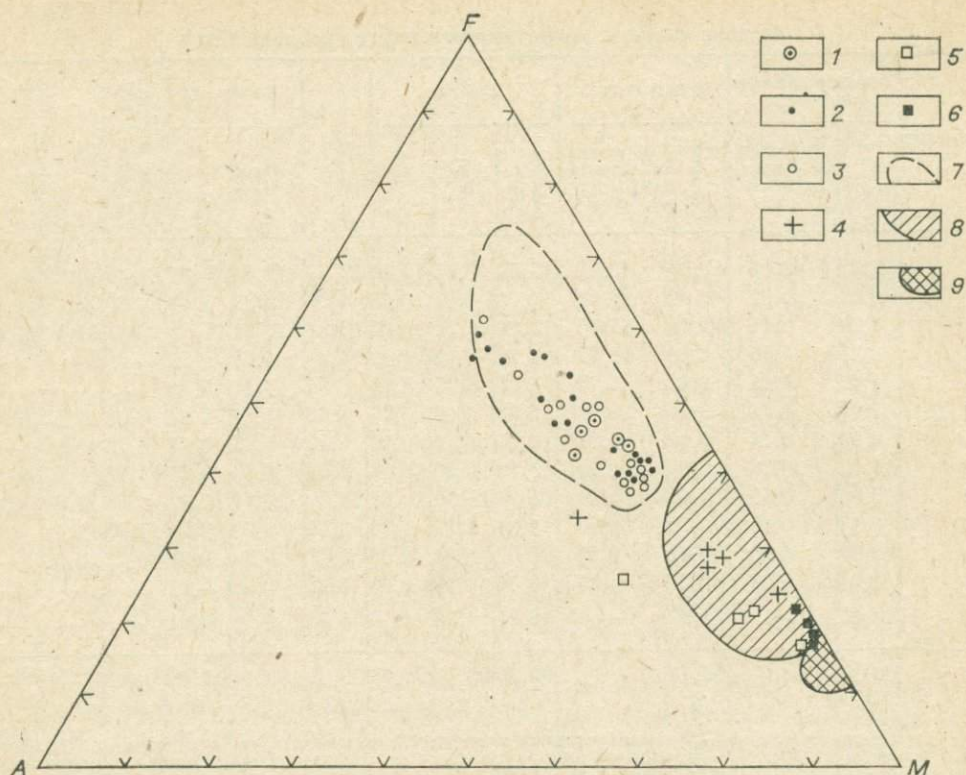


Рис. 8. Диаграмма AFM магматических пород впадины Хесса.

1, 2 — базальты дна (1) и бортов (2) впадины; 3 — долериты; 4 — габброиды, 5 — троктолиты; 6 — плагиоклазовые перидотиты; 7 — поле океанических базальтов; 8, 9 — поля основных и ультраосновных кумулятов (8) и метаморфических гипербазитов (9) офиолитов [по Колману, 1979].

жение между габброидами и лавами. Например, содержания элементов группы железа в них ближе к габбро, а концентрации литофильных редких элементов сопоставимы с содержаниями их в базальтах. Можно заметить, что породы дайкового комплекса офиолитовых ассоциаций также имеют часто промежуточный между подушечными лавами и нижележащими габбро состав [Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Колман, 1979]. В базальтах, особенно в разностях, обогащенных Fe и Ti, наиболее высоки содержания литофильных редких элементов, а концентрации элементов группы железа понижены.

Анализ вещественного состава рассматриваемых пород позволяет заключить, что в бортах впадины Хесса обнажается комагматичная серия пород, сопоставимая с разрезом магматических пород, исключая тектонизированные гипербазиты зон трансформных разломов, или с разрезами верхних частей офиолитовых комплексов континентов. Все породы, вскрытые в бортах впадины Хесса, могут считаться дифференциатами единой базальтоидной магмы.

Породы расслоенной серии офиолитовых комплексов обычно рассматриваются как остатки бывшего магматического очага, давшего начало всем магматическим породам офиолитов [Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Pallisten, Napson, 1982]. Во впадине Хесса, благодаря детальному геофизическому изучению [Непрочнов, Кашиинцев, 1978], известны мощности всех слоев, а с помощью геолого-геохимических исследований установлен их состав, поэтому здесь можно легко проверить обоснованность приведенной модели. Для этой цели было необходимо определить первичный состав магмы и сопоставить его с реально наблюдаемыми или экспериментально полученными составами океанических магм. При расчете состава первичной магмы состав слоя 2А приравнивался к среднему составу базальтов бортов впадины, а 2Б — долеритов даек. При расчете состава

Средние содержания редких элементов в породах впадины Хесса

Компонент	Перидотиты	Троктолиты	Габбро	Догериты	Верхние базальты	Компонент	Перидотиты	Троктолиты	Габбро	Догериты	Верхние базальты
K, %	0,017	0,085	0,055	0,080	0,240	Cu	93	57	106	135	71
Na, %	0,069	0,640	1,00	1,52	1,94	Pb	2,0	4,0	4,3	5,5	3,2
Rb	0,8	0,4	0,6	1,7	3,2	Sn	1,9	1,7	2,6	3,6	4,2
Li	3,7	17	5,8	6,0	6,7	Zn	74	25	54	101	146
Ba	21	24	20	15	48	Y	4,7	6,8	5,5	10	58
Sr	30	126	75	70	120	Yb	0,5	1,1	1,0	1,5	9,6
Zr	20	20	32	62	155	B	36	32	13	22	17
Ni	990	310	190	240	55	Ba/Sr	0,8	0,19	0,26	0,21	0,41
Co	135	44	47	60	49	Ni/Co	7,3	7,0	4,0	4,0	1,1
Cr	1400	925	670	520	84	n	1	2	3	2	3
V	32	14	130	205	305						

третьего слоя океанической коры было сделано допущение, что соотношение магматических пород различных типов, поднятых при драгировании, отвечает истинному соотношению этих пород в третьем слое океанической коры. Результаты расчета приведены в табл. 10.

Расчетная первичная магма отвечает оливиновому толеиту, среди нормативных минералов в ней отмечаются плагиоклаз, диопсид, оливин и гиперстен. Такой подсчет, конечно, сугубо ориентировочный, полученный состав не может быть использован для корректировки обсуждаемых в литературе составов первичных океанических магм, но, как видно из табл. 10, он оказался близок, с одной стороны, расплавному включением из оливинов океанических базальтов [Дмитриев и др., 1979], а с другой — расчетным начальным расплавам, образующимся при плавлении океанических лерцолитов при давлении 15 кбар [Рябчиков и др., 1980]. В связи с этим мы полагаем, что все породы второго и третьего слоев океанической коры образуются из единого очага мантийной магмы, отвечающей по составу, скорее всего, оливиновому толеиту.

Этот вывод подтверждается данными экспериментальных исследований [Грин, Рингвуд, 1968] по плавлению пиролита, которые показали, что при больших объемах (до 25%) выплавки и малых давлениях (~9 кбар, т. е. на глубинах 15—35 км) из пиролита образуются расплавы, отвечающие оливиновым, а при более низких давлениях — даже кварцевым толеитам. Именно на этих глубинах в срединно-океанических хребтах отмечается астеносферный слой, который и служит источником океанических магм. В связи с выдержанностью состава океанических базальтов в целом следует, очевидно, допустить, что наряду с обычными процессами фракционной дифференциации, существующими в магматических очагах, под срединно-океаническими хребтами происходит постоянное просачивание первичных расплавов, приводящее, с одной стороны, к излияниям базальтов в рифтовой долине, с другой — к одновременному образованию кумулятов в промежуточной камере. Этот процесс Н. Л. Добрецов [1981] назвал паратексисом. Нам представляется, что только в случае непрерывной «подпитки» первичными магмами вулканических центров раскрывающегося срединно-океанического хребта можно ожидать наблюдаемую выдержанность составов изливающихся океанических базальтов. Динамика подъема магматических расплавов, возможное смешение первичных магм с остаточными расплавами «кумулятивной зоны» магматического очага могут давать, как правильно считают О. А. Луканин и А. А. Кадик [1983], некоторые вариации в составе и особенно в содержаниях редких элементов, наблюдаемые в океанических базальтах.

Знание строения и состава пород океанического дна позволяет создать модель формирования этих важных структур с учетом данных разных разделов геологической науки. Такая модель имеет важное значение и для

анализа развития складчатых поясов, в основании разрезов которых часто обнаруживается офиолитовая ассоциация пород, которая по геолого-тектоническим [Пейве, 1969; Пейве и др., 1977; Колман, 1974; и др.] и геохимическим [Miyashiro, 1975; Зоненшайн, Кузьмин, 1978] признакам имеет много общего с разрезом океанического дна. Учитывая молодость большинства океанов, отсутствие в них пород более древних, чем мезозойские [Белоусов, 1968, 1978; Лисицын, 1974], можно, очевидно, рассмотреть только две альтернативные гипотезы: образование океанов в результате процессов базификации континентальной коры [Белоусов, 1968]; формирование океанической коры в результате раздвигания океанического дна, когда в системах срединно-океанических хребтов постоянно рождается океаническая литосфера, которая, расходясь по обе стороны от хребта, создает океанические пространства. Последняя гипотеза была выдвинута почти одновременно Г. Хессом [Hess, 1962] и Р. Дитцем [Dietz, 1961], она получила название «спрединга океанического дна» (sea floor spreading). Имеющиеся в настоящее время факты однозначно свидетельствуют, по нашему мнению, о том, что только в рамках этой гипотезы можно найти объяснение процесса формирования океанических пространств. Кратко рассмотрим основные фактические данные, подтверждающие эту гипотезу.

Как мы уже отмечали, океанические породы резко обеднены всеми литофильными редкими элементами, которые в значительных количествах сконцентрированы в породах континентальной коры. Этот факт находится в резком противоречии с гипотезой образования океанических пород с позиций базификации континентальной коры, в ней нет объяснения «исчезновению» литофильных элементов. Гипотеза же спрединга океанического дна основана на том, что все океанические породы формируются в пределах срединно-океанических хребтов из астеносферного слоя, который «потерял» литофильные элементы в более ранние периоды истории Земли. В связи с этим становится понятным геохимическое единство базальтов второго слоя, расположенных в различных частях океана и имеющих возраст от юры до современного (см. табл. 1). Если бы образование океанических пород шло путем базификации континентальной коры, имеющей очень пестрый состав, то трудно было бы ожидать близости геохимических свойств базальтов различных частей океана. Таким образом, геохимический материал, касающийся пород океанического дна, свидетельствует в пользу гипотезы спрединга океанического дна.

Важным доказательством ее справедливости являются линейные магнитные аномалии, которые ориентированы параллельно простиранию хребтов. Ф. Вайн и Д. Мэттьюз [1974] предположили, что при застывании и прохождении через точку Кюри базальты хребтов приобретают намагниченность в соответствии с существующей в это время ориентировкой магнитного поля Земли. Поэтому симметрично расположенные аномалии образованы разновозрастными базальтами, которые формировались одновременно в оси хребта, а затем, при спрединге, расщепляясь пополам, были растащены на одинаковые расстояния в стороны. Таким образом, каждая аномалия имеет свой возраст, на их базе может быть составлена возрастная шкала, которая была сначала рассчитана до 60 млн. лет [Heirtzler e. a., 1968], а затем до мезозоя включительно [Larsen, Pitman, 1972]. Это колоссальное достижение геологической науки. Возрастная шкала, построенная по магнитным аномалиям, хорошо подтверждается данными глубоководного бурения.

Веским аргументом в пользу спрединга является увеличение мощности осадочного чехла в океанах по направлению от осей срединно-океанических хребтов к периферии океанов. Это доказывается как геофизическими наблюдениями, так и материалами глубоководного бурения. При этом происходит закономерное удревление возраста подошвы осадочного слоя и устанавливается прямая корреляционная зависимость между возрастом пород основания осадочного слоя и расстоянием от оси хребта. Эти зависимости хорошо видны на картах А. П. Лисицына [1974].

Наконец, наблюдения с подводных аппаратов, проведенные в системах срединно-океанических хребтов, также подтверждают реальность механизма спрединга. Во-первых, было доказано, что все рифтовые системы океанов — современные вулканические активные зоны; во-вторых, обнаружены зияющие трещины — гъяры, которые могут формироваться только в условиях растяжения; это непосредственное геологическое подтверждение спрединга.

Конечно, детальное изучение рифтовых зон океана доказывает, что процесс спрединга более многообразен и сложен, чем представлялось ранее. Работы на хр. Рейкьянес в 1982 г. [Богданов и др., 1984] показали, что современные экструзивные зоны расположены косо по отношению к оси рифта. Здесь проявлен так называемый косой спрединг, впервые обнаруженный английскими исследователями [Searle, Laughton, 1981], которые выполнили детальную съемку района с помощью локаторов бокового обзора. Ширина рифтовой долины хр. Рейкьянес в районе 58° с. ш. достигает 15 км, с юго-востока на северо-запад она пересекается целой серией вулканических гряд, представляющих собой молодые (не древнее 10 000 лет) вулканические постройки. Более древние вулканические образования (до 60 000 лет) слагают в рифтовой долине изолированные горы, покрытые сверху осадками. Мощность осадков увеличивается от центра долины к ее бортам, в этом же направлении увеличивается и возраст океанической коры. Таким образом, голоценовая экструзивная зона, в которой формируется современная океаническая кора, пересекает участки дна разного возраста. Однако за пределами рифтовой долины уже нет современных вулканических образований. Сочетание тектонической и магматической деятельности, которое мы сейчас не обсуждаем, приводит к закономерному удревнению дна океана по направлению от оси рифта, что и является характерной чертой спрединга океанического дна.

Вероятность развития древних океанических пространств путем спрединга находит подтверждение и при анализе магматизма офиолитовых комплексов. Для Центрально-Азиатского складчатого пояса Л. П. Зоненшайн [1976] показал, что возраст палеозойских офиолитовых комплексов изменяется, удревняется вкост их простираения по направлению к древним докембрийским массивам. Эти данные свидетельствуют, что механизм спрединга при формировании океанических пространств действовал по крайней мере в течение всего фанерозойского времени.

Таким образом, модель спрединга океанического дна хорошо согласуется со всеми имеющимися фактическими данными.

## КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТОВЫЕ СИСТЕМЫ

Континентальные рифтовые зоны, типичный пример которых — Восточно-Африканская система рифтов (рис. 9). — совместно со срединно-океаническими хребтами образуют единую систему рифтов Земли. Морфологически эти зоны выражены протяженной системой грабенов, приуроченных к осевым частям крупных сводовых поднятий [Логачев, 1977]. Отдельные грабены имеют ширину 10—60 км, протяженность 200—300 км, а длина всей системы рифтовой зоны — более 1500 км. Грабены обычно ограничены ступенчатыми сбросами, глубина дна впадины относительно бортов составляет 2—3 км, мощность осадков, представленных, как правило, озерными отложениями, достигает 4000 м [Логачев, Флоренсов, 1977], т. е. континентальным рифтовым зонам свойственны крупные тектонические движения.

Континентальные рифты — зоны повышенной сейсмичности. Эпицентры землетрясений имеют небольшую глубину и распределены на значительных площадях [Сайкс, 1975]. Мощность коры под ними несколько уменьшена, они подстилаются разуплотненной (сейсмические скорости 7,7—7,8 км/с) мантией [Пузырев и др., 1977]. В центральных сегментах рифтовых зон, судя по положительным гравитационным аномалиям и по-

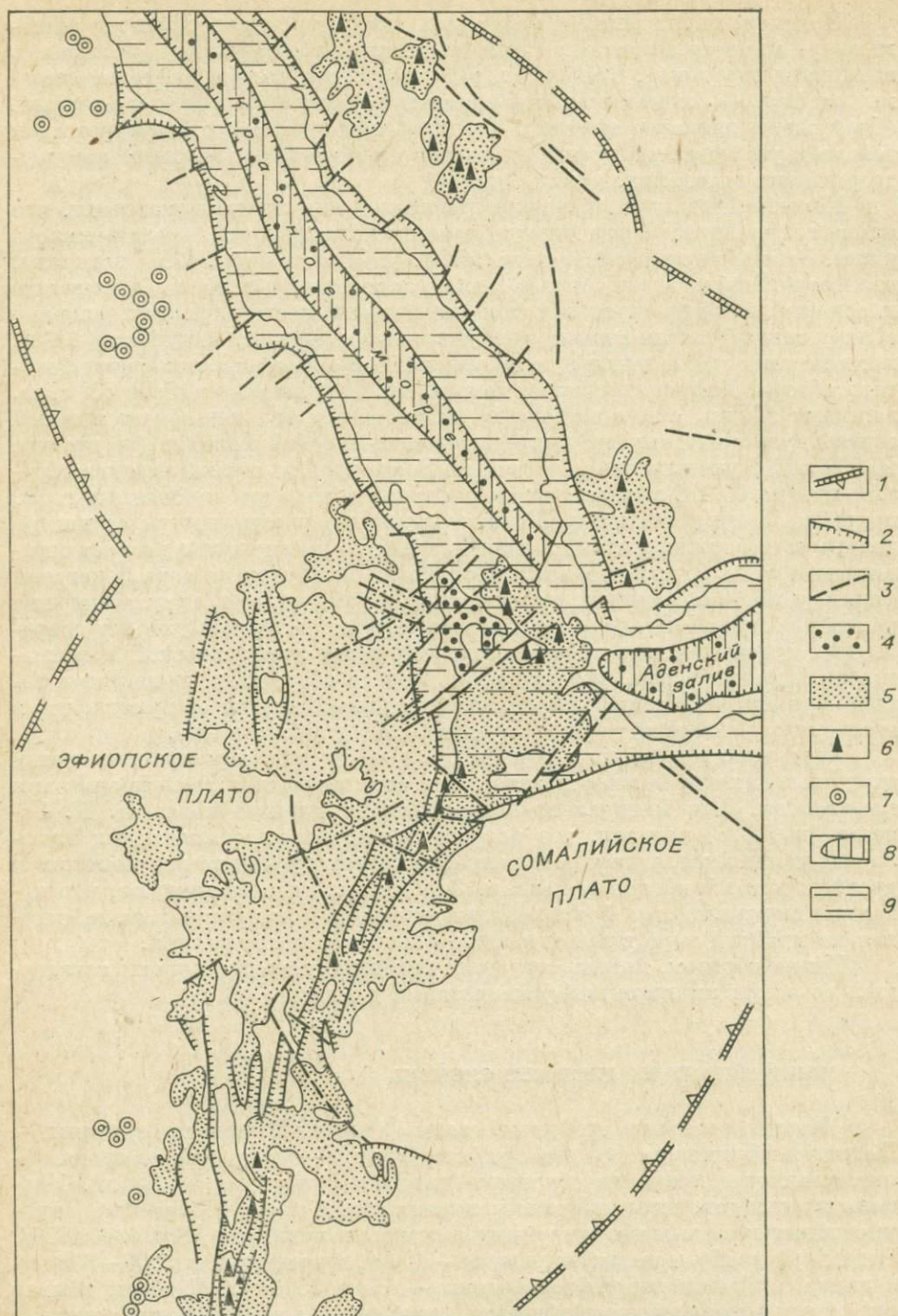


Рис. 9. Строение Эфиопского рифта.

1 — контуры топографического купола; 2 — граница рифта; 3 — основные разломы; 4—6 — породы четвертичных вулканов: толеитовые (4) и щелочные (5) базальты, кислые лавы (6); 7 — карбонаты; 8 — площади, где континентальная кора отсутствует; 9 — площади с утоненной континентальной корой.

вышенному тепловому потоку [Логачев, 1977], к поверхности подходят интрузивные тела.

Отличительная особенность магматизма континентальных рифтовых зон состоит в его ярко выраженном щелочном характере. Здесь широко представлены бимодальные серии вулканитов, состоящие из мелилититов,

фонолитов, щелочных оливиновых базальтов и трахитов, с одной стороны, и риолитов, комендитов и пантеллеритов — с другой, а также комплексы ультраосновных — щелочных пород с карбонатитами, часто образующие кольцевые интрузии. Например, для Восточно-Африканской рифтовой системы [Логачев, 1977] отмечаются крупные вулканы центрального типа с объемом вулканического материала до 4000 км<sup>3</sup>, но основной объем вулканизма здесь связан с извержениями трещинного типа. Важной особенностью магматизма континентальных рифтовых зон является приуроченность к ним глубинных термальных источников и взрывной характер вулканических извержений [Восточно-Африканская рифтовая система, 1974], что указывает на насыщенность лав летучими компонентами. Источником по крайней мере части летучих служит мантия, так как мантийные нодулы в лавах часто метасоматически изменены и содержат водные минералы (флогопит, амфибол) мантийного генезиса [Lloyd, Bailey, 1975].

Особенности состава и геохимии магматических пород континентальных рифтовых зон лучше всего рассмотреть на примере Восточно-Африканской рифтовой системы, в которой проявлен широкий спектр магматических пород, хорошо изученный в петрологическом и геохимическом плане. По данным В. И. Герасимовского и А. И. Полякова [Восточно-Африканская рифтовая система, 1974], здесь выделяется несколько серий пород: натровые щелочные, обязательный признак которых — модалный нефелин; калиевые щелочные, характеризующиеся присутствием калиевых фельдшпатоидов — лейцита, кальсилита, калиевого нефелина; породы умеренной щелочности, минералогическим признаком которых служит совместное нахождение в вулканитах оливина и плагиоклаза; группа кислых пород, представленная трахитами, пантеллеритами и комендитами.

По материалам В. И. Герасимовского и А. И. Полякова [Восточно-Африканская рифтовая система, 1974] с использованием данных работы [Baker, Henage, 1977] были выделены, как и в других геодинамических обстановках, петрохимические группы пород, для которых рассчитаны средние содержания редких элементов (табл. 12). Следует заметить, что в принятой ранжировке породы натровой и калиевой серий, как правило, попадают в разные графы. Основная особенность всех пород состоит в их высокой щелочности, высоком содержании Ti и P, значительных вариациях  $K_{Fe}$ . Содержания в породах базальтового состава ( $SiO_2$  — 50—45%) Mg, Fe и Ca находятся на уровне концентрации этих элементов в толеитовых базальтах срединно-океанических хребтов.

Отличительная геохимическая черта интересующих нас пород — высокие концентрации в них всех литофильных элементов. Ультраосновные, основные и средние разности содержат до 1000—1500 г/т Ba и Sr, а  $Ba/Sr \approx 1$ ; в кислых, поздних, породах  $Ba/Sr > 1$ . Всем породам свойственны повышенные концентрации Rb, в породах большинства типов  $K/Rb = 270 \div 340$ , снижаясь в кислых разностях до 160—100. Следует отметить близкие значения величины этого отношения в породах натровой и калиевой серий, что подчеркивает генетическую близость всех пород рифтовых зон. Высокие содержания редкоземельных элементов, преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ( $La/Yb = 7—70$ ) отличают эти вулканисты от базальтов срединно-океанических хребтов. В породах ультраосновного, основного и среднего состава не отмечается европиевый минимум [Балашов, 1976], что может свидетельствовать о первичном, мантийном генезисе родоначальных магм. В кислых разностях  $Eu^{III}/Sm^{III} + Gd^{III} = 0,19—0,29$ .

В вулканитах Восточно-Африканского рифта высоки также концентрации элементов группы железа. По уровню их содержания рассматриваемые щелочные базальты близки к толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов. В породах калиевой и натровой серий при равной магнезиальности уровни содержаний Cr, Ni, Co близки, а в некоторых случаях разности калиевой серии содержат даже большие количества этих элементов. Как справедливо отмечают В. И. Герасимовский и А. И. Поля-

Средние составы и содержания элементов в вулканических

Компонент	SiO <sub>2</sub> =40					SiO <sub>2</sub> =40-45				
	K <sub>Fe</sub> = =0,2-0,4	K <sub>Fe</sub> =0,4-0,6	K <sub>Fe</sub> = =0,6-0,8	K <sub>Fe</sub> = =0,6-0,8	K <sub>Fe</sub> =0,2-0,4	K <sub>Fe</sub> =0,4-0,6	K <sub>Fe</sub> =0,6-0,8	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O·10		
								>12	5-8	8-12
	SiO <sub>2</sub>	37,29	37,80	39,19	35,61	41,79	40,87	41,95	41,30	41,48
TiO <sub>2</sub>	4,60	3,26	3,62	2,95	2,47	4,05	2,63	3,66	2,71	4,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,71	8,42	12,01	8,41	8,99	7,19	12,25	13,54	17,54	17,10
FeO <sub>общ</sub>	11,14	14,80	12,05	13,85	12,4	10,75	12,28	11,70	11,65	10,42
MgO	13,35	11,15	7,68	11,72	13,95	16,95	7,05	6,88	6,08	3,40
CaO	14,64	16,20	14,69	13,92	13,13	10,56	13,19	12,36	11,19	6,90
Na <sub>2</sub> O	1,23	3,18	3,91	2,74	3,06	1,52	4,40	3,76	5,14	3,35
K <sub>2</sub> O	4,90	1,99	3,92	1,86	1,25	4,36	2,20	4,19	2,45	9,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,90	2,36	1,14	0,57	0,46	0,52	0,74	1,00	0,42	—
n	18	9	58	*	13	7*	48	14	*	*
Rb	142	48	—	48	42	145	63	—	63	385
Ba	2450	1180	1025	1180	462	1600	780	1800	915	1400
Sr	2100	1240	1712	1240	805	1200	1045	1930	1160	1150
Ni	285	81	52	75	250	210	110	67	38	100
Co	38	50	21	49	66	75	50	33	38	49
Cr	1000	163	100	150	775	1150	180	150	50	123
V	192	191	145	212	236	230	255	310	250	241
La	180	60	162	—	32	100	75	116	—	—
Ce	385	145	380	—	66	200	80	215	—	—
Nd	142	54	133	—	30	80	335	78	—	—
Eu	4,3	2,5	3,7	—	1,7	2,9	1,3	2,3	—	—
Yb	2,4	2,3	2,2	—	1,7	2,4	2,0	2,3	—	—
Y	39	29	40	—	25	28	30	35	—	—
Zr	390	420	—	285	200	320	293	350	270	377
Hf	—	—	—	—	5,0	—	7	—	—	—
Nb	190	120	140	120	68	120	86	—	110	170
Ta	18	10	—	10	5	11	7,2	—	7,2	—
Cu	210	201	130	180	190	320	160	205	140	90
Sn	4,0	3,5	5,0	3,5	3,0	4,0	3,3	4	3,3	3,5
K/Rb	286	344	—	322	247	250	290	—	323	197
Rb/Sr	0,07	0,04	—	0,04	0,05	0,12	0,06	—	0,05	0,33
Ba/Sr	1,16	0,95	0,60	0,95	0,57	1,33	0,75	0,93	0,79	1,21
La/Yb	75	26	74	—	19	42	22,5	50	—	—
n	10	5	2	—	20	14	10	2	—	—

## породах Африканской рифтовой зоны

SiO <sub>2</sub> =45-50						SiO <sub>2</sub> =50-55							
K <sub>Fe</sub> =0,2-0,4		K <sub>Fe</sub> =0,4-0,6		K <sub>Fe</sub> =0,6-0,8		K <sub>Fe</sub> =0,8		K <sub>Fe</sub> =0,4-0,6		K <sub>Fe</sub> =0,6-0,8		K <sub>Fe</sub> >0,8	
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O·10													
2-5	2-5	8-12	12	2-5	12	2-5	2-5	2-5	5-8	5-8	5-8	>12	
45,86	46,62	45,31	45,26	46,51	47,78	46,16	52,12	52,52	53,21	53,89	52,68	57,49	
1,99	2,41	2,93	3,32	1,80	2,92	1,48	1,58	1,69	1,48	0,79	1,42	1,59	
9,91	13,55	14,63	14,62	17,72	14,95	18,05	15,80	17,24	18,87	19,84	18,21	16,91	
12,50	12,65	12,65	12,63	9,24	13,00	8,82	10,24	8,63	6,15	6,04	7,28	6,75	
14,05	7,38	5,78	5,60	2,50	4,72	2,30	5,02	2,64	1,28	0,73	1,68	1,90	
11,03	10,10	10,69	8,84	7,39	9,74	7,93	7,14	5,95	3,02	1,72	3,82	4,25	
2,73	3,27	3,34	2,11	8,81	2,12	8,66	4,24	6,04	8,30	8,39	7,15	3,93	
1,00	1,19	3,16	4,25	3,91	2,99	4,08	1,52	2,84	4,80	4,65	4,02	5,70	
0,42	0,34	0,54	—	0,45	0,55	0,43	0,43	0,26	0,37	—	0,45	0,44	
4	10*	37	*	8*	39	*	3	6	6	1	*	7	
—	33	130	130	116	—	116	—	—	130	—	115	—	
380	470	970	970	1650	950	1650	550	636	1190	14,50	970	1400	
690	600	1300	1300	2260	860	2260	745	697	920	560	970	1000	
315	88	100	47	18	71	18	105	25	17	16	16	20	
86	48	49	26	6	40	6	41	32	16	20	9	22	
1000	175	307	307	16	316	16	94	41	28	22	22	64	
285	238	265	265	142	252	140	200	140	27	13	52	180	
43	47	80	—	110	100	—	38	53	102	89	—	56	
94	101	167	—	179	220	—	70	108	170	162	—	114	
43	45	79	—	53	74	—	34	45	62	47	—	49	
2,0	1,9	2,1	—	1,9	1,1	—	1,8	1,8	1,8	1,4	—	2,4	
2,2	2,1	3,1	—	2,2	2,4	—	1,9	2,1	2,3	2,1	—	2,8	
30	27	36	—	28,6	26	—	24	26	27	24	—	34	
248	320	400	400	705	—	705	258	541	1100	900	710	—	
5,5	—	—	—	—	—	—	3,7	13	37	—	—	—	
77	42	110	120	200	100	200	—	150	310	230	155	84	
—	3,2	9,2	9,2	10	8	10	—	21	18	20	13	6,8	
220	135	68	60	40	41	45	86	35	15	21	13	22	
—	3,3	4,0	4,0	2,5	3,3	2,5	—	—	3,0	—	3,0	4,0	
—	300	202	271	280	—	292	—	—	306	—	290	—	
—	0,06	0,10	0,10	0,05	—	0,05	—	—	0,14	—	0,12	—	
0,55	0,78	0,75	0,75	0,73	1,10	0,73	0,74	0,91	1,29	2,58	1,00	1,40	
19,5	22	26	—	50	42	—	20	25	44	42	—	20	
4	9	20	—	30	6	—	3	5	5	1	—	6	

Компонент	SiO <sub>2</sub> =55—60	SiO <sub>2</sub> =60—65	SiO <sub>2</sub> =65—70	SiO <sub>2</sub> =70—75
	K <sub>Fe</sub> >0,8	K <sub>Fe</sub> >0,8	K <sub>Fe</sub> >0,8	K <sub>Fe</sub> >0,8
	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O·10			
	8—12	5—8	5—8	8—12
SiO <sub>2</sub>	58,96	68,89	67,83	75,55
TiO <sub>2</sub>	1,00	0,90	0,60	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,80	13,70	12,16	10,67
FeO <sub>общ</sub>	7,95	7,00	6,53	3,52
MgO	0,62	0,39	0,25	0,07
CaO	2,09	1,58	0,87	0,21
Na <sub>2</sub> O	6,09	6,30	6,16	4,88
K <sub>2</sub> O	5,22	4,68	3,86	4,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,14	0,17	0,02
n	3	7	3	10
Rb	166	150	195	390
Ba	245	500	450	43
Sr	39	64	80	12
Ni	18	21	22	23
Co	17	27	22	25
Cr	20	22	21	29
V	22	45	27	61
La	80	120	152	130
Ce	150	193	280	254
Nd	62	77	125	113
Eu	2,2	2,5	2,1	1,6
Yb	2,8	7,6	5,9	17,9
Y	34	28	64	129
Zr	822	856	1275	1433
Hf	40	20	20	43
Nb	222	126	240	313
Ta	32	13	18	22
Cu	16	11	12	16
Sn	5,0	—	7,5	—
K/Rb	261	259	164	98
Rb/Sr	4,2	2,3	2,4	32,5
Ba/Sr	6,28	7,81	5,62	3,58
La/Yb	28	16	26	73
n	3	6	2	10

Примечание. Таблица составлена по материалам В. И. Герасимовского с соавторами [Восточно-Африканская рифтовая система, 1974] с привлечением данных работы [Baker, Nevaqe, 1977]. Звездочкой помечены наиболее часто встречающиеся, по В. И. Герасимовскому и А. И. Полякову [Восточно-Африканская рифтовая система, 1974], породы Восточно-Африканского рифта.

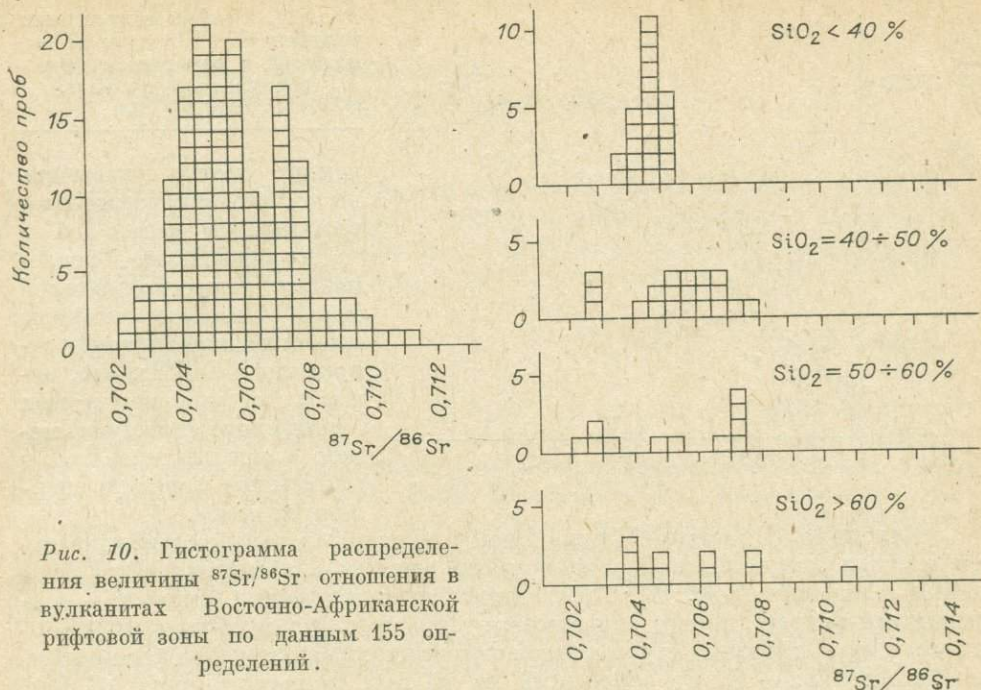


Рис. 10. Гистограмма распределения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения в вулканитах Восточно-Африканской рифтовой зоны по данным 155 определений.

ков [Восточно-Африканская рифтовая система, 1974], эти данные противоречат гипотезе происхождения расплавов, богатых щелочами, в частности К, путем ассимиляции сиалического материала первичными мантийными расплавами. Нам представляется, что имеющиеся геохимические данные не согласуются также с гипотезой, объясняющей толеитовый или щелочной состав первичных магм только различной степенью плавления мантийного субстрата. Скорее всего, надо говорить о том, что при образовании первичных магм в системах срединно-океанических хребтов и в континентальных рифтовых зонах в плавление вовлекается различный по составу мантийный материал. Касаясь кислых разностей пород ( $\text{SiO}_2 > 65\%$ ) — пантеллеритов и комендитов — следует отметить, что в них, по сравнению с обычными кислыми породами, повышены содержания элементов группы железа. Это позволяет некоторым исследователям [Восточно-Африканская рифтовая система, 1974] рассматривать такие образования в качестве крайних дифференциатов базальтовой магмы.

Таким образом, для вулканических образований континентальных рифтовых зон характерно широкое развитие пород повышенной щелочности, появление совместно с щелочными и ультраосновными разностями пород кислого состава, высокие концентрации в вулканитах всех литофильных элементов. Для решения вопроса об источнике этих элементов необходимо проследить генезис магм, давших начало рассматриваемым породам. Для разрешения этой проблемы важное значение имеют данные по изотопии Sr.

Есть много определений изотопного состава для вулканитов Восточно-Африканской рифтовой системы [Bell, Powell, 1969; Dickinson, Gibson, 1972; Varberg et al., 1970; Фор, Пауэлл, 1974]. Величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в породах колеблется в интервале 0,702—0,711 (рис. 10). Намечается два пика значений отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0,70525 и 0,70725. На этом же графике показаны вариации величины отношения в породах различной кремнекислотности. Ультраосновные — щелочные разности ( $\text{SiO}_2 < 40\%$ ) имеют наименьшее значение отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,70425). Чем выше кремнекислотность пород, тем большее количество радиогенного стронция они содержат. Наиболее высокие значения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения — 0,711 — встречены в самых кремнекислых разностях пород (см. рис. 10). Эти

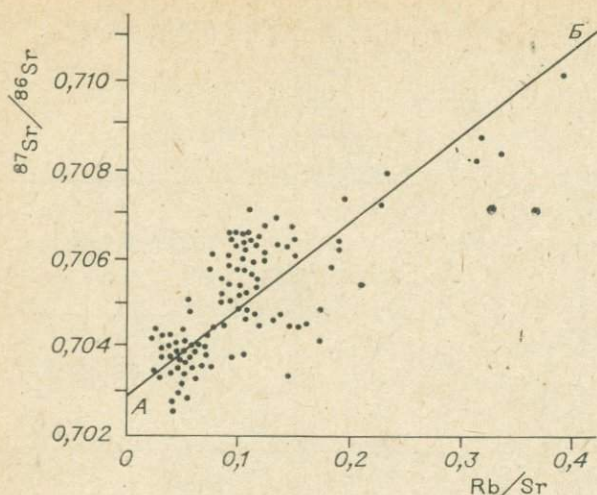


Рис. 11. График зависимости величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $\text{Rb}/\text{Sr}$  отношений в породах Восточно-Африканской системы.

данные могут указывать на то, что при формировании кислых расплавов в магмообразование вовлекается вещество земной коры. Основные породы имеют низкие значения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , что, наряду с отсутствием в них европиевого минимума, может свидетельствовать о мантийном генезисе первичных магм.

Для пород Восточно-Африканской рифтовой системы устанавливается прямая корреляционная зависимость между величинами  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $\text{Rb}/\text{Sr}$  отношений (рис. 11). Такая зависимость, учитывая плиоцен — современный возраст пород, свидетельствует о том, что в образовании первичных магм принимают участие два источника, расположенных в координатах  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  —  $\text{Rb}/\text{Sr}$  отношений на разных концах прямой АБ (см. рис. 11). Источник А имеет низкие значения величин обоих отношений, которые сопоставимы со значениями этих отношений в астеносфере, дающей начало магмам срединно-океанических хребтов. Для источника Б отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,707-0,708$ , а  $\text{Rb}/\text{Sr} \sim 0,3$ . Возможную природу второго источника мы рассмотрим ниже (см. гл. 4), здесь же отметим, что и он, очевидно, имеет мантийную природу, так как содержание радиогенного стронция в нем значительно меньше, чем в большинстве пород континентальной коры.

Континентальные рифтовые зоны характеризуются латеральной зональностью магматизма, что выражается в закономерном увеличении щелочности пород от центральных частей рифта к периферии [Зоненшайн и др., 1976]. Наиболее четко магматическую зональность можно проследить в Красноморском рифте, который закономерно перерастает из континентального в океанический. Подробно магматизм этого региона был проанализирован недавно А. И. Альмухамедовым, Г. Л. Кашинцевым и В. В. Матвиенковым, монография которых «Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона» выходит в свет в издательстве «Наука». Исследования, проведенные с помощью подводных обитаемых аппаратов, однозначно свидетельствуют, что в осевой зоне Красного моря в настоящее время происходят излияния толеитовых базальтов, сопоставимых с базальтами срединно-океанических хребтов, здесь формируется новая океаническая кора. На плечах Красноморского рифта в Африке и на Аравийском полуострове проявлены третичные щелочные базальты, вулканы бимодальной серии, а в некоторых местах массивы ультраосновных — щелочных пород [Gass, 1970]. Все это указывает на закономерное перерастание континентальных рифтовых зон в океанические, так как вполне возможно, что Красноморский рифт при достаточной степени раскрытия превратится в типичный океан [Казьмин, 1977; Зоненшайн и др., 1976, 1977]. Следовательно, континентальные рифтовые зоны могут рассматриваться как начальные стадии раскола земной коры.

## МАГМАТИЗМ ОСТРОВНЫХ ДУГ И АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Геодинамические обстановки островных дуг и активных континентальных окраин приурочены к деструктивным границам литосферных плит, где происходят поглощение и переработка океанической литосферы мантией Земли и формирование новой континентальной коры.

### ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

Системы островных дуг состоят из целого ансамбля структур (рис. 12): глубоководный желоб, осадочная терраса (невулканическая дуга), вулканическая островная дуга и окраинное море [Марков, 1975; Karig, 1971; Matsuda, Uyeda, 1971; Хазертон, 1978]. Геологические особенности данных структур и их глубинное строение рассмотрены нами ранее [Зоненшайн и др., 1976], поэтому здесь акцент будет сделан на вещественный состав формирующихся в островных дугах магматических пород.

**Глубоководные желоба** — наиболее фронтальные структуры островодужных обстановок. Они представляют собой узкие и глубокие рвы в земной поверхности: глубина морского дна в них равна 9—11 км, ширина желоба по дну в среднем 50 км, а расстояние между верхними краями стенок — около 100 км.

Принципиальная схема строения желоба, созданная на основе данных сейсмопрофилирования Курильского желоба, проведенного в 17<sup>а</sup>-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» [Зоненшайн и др., 1980], приведена на рис. 13. Приокеанический склон желобов пологий и отделен от океанических котловин невысоким пологим валом. Он покрыт чехлом пелагических осадков, отвечающих по своим свойствам и мощностям осадкам океанических котловин, и усложнен многочисленными сбросовыми структурами, которые свидетельствуют, очевидно, об интенсивном дроблении литосферы. Взбросовая природа большинства разломов, фиксируемых на профилях непрерывного сейсмического профилирования, свидетельствует об условиях сжатия, а общий вид структуры создает впечатление «гармошки». На ряде профилей НСП можно видеть, что океаническая плита про-

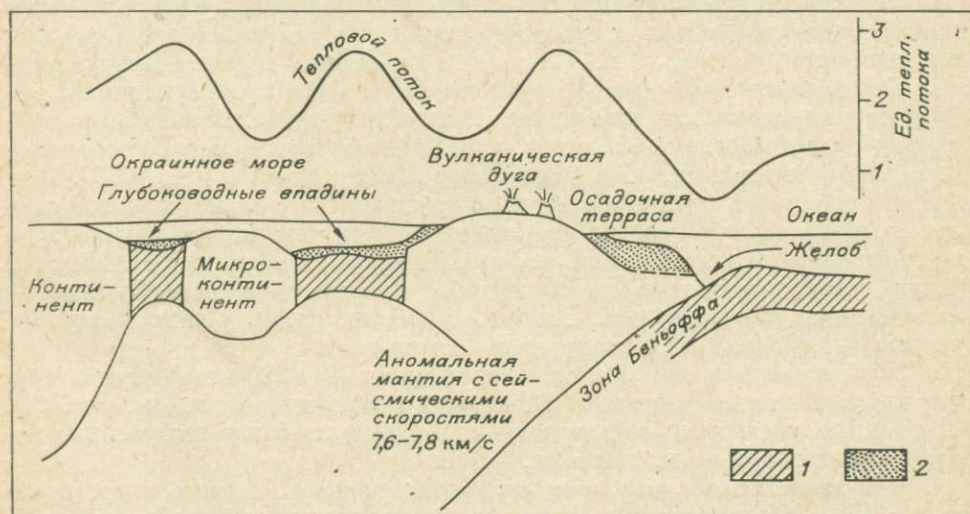


Рис. 12. Принципиальная схема строения островной дуги.

1 — океаническая литосфера; 2 — осадки.

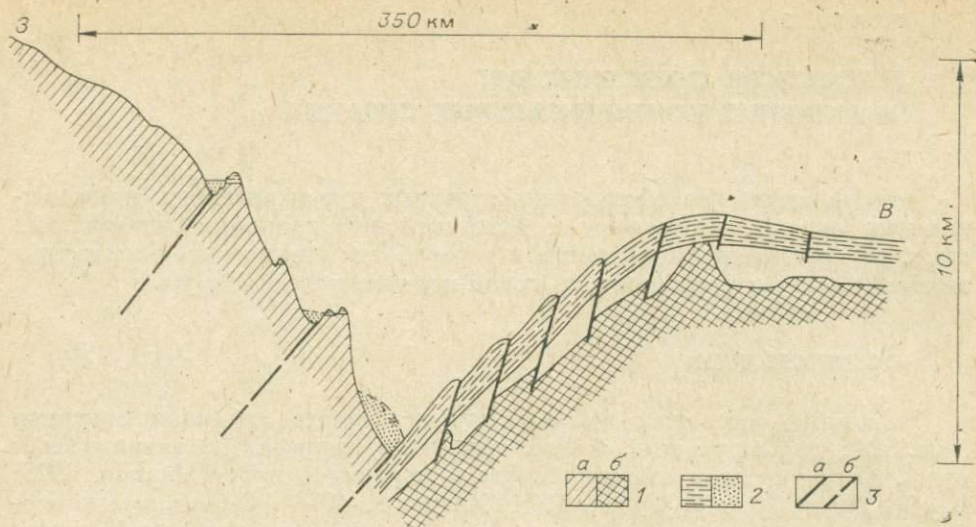


Рис. 13. Разрез (обобщенный) Курило-Камчатского желоба по данным 17а-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев».

1 — сейсмический фундамент островного (а) и океанического (б) склонов желоба; 2 — осадки различных типов; 3 — фиксируемые (а) и предполагаемые (б) разломы.

слеживается под океанический склон желоба [Силли и др., 1978]. Об этом же свидетельствует анализ результатов магнитного поля. На океаническом склоне желобов часто можно видеть типичные полосовые магнитные аномалии. Для островного склона характерно уменьшение интенсивности магнитного поля и отсутствие полосовых магнитных аномалий. Однако в ряде случаев магнитные аномалии как бы «просвечивают» на некотором расстоянии под островным склоном. Такое просвечивание в 17а-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» было установлено для Курильского желоба, известно оно и в Алеутском желобе [Силли и др., 1978].

Днища желобов ровные и плоские, с маломощным чехлом залегающих обычно горизонтально, совершенно не деформированных и имеющих молодой возраст осадков [Фон Хюне, 1978]. Например, по данным глубоководного бурения, возраст наиболее древних осадков в Алеутском желобе  $0,6 \pm 0,1$  млн. лет, а время существования всей структуры оценивается примерно в 20 млн. лет.

На островном склоне на профилях НСП не фиксируется осадочная толща, кроме отдельных уступов, отделенных от склона тектоническими нарушениями (см. рис. 13). На островном склоне Курило-Камчатского желоба на одинаковом уровне, что устанавливается при пересечении желоба на разных галсах, отмечаются три таких уступа. В настоящее время ряд исследователей описывает аналогичные уступы на континентальном склоне многих желобов [Фон Хюне, 1978; Силли и др., 1978]. Нам представляется, что уступы связаны с крупными тектоническими нарушениями, разбивающими островной склон на ряд чешуй, что обусловлено поддвижением океанической литосферы [Зоненшайн и др., 1980]. Нижний уступ островного склона многих желобов сложен породами офиолитовой ассоциации: ультрабазиты, габбро, диабазы, пиллоу-лавы, верхние уступы — породами островодужных комплексов.

Глубоководным желобам отвечают крупные (до 200 мгал) отрицательные гравитационные аномалии и минимум теплового потока (см. рис. 12). Эти данные указывают на некомпенсированное глубокое погружение холодной литосферы под желобами.

Невулканическая дуга, или осадочная терраса, занимает пространство в 150—200 км между желобом и вулканической дугой. Она сложена мощной (8—10 км) фациально неустойчивой толщей, состоящей из чередующихся мелководных и глубоководных отложений. Данные магнитных

съемок, глубинных сейсмических исследований, изучение колонок осадков и коренных пород, поднятых драгированием или в результате глубоководного бурения, свидетельствуют о широком проявлении в этих структурах надвигов и складкообразования [Силли и др., 1978]. Представляется, что осадки желобов быстро вовлекаются в толщу образований континентального склона, деформируются и метаморфизуются. Неовулканическая дуга, таким образом, представляет собой структуру сжатия, сложенную деформированными и смятыми породами.

Вулканические островные дуги представляют собой цепи активных вулканов и сложены мощными недеформированными вулканическими породами плиоценового и четвертичного возраста. Вулканические цепи формируются как на континентальном основании (Камчатка, Япония), так и на океанической коре (Северные Курилы, Марианская дуга). Под островными дугами от подошвы земной коры до глубины 100 км, т. е. через всю литосферу, прослеживается слой низких сейсмических скоростей (7,6—7,8 км/с) [Федотов, 1966], сливающийся далее с астеносферой (см. рис. 12). Магматические камеры, питающие вулканические аппараты, расположены на глубине 50—60 км, глубина их не меняется вкрест простираения дуги [Горшков, 1956]. Для дуг характерен высокий тепловой поток, небольшие положительные гравитационные аномалии и высокая сейсмичность.

Вулканические накопления в дугах состоят из субаэральных лав и обильных пирокластов щитовых вулканов и стратовулканов, местами присутствуют подводные подушечные лавы и лавобрекчии. Вулканические образования чередуются с осадочными толщами, в которых отмечаются турбидиты, мелководные осадки и рифовые известняки. Среди вулкаников преобладают андезиты с переходами к андезитобазальтам и базальтам, широко распространены также игнимбриты и риолиты.

В зависимости от содержания щелочей, в первую очередь К, в островодужных породах выделяются три серии: толеитовая, известково-щелочная и шошонитовая, что впервые было отмечено Х. Куно [Куно, 1959]. Он выявил закономерное увеличение щелочности пород от фронтальных частей дуг к тыловым для Японии, а в дальнейшем это подтвердилось и для других островных дуг [Куно, 1970; Ермаков и др., 1977]. В дугах с различным типом строения земной коры количественные соотношения серий неодинаковые. Толеитовые серии наиболее широко представлены в островных дугах, развивающихся на коре океанического типа и находящихся на ранних стадиях развития (дуга Тонга, Марианская и т. п.). Известково-щелочные и шошонитовые же серии широко развиты в дугах, находящихся на зрелых стадиях развития, особенно в тех, в которых отмечается близкая к «нормальной» континентальная кора [Кузьмин, Пополитов, 1978].

Первая обобщающая работа по химизму андезитов — наиболее типичных представителей островодужных пород — была выполнена С. Тейлором [1972]. П. Якеш и А. Уайт [Jakeš, White, 1972] детально исследовали геохимические особенности пород различных серий, развитых в островных дугах. Вулканиды этих серий существенно отличаются по содержанию многих редких элементов (табл. 13). При переходе от толеитовых к известково-щелочным и шошонитовым сериям в породах увеличиваются концентрации щелочных и щелочноземельных элементов (Rb, Ba, Sr), легких лантаноидов и в меньшей степени элементов группы титана (Zr, Hf). Соответственно в этом направлении увеличиваются величины Ba/Sr и La/Yb отношений, а K/Rb уменьшается.

По уровням содержаний ряда редких элементов можно надежно отличать породы островных дуг от петрохимически сходных пород срединно-океанических хребтов и океанических островов (см. табл. 13). Во всех породах островных дуг содержания элементов группы железа (Cr, Ni, Co, V) в 2—5 раз ниже, чем в породах океана и океанических островов. Концентрации щелочных и щелочноземельных элементов в толеитовых базальтах островных дуг на уровне содержаний этих элементов в базальтах ост-

## Содержание петрогенных и редких элементов в породах островных дуг

Компонент	Серия									Анцезит (средний)	Океанический толеит	Базальт океанических островов
	толеитовая			известково-щелочная			шошонитовая					
	Базальт	Андезит	Липарит	Базальт	Андезит	Дацит	Шошонит	Латит				
	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O·10											
0,44	0,58	0,67	0,34	0,42	0,44	0,41	0,35	0,50	0,4-0,5	0,4-0,6		
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O·10									4,3	0,5-0,7	1-2	
1,8	1,0	4,6	3,7	4,6	3,9	10,8	10,0	По данным [Jakes, White, 1972]				
									По данным [Тейлор, 1972]	См. табл. 2	См. табл. 23	
SiO <sub>2</sub>	51,57	57,40	79,20	50,59	59,64	66,80	53,74	59,27	59,5	50,14	48,80	
TiO <sub>2</sub>	0,80	1,25	0,23	1,05	0,76	0,23	1,05	0,56	0,7	1,40	2,38	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,91	15,60	11,10	16,29	17,38	18,24	15,84	15,90	17,2	15,65	14,21	
FeO <sub>общ</sub>	9,52	8,15	1,37	8,40	5,00	2,15	7,80	5,20	6,2	9,84	11,74	
MgO	6,73	3,38	0,36	8,96	3,95	1,50	6,36	5,45	3,42	7,87	7,75	
CaO	11,74	6,14	2,06	9,50	5,92	3,17	7,90	5,90	7,03	11,66	10,71	
Na <sub>2</sub> O	2,41	4,20	3,40	2,89	4,40	4,97	2,38	2,67	3,68	2,61	2,29	
K <sub>2</sub> O	0,44	0,43	1,58	1,07	2,04	1,92	2,57	2,68	1,60	0,17	0,37	
Rb	5,0	6,0	15	10	30	45	75	100	31	1,5	7,2	
Ba	75,0	100	175	115	270	520	1000	850	270	22	127	
Sr	200	220	90	330	385	460	700	850	385	129	288	
Zr	70	70	125	100	100	100	50	150	110	95	161	
Hf	1,0	1,0	2,6	2,6	2,3	3,8	1,0	3,2	2,3	2,8	4,5	
La	4,1	2,4	5,5	9,6	11,9	14	14	18	11,9	3,5	13	
Ce	2,6	—	15	19	24	19	28	35	24	11,1	29	
Yb	1,4	2,4	2,7	2,7	1,9	1,4	2,1	1,2	1,9	3,3	3,2	
Y	—	—	23	20	21	20	—	—	21	33,0	50	
Cr	50	15	4	40	25	13	30	—	56	302	160	
Ni	30	20	1	25	18	5	20	—	18	113	92	
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	24	41	50	
V	270	175	19	255	175	68	200	—	175	312	455	
K/Rb	731	595	874	888	564	354	284	222	428	940	426	
La/Yb	0,8	1,0	2,0	3,6	6,3	10,0	6,7	15,0	6,3	1,06	406	
Rb/Sr	0,01	0,027	0,17	0,03	0,08	0,10	0,11	0,12	0,08	0,01	0,02	

ровов, но выше, чем в толеитах срединно-океанических хребтов. Особо следует отметить низкие содержания во всех породах островных дуг Ti и геохимически сходных с ним Zr, Nb и Ta, а также редкоземельных элементов, что является характерной геохимической чертой островодужных вулканитов. Таким образом, целый комплекс геохимических признаков позволяет четко отличать породы островных дуг от сходных образований, сформировавшихся в других геодинамических обстановках.

Отдельно рассмотрим распределение РЗЭ в породах островных дуг, средние содержания которых в островодужных толеитовых базальтах и андезитах и в породах дифференцированной известково-щелочной серии Восточной Камчатки приведены в табл. 14. Концентрации РЗЭ в толеитовых базальтах островных дуг ниже, чем в базальтах срединно-океанических хребтов. В андезитах известково-щелочного ряда отмечается некоторое увеличение концентраций легких лантаноидов, но только содержания La существенно отличаются от концентраций в океанических базальтах, в то время как содержания других редких земель близки к уровню их в океанических базальтах, а тяжелых лантаноидов — даже ниже. Не отме-

Содержания редкоземельных элементов в породах островных дуг

Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	Eu/Eu*
Толейтовый базальт	3,74	7,72	1,44	6,92	2,40	0,845	3,31	0,48	3,79	0,91	2,21	0,37	2,31	0,36	—	0,96
Островодужный андезит	11,9	24	3,2	13	2,9	1,0	3,3	0,68	2,2	0,71	2,1	0,30	1,9	—	21	1,02
<i>Курило-Камчатская островная дуга (Восточная Камчатка)</i>																
Базальт (SiO <sub>2</sub> 50,7%)	8,9	14,5	2,8	12	3,7	1,1	4,7	—	4,5	—	2,8	—	2,1	—	24	0,85
Андезитобазальт (SiO <sub>2</sub> 53,5%)	11,7	22	3,6	18	5,4	1,5	5,4	1,0	4,9	1,2	2,9	—	2,2	0,5	30	0,88
Андезитодацит (SiO <sub>2</sub> 61,3%)	12,8	23,5	4,5	17,5	4,7	1,2	5,6	1,1	5,4	1,2	3,4	—	2,9	0,5	35	0,71
Липарит	13,8	31	3,3	17,5	4,5	0,7	7,3	1,0	5,2	1,1	3,3	—	1,8	—	26	0,39

Примечание.  $Eu/Eu^* = Eu^H/Gd^H + Sm^H$ ;  $Gd^H$ ,  $Eu^H$  и  $Sm^H$  — нормированные концентрации РЗЭ. Таблица построена по данным работы [Балашов, 1976], по островодужным андезитам — [Тейлор, 1972].

чается существенного изменения концентраций РЗЭ в сериях разной основности. При переходе от базальтов к липаритам в породах Восточной Камчатки несколько увеличиваются концентрации La и Ce, в то время как содержания остальных лантаноидов остаются на одном уровне во всех породах.

Особенности распределения РЗЭ в породах островных дуг удобно проследить на графиках нормированных концентраций РЗЭ (рис. 14). Островодужные толейтовые базальты имеют хондритовый спектр РЗЭ, что, наряду с низкими их содержаниями, служит характерным признаком этих пород. В спектре пород известково-щелочной серии легкие лантаноиды преобладают, наблюдается закономерное уменьшение нормированных содержаний от легких лантаноидов к тяжелым. Базальты и андезиты островных дуг не имеют европиевого минимума, в то время как в дацитах и риолитах он четко проявлен (см. рис. 14, б), что указывает на вероятность образования кислых расплавов в результате дифференциации магм более основного состава.

Во всех породах островных дуг значения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  низкие, независимо от типа коры, на которой развиваются дуги. Изменение величины стронциевого отношения в зависимости от значений  $K_2O/SiO_2 \cdot 100$  показано на рис. 15. Оно выбрано в качестве показателя положения пород в системе островной дуги, так как содержание К растет к тыловым частям дуг, а отношение его к SiO<sub>2</sub> позволяет в какой-то мере «снимать» степень диффе-

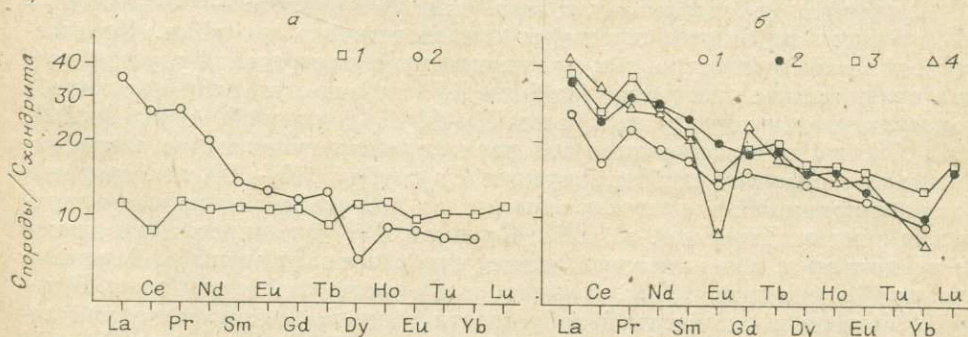


Рис. 14. Графики нормированных содержаний РЗЭ для пород островных дуг.

а: 1 — толейтовые базальты [по Балашову, 1976]; 2 — андезиты [по Тейлору, 1972]; б — породы Камчатской островной дуги [по Балашову, 1976]: 1 — базальты; 2 — андезитобазальты; 3 — андезитодациты; 4 — липариты.

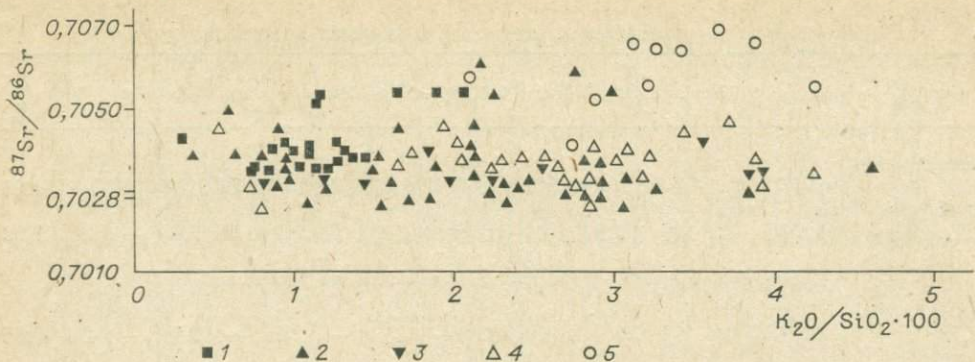


Рис. 15. График зависимости величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2 \cdot 100$  отношений в породах активных окраин.

1—3 — Малая Антильская (1), Японская (2), Курило-Камчатская (3) дуги; 4 — Каскадные горы; 5 — Анды. Величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения в океанических базальтах на уровне 0,7028.

ренцированности пород. Вулканисты островных дуг имеют близкие значения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0,7026—0,7062. Это несколько выше, чем в породах срединно-океанических хребтов, но значительно ниже, чем в породах континентальной коры, что указывает на мантийный генезис магм, дающих начало породам островных дуг.

В островодужных обстановках широко проявлены дациты и липариты. Как правило, они имеют низкие значения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения. Например, в липаритах ( $\text{SiO}_2 = 70\text{—}72\%$ ) и дацитах ( $\text{SiO}_2 = 62\text{—}64\%$ ) Камчатки оно колеблется от 0,7031 до 0,7035 [Пополитов, Волюнец, 1981]. Распределение редких элементов в вулканистах разного состава, слагающих единые вулканические постройки, свидетельствует о генетическом родстве кислых и основных разностей пород. Например, в кислых вулканистах известково-щелочной серии концентрации Rb, Ba и легких лантаноидов выше, чем в аналогичных по кремнекислотности породах толеитовой серии [Пополитов, Волюнец, 1981]. Эти данные, а также четкий европиевый минимум, свойственный кислым породам островных дуг, свидетельствуют, что кислые расплавы представляют собой, скорее всего, продукты дифференциации магм основного состава.

В вулканических породах островных дуг, особенно в вулканистах и туфах кислого состава, наблюдается большое количество включений, ксенолитов диоритов, гранодиоритов и гранитов, которые могут образовываться при кристаллизации островодужных магм на глубине [Волюнец, Богоявленская, 1977]. Очевидно, в системах островных дуг можно ожидать формирования на глубине массивов гранитоидов, что подтверждается широким развитием таких массивов в системах реконструированных палеодуг [Dickinson, 1970; Зоненшайн и др., 1976].

Глубинная сейсмофокальная зона (зона Заварицкого — Беньоффа) — обязательная глубинная структура островодужного ансамбля. Установлено, что в системе островных дуг эпицентры землетрясений группируются в сравнительно неширокой (не более 100 км) зоне, уходящей от желоба под вулканическую дугу под углом  $50\text{—}60^\circ$  [Заварицкий, 1946; Benioff, 1949]. В ней прослеживаются все разновидности гипоцентров землетрясений: от мелко- до глубокофокусных (до глубин 600—700 км), ориентировка напряжений в очагах указывает на то, что господствуют напряжения сжатия [Isaacks e. a., 1968; Сузюмов, 1977], расположение очагов не равномерное, а в виде слоев, между которыми заключены асейсмичные отрезки [Тараканов, 1972]. Важная особенность этой зоны (зоны Беньоффа) состоит в повышенной добротности вещества сейсмофокальной зоны по сравнению с выше- и нижележащей мантией. В целом зона Беньоффа представляет собой грандиозные глубинные сколы, разделяющие контрастные элементы островодужных структур — островные дуги и желоба. Она имеет определяющее значение в формировании всего ансамбля струк-

тур островодужных обстановок, на что указывал еще А. Н. Заварицкий [1946].

Сейсмофокальная зона играет важную роль и в магмообразовании, о чем свидетельствуют геофизические и геохимические исследования. П. И. Токарев [1970, 1974] показал на примере Камчатки, что в одних участках сейсмофокальной зоны глубинная энергия высвобождается главным образом за счет сейсмической активности, в других, где проекции вулканов пересекают фокальную зону, — в основном в результате вулканической деятельности, сейсмическая активность на этих участках минимальна. Т. Хазертон и У. Дикинсон [Hutherton, Dickinson, 1969] установили прямую корреляционную зависимость между содержаниями  $K_2O$  в вулканитах островных дуг и глубиной зоны Бенъоффа. Оказалось, что по содержаниям  $K_2O$  в андезитах и базальтах можно определить положение сейсмофокальной зоны почти с такой же точностью, как и геофизическими методами, что имеет огромное значение при палеотектонических реконструкциях. Вместе с ростом содержания  $K$  в породах отмечается увеличение в них целого ряда литофильных редких элементов, в первую очередь Rb и Sr, поэтому содержания редких элементов также можно использовать для восстановления древних сейсмофокальных зон [Condie, 1976].

Конечно, щелочность островодужных магм, в первую очередь содержания в них  $K$ , зависит от многих факторов: глубины зарождения, глубины промежуточных очагов, в которых проходят процессы дифференциации, режима летучих, и т. п. [Фролова и др., 1979], что затрудняет определение глубины сейсмофокальной зоны по единичным данным. Например, коэффициент корреляции между содержаниями  $K_2O$  в вулканических породах разных типов Камчатки и глубиной сейсмофокальной зоны находится в интервале  $0,53 \div 0,78$  [Зубин, Шеймович, 1979]. Для Курильской островной дуги были выведены формулы, определяющие глубину ( $H$ ) зоны Заварицкого — Бенъоффа по различным элементам:  $H = 40,7 K_2O - 3,09 SiO_2 + 276,93$ ;  $H = 1,3 Rb_2O - 3,25 SiO_2 + 305,2$ ;  $H = 236 Sr - SiO_2 + 146,17$  [Пискунов и др., 1979]. На основании анализа большого фактического материала М. И. Зубин и В. С. Шеймович [1979] определили зависимость между глубиной зоны Заварицкого — Бенъоффа и содержанием  $K$  в андезитобазальтах ( $SiO_2 = 52 \div 56$ ) для разных дуг:  $H = 84 K_2O + 73$ . Эти зависимости в дальнейшем будут уточняться, но, несомненно, связи между глубинами сейсмофокальной зоны и составом формирующихся вулканических пород существуют, что необходимо учитывать при моделировании островодужного магмообразования.

Окраинные моря располагаются в самом тылу островных дуг. Они прослеживаются не по всему простирацию дуг, в ряде мест на континентах (Камчатка, Новая Зеландия) на простираии окраинных морей появляются узкие грабены (рифты), являющиеся гомологами окраинных морей [Karig, 1971]. Почти во всех окраинных морях отмечаются глубоководные котловины, часто разделенные поднятиями типа банки Ямато в Японском море. Мелководные части окраинных морей, судя по геофизическим данным и многочисленным драгировкам, — это участки погружения континентальных масс [Строеие..., 1976; Геодекян и др., 1976]. Глубоководные впадины представляют собой грабеновые структуры, покрытые мощным слоем молодых (не древнее миоцена) горизонтально лежащих осадков. Под осадками находится слой, имеющий скоростные характеристики  $6,6-6,8$  км/с, т. е. геофизически сопоставимый с базальтовым, что подтверждается немногочисленными данными глубоководного бурения. Мощность этого слоя  $5-10$  км. Скоростные характеристики мантии под окраинными морями  $8,1-8,2$  км/с, а гравитационное поле над ними близко к океаническому. К глубоководным котловинам приурочены аномалии теплового потока, причем источник тепла, как показывают расчеты по Японскому морю [Packham, Folvey, 1971], залегает на глубинах около  $100$  км, т. е. на уровне астеносферы. Магнитное поле окраинных

морей часто имеет линейную ориентировку, правда, у аномалий несколько отличная от океанических рисовка.

Данных по породам фундамента окраинных морей, их глубоководных котловин явно недостаточно. Пробурены немногочисленные скважины, вошедшие в породы фундамента, в Беринговом и Карибском морях, в глубоководных котловинах Филиппинского моря, сравнительно детально изучены породы моря Скоша. Необходимо подчеркнуть, что данные по окраинным морям имеют принципиальное значение, так как структуры именно этих морей реконструируются во многих подвижных поясах на месте офиолитовых комплексов. Среди базальтов глубоководных впадин Филиппинского моря отмечаются как офиоровые, так и порфиоровые разновидности [Initial..., v. 59, 1980]. Во вкрапленниках наиболее распространен плагиоклаз, кроме того, отмечаются моноклинный пироксен, оливин и рудный.

Таблица 15

Содержание петрогенных и редких элементов в базальтах окраинных морей

Компонент	Море					Толелты		
	Филиппинское			Скоша		Берингово	океанические	островных дуг
	$K_{Fe}=0,4-0,5$			$K_{Fe}=0,2-0,4$	$K_{Fe}=0,4-0,6$	$K_{Fe}=0,46$	$K_{Fe}=0,38$	$K_{Fe}=0,44$
	$K_2O/Na_2O \cdot 10$							
	0,5-1	1-1,5	1,5-2,5	1-1,5	1-1,5	0,82	0,65	1,8
SiO <sub>2</sub>	48,67	48,4	48,5	50,96	52,89	47,6	50,14	51,57
TiO <sub>2</sub>	1,24	1,21	1,04	1,40	0,86	1,7	1,40	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,11	15,86	15,67	16,26	17,06	15,9	15,65	15,91
FeO <sub>общ</sub>	9,12	9,56	9,66	8,78	9,28	8,95	9,84	9,52
MgO	6,64	7,03	7,30	7,50	5,44	6,0	7,87	6,73
CaO	12,16	12,14	12,30	10,92	10,44	10,6	11,66	11,74
Na <sub>2</sub> O	3,45	2,69	2,52	3,04	2,62	2,8	2,61	2,41
K <sub>2</sub> O	0,25	0,34	0,52	0,39	0,32	0,23	0,17	0,44
Rb	5,0	5,4	5,0	5,3	4,4	9	1,5	5,0
Ba	27	30	21	62	66	9	22	75
Sr	130	136	98	190	157	174	129	200
Ni	103	119	118	65	24	95	113	30
Co	65	59	—	—	—	44	41	—
Cr	303	272	300	273	125	380	302	50
V	253	252	—	—	—	290	312	270
La	5	4,1	3,9	7,6	6	—	3,5	1,1
Ce	—	9,7	8	14,8	—	—	11,1	2,6
Nd	—	6,0	4,8	9,6	—	—	10,4	11,0
Yb	3	3	—	2,2	—	6	3,3	1,4
Y	29	26	26	27	—	50	33	—
Zr	—	70	56	108	67	150	95	70
Hf	—	1,9	—	2,2	—	—	1,9	1,0
Nb	—	8,2	—	5,4	1,4	—	1,3	0,9
Cu	126	125	—	—	—	80	95	—
Zn	96	74	88	68	71	—	40	—
Pb	5	3,3	3,1	—	2,6	—	2,2	2
K/Rb	416	522	863	610	604	212	940	731
Ba/Sr	0,21	0,22	0,21	0,32	0,42	0,05	0,17	0,38
La/Yb	1,7	1,4	—	3,4	—	—	1,01	0,78
n	3	8-15	15	7	7	1	419	

Примечание. В таблице приведены только составы базальтов вулканитов окраинных морей, рассчитанные по материалам [Hawkins, 1976; James, 1976; Initial..., v. 29, 1973, v. 59, 1980].

Среди вулканитов окраинных морей выделяются как базальтовые ( $\text{SiO}_2 = 45-49\%$ ), так и андезитобазальтовые ( $\text{SiO}_2 = 50-53\%$ ) разновидности, все они относятся к породам толеитового ряда. Для пород базальтового состава по литературным данным были рассчитаны содержания редких элементов в пределах нескольких петрохимических групп (табл. 15). По уровням содержаний большинства редких элементов базальты окраинных морей наиболее близки к породам срединно-океанических хребтов, отличаясь от них несколько большим содержанием редких элементов, в частности K, Ba, Rb [Sharaskin e. a., 1984]. От толеитов островных дуг базальты окраинных морей отличаются более высокими концентрациями элементов группы железа и РЗЭ. Отметим, что в море Скоша встречаются базальты с низкими концентрациями Ni и Co, геохимически они приближаются к толеитовым базальтам островных дуг.

Приведенный материал свидетельствует, что среди базальтов окраинных морей могут быть разновидности, как близкие к базальтам срединно-океанических хребтов, так и сопоставимые с островодужными вулканитами, что может быть связано или с разным механизмом образования конкретных малых бассейнов (на что указывают В. Е. Хаин и Л. Э. Левин [1978]), или с неодинаковой степенью раскрытия этих бассейнов. Второе предположение дает возможность допускать, что на определенных этапах эволюции магмы, формирующие магматические породы малых бассейнов, связаны с глубинными сейсмофокальными зонами, а затем эта связь теряется и магмы формируются непосредственно из астеносферного слоя.

Таким образом, геологические, геофизические и петрологические данные по окраинным морям указывают на их рифтогенную природу, на то, что они образовались в результате процессов растяжения. В окраинных морях наблюдаются «обломки» континентальных масс, или микроконтиненты, однако никаких особенностей геофизических полей, указывающих на их базификацию, нет. Состав базальтов фундамента окраинных морей не подтверждает гипотезу базификации, а дает возможность предполагать, что механизм формирования глубоководных котловин близок к механизму спрединга.

В заключение отметим, что формирование всего ансамбля структур и магматизма островных дуг связано с глубинными сейсмофокальными зонами, погружающимися в мантию до глубин 700 км. Морфология желобов, особенности осадков осадочной террасы, а также геофизические поля свидетельствуют о господствующих напряжениях сжатия, свойственных рассматриваемым структурам. Почти все имеющиеся факты находят объяснение в рамках модели субдукции, т. е. погружения океанической плиты под островную дугу. Природа всех магматических пород вулканической островной дуги мантийная, геохимически они четко отличаются от пород, формирующихся в других геодинамических обстановках. Отличительная черта магматизма островных дуг — широкое развитие вулканитов известково-щелочной серии.

#### АКТИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

Активные континентальные окраины имеют много общего с островными дугами, они также связаны с глубинными сейсмофокальными зонами, им свойственно широкое развитие магматизма преимущественно известково-щелочного ряда. Типичный пример современной активной континентальной окраины — западная окраина Южной Америки.

Характерной чертой Андийской окраины является резкая контрастность рельефа, выраженная в сочетании Андийского хребта с цепью молодых вулканов, формирующих Андийский вулканический пояс, и сопряженного с ними Перуано-Чилийского желоба. Начало становления Андийской вулканотектонической структуры началось в миоцене и продол-

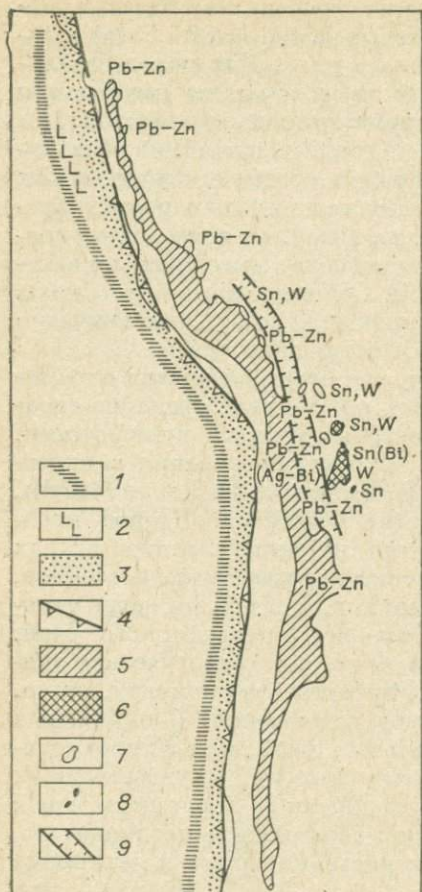


Рис. 16. Структурно-магматическая зональность Анд для позднего кайнозоя.

1 — ось Перуанско-Чилийского глубоководного желоба; 2 — толеитовые базальты; 3 — континентальный склон с турбидитами; 4 — граница континента; 5, 6 — вулканы известково-щелочной (5) и латитовой (6) серий; 7 — интрузии лейкократовых гранитов; 8 — интрузия мусковитовых гранитов; 9 — границы грабена Альтиплано.

жается до настоящего времени [Clark e. a., 1967; Rutland e. a., 1965; Gilliti, Day, 1968; Hollister, Sirvas, 1978]. В Андийской активной зоне выделяются следующие структурные элементы (с запада на восток): восточная окраина Тихого океана (плита Наска), Перуано-Чилийский желоб, континентальный склон и осадочная терраса, активная континентальная окраина с двумя вулканическими Кордильерами (Восточной и Западной), разделенными рифтогенной структурой грабена Альтиплано (рис. 16).

Перуанско-Чилийский желоб, сопровождающий Андийский вулканический пояс на всем его протяжении, имеет сложное строение и разбит поперечными поднятиями на отдельные отрезки. Максимальная глубина желоба 8069 м, он покрыт горизонтально залегающими, совершенно недеформированными осадками мощностью около

1 км [Scholl e. a., 1970]. В оси желоба встречены свежие толеитовые базальты, перекрытые четвертичными турбидитами [Kulm e. a., 1973]. Базальты, судя по содержаниям петрогенных элементов, близки к океаническому толеитам, в них низки (0,18) содержания  $K_2O$  (табл. 16). Их возраст по К — Аг методу 8,7 млн. лет; они не могли быть доставлены сюда в результате спрединга, поскольку к желобу подходит 18-я магнитная аномалия [Heppon, 1972], т. е. возраст океанических базальтов, прилегающих к желобу, равен 46 млн. лет. Континентальный склон и осадочная терраса шириной 150 км сложены мощной (по данным сейсмоакустического зондирования, до 10 км) толщей деформированных осадков.

Окраина континента служит ареной интенсивной магматической деятельности, которая началась в раннем миоцене с формирования вулканитов андезитодацитового состава, выделяемых в Перу под названием формации Калипуг (Calipug, 33—40 млн. лет). Вулканизм начался до подъема Анд, а сейчас эти образования находятся на отметках 4000 м над ур. м. [Hollister, Sirvas, 1978]. Магматизм охватил большую часть побережья в раннем плиоцене (10—12 млн. лет назад) и совпал по времени с подъемом Анд. Он ознаменовался формированием риолитовой формации, представленной главным образом игнимбритами, пеплами и пемзами липарит-дацитового состава. Вслед за образованием риолитовой формации в отдельных стратовулканах, которые занимают в настоящее время наиболее высокие отметки Анд, начались извержения вулканитов «андезитовой формации» [Siegers e. a., 1969]. В андезитах вкрапленники представлены плагноклазом № 32—70, ромбическим и моноклинным пироксеном, роговой обманкой и биотитом; оливин редок.

К востоку от грабена Альтиплано, представляющего собой рифтогенную структуру, заложившуюся еще в мелу и выполненную мощной

Содержание петрогенных и редких элементов в вулканитах Андийской активной окраины

Компонент	Толенти- вые ба- залты желоба	Западная Кордильера						Среднее	Восточная Кордильера				Среднее	Среднее по Западной и Восточ- ной Кор- дильере	Андезиты островных дуг [Тей- лор, 1972]	
		Риолиты $K_{Fe}=0,59$	$SiO_2=50-55$		$SiO_2=55-60$		$SiO_2=60-65$		$SiO_2=50-55$		$SiO_2=55-60$					
			$K_{Fe}=0,4-0,6$	$K_{Fe}=0,4-0,6$		$K_{Fe}=0,4-0,6$			$K_{Fe}=0,2-0,4$		$K_{Fe}=0,2-0,4$					$K_{Fe}=0,4-0,6$
$K_2O/Na_2O \cdot 10$																
		11,4	2-5	2-5	2-5	5-8	>8		5-8	8	8	5-8				
$SiO_2$	49,32	70,20	52,60	57,46	58,60	61,77	61,45	57,90	53,94	52,30	58,82	57,86	55,57	57,43	59,5	
$TiO_2$	1,32	0,40	1,40	1,10	0,95	0,91	0,80	0,97	1,34	1,59	1,20	1,18	1,30	1,04	0,7	
$Al_2O_3$	16,16	14,40	16,15	17,14	16,85	16,55	16,15	17,20	15,88	14,70	15,49	16,39	15,49	16,85	17,2	
$FeO_{общ}$	9,75	2,30	7,99	6,35	6,08	4,84	5,00	6,41	7,20	7,55	6,00	6,63	7,00	6,53	6,2	
$MgO$	6,19	0,90	6,10	3,77	3,60	2,57	3,00	3,60	6,67	8,22	5,07	4,10	6,38	4,16	3,42	
$CaO$	12,31	2,40	8,65	6,67	6,80	5,14	5,45	6,20	7,37	7,05	5,72	5,95	6,69	6,30	7,03	
$Na_2O$	2,59	3,50	3,25	4,04	3,30	3,96	2,90	4,00	3,32	2,92	3,27	3,78	3,30	3,86	3,68	
$K_2O$	0,18	4,00	1,60	1,75	1,95	2,64	2,90	2,00	2,01	3,44	3,00	2,44	2,34	2,07	1,60	
Rb	—	158	32	36	90	98	152	80	61	117	162	74	98	84	31	
Ba	—	640	576	640	555	857	655	680	—	—	—	—	—	—	270	
Sr	—	130	695	860	540	759	460	700	523	880	578	646	660	692	385	
Co	—	5	32	24	22	16	17	20	30	30	23	21	24	21	24	
Ni	—	—	25	37	30	43	50	50	105	106	59	30	78	56	18	
Cr	—	—	230	80	60	29	50	90	—	—	—	—	—	—	56	
V	—	40	140	147	142	113	152	135	—	—	—	—	—	—	175	
Zr	—	400	185	216	185	224	180	210	126	277	142	196	180	204	110	
Y	—	—	9	8	10	6	8	8	—	—	—	—	—	—	21	
Cu	—	—	45	61	50	34	25	50	36	28	26	21	29	46	54	
K/Rb	—	210	408	403	179	223	158	208	273	244	153	274	198	204	430	
Ba/Sr	—	4,9	0,74	0,84	1,03	1,13	1,42	0,97	—	—	—	—	—	—	0,70	
Ni/Co	—	—	0,8	1,5	1,4	2,7	2,9	2,5	3,5	3,5	2,6	1,4	3,25	2,7	0,75	
n		54	2	7	2	7	2		5	6	2	2				

Примечание. При составлении таблицы были использованы работы [Kulm e. a., 1973; Hollister, Sirvas, 1978; Hörmann e. a., 1973; Pichler, Zell, 1972; Siegers e. a., 1969].

(~10 км) толщиной кайнозойских континентальных отложений, развиты вулканы повышенной щелочности. В районе Потоси (Боливия) они представлены в основном кварцсодержащими латитами, а в районе Пуна (северо-запад Аргентины) наряду с латитами отмечаются щелочные базальты [Hörmann e. a., 1973]. Андезиты Восточной Кордильеры содержат заметно больше количества  $K_2O$ , чем андезиты Западной. Кроме вулканитов в Восточной Кордильере сосредоточено большое количество мелких тел диоритов, диорит-монцитов и сиенитов с повышенной щелочностью и преобладанием К над Na [Шипулин, Казанский, 1972]. В Боливии, в оловянном поясе, обнаружены мелкие массивы двуслюдяных гранитов с турмалином и флюоритом, которые по петрографическим характеристикам [Геология..., 1969] очень похожи на редкометальные граниты Монголо-Охотского пояса. Возраст гранитоидов определяется как по прорыванию ими позднепалеогеновых отложений, так и К — Аг методом, который дает значения в 20—3 млн. лет [Шипулин, Казанский, 1972; Cobbing, Pitcher, 1972], а пик интрузивной магматической деятельности приходится на интервал 10—6 млн. лет [Gilliti, Day, 1968], т. е. совпадает со временем наиболее интенсивного формирования вулканического пояса.

Состав вулканических пород Андийской континентальной окраины приведен в табл. 16. Породы риолитовой формации близки к средним гранитам по R. Дэли, а содержания редких элементов — к средним для гранитов [Виноградов, 1962]. Обращает на себя внимание высокое содержание в породах Sn (первые десятки граммов на тонну), так как именно с кайнозойским этапом развития Анд связано формирование Андийского оловоносного пояса [Зоненшайн и др., 1976].

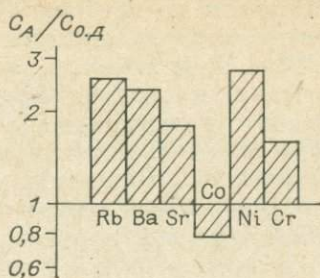
Среди пород андезитовой формации преобладают андезиты, которые, в отличие от островодужных, мы называем континентальными [Кузьмин, Пополитов, 1978]. Отмечаются также андезитобазальтовые и дацитовые разновидности. Породы андезитовой формации Западной Кордильеры относятся в большинстве случаев к известково-щелочной серии, а Восточной — к пошонитовой. Для пород Восточной Кордильеры отмечается более высокие значения  $K_2O/Na_2O$  отношения. Все это указывает на то, что от внешних зон Анд к тыловым возрастает щелочность магматических образований. Андезиты Анд отличаются от островодужных более высокими содержаниями К, Rb, Ba, Sr, а также Ni и Cr (рис. 17). В андийских андезитах более низкие K/Rb отношения, а Ba/Sr и Ni/Co в них всегда больше единицы, в то время как в островодужных — обычно меньше. Обогащенность андезитов континентальных окраин литофильными элементами и элементами группы железа установлена и для других районов мира [Кузьмин, 1977]. Это — характерная геохимическая черта континентальных андезитов.

Величина  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в породах андезитовой формации Анд колеблется от 0,7039 до 0,7091, в среднем составляя 0,705—0,706 [McNutt e. a., 1975; James e. a., 1976; Klerkx e. a., 1977]. Для пород отдельных стратовулканов Центральных Анд на графиках Rb/Sr —  $^{87}Sr/^{86}Sr$  можно наметить «ложные» изохроны с мнимым возрастом 360, 380 и 400 млн. лет, соответственно с несколько различными «первичными» соотношениями изотопов стронция: 0,7040; 0,7046; 0,7061. Это говорит о сложном пути формирования андийских андезитовых магм. Дж. Клеркс с соавторами [Klerkx e. a., 1977] — их модель нам кажется наиболее реальной — предполагают, что первичными магмами, выплавляемыми под Андами, являются щелочно-базальтовые, которые затем, поднимаясь в верхние горизонты земной коры, ассимилируют вещество коры. Возможно, повышенные содержания в андезитах Анд элементов группы железа свидетельствуют о том, что в генезисе этих пород принимали участие щелочно-базальтовые магмы.

В кайнозойскую эпоху в Андах сформировался крупнейший оловянный пояс, в который входит несколько сотен месторождений. Помимо олова в поясе добываются вольфрам, молибден, висмут, свинец, цинк, медь, сурьма, золото. К северу от него в Перу к этой эпохе относятся небольшие

Рис. 17. Сравнение редко-элементного состава андезитов Андийской окраины с андезитами островных дуг.

По оси ординат — отношение концентраций элементов в андезитах Анд к андезитам островных дуг;  $\text{SiO}_2 = 55-60\%$ .  $K_{Fe} = 0,4-0,6$ ,  $K_2O/Na_2O \cdot 10 = 2-5$ .



жилые месторождения полиметаллов и серебра [Геология..., 1969; Шипулин, Казанский, 1972; Зоненшайн и др., 1976].

Таким образом, по составу вулканических образований и металлогенный активные окраины существенно отличаются от островных дуг.

Отличаются они и по глубинному строению, что детально рассмотрено на примере Анд Д. Е. Джеймсом [James, 1971]. Мощность коры под Андами, как и под Гималаями, достигает 60—70 км и является наибольшей из известных на Земле (рис. 18). Вырисовывается глубокий «корень» земной коры по подошве границы Мохоровичича под вулканическим поясом. Скорости поперечных сейсмических волн под Андами не уменьшаются, а непрерывно возрастают до глубин 200—300 км. Следовательно, здесь отсутствует слой пониженных скоростей, мощность литосферы увеличена вдвое, а сама она представляется, по сейсмическим данным, в виде жесткой массы. Сейсмичность Анд необычайно высокая, причем большинство очагов землетрясений сконцентрировано на глубинах до 100—200 км; эпицентры на глубинах 300 км сравнительно редки, хотя встречаются отдельные землетрясения на глубинах до 600 км (см. рис. 18). Характерная черта сейсмичности Анд состоит в том, что глубинная сейсмофокальная зона (зона Бенъоффа) фиксируется здесь только одной плоскостью, ограничивающей дальнейшее распространение землетрясений в мантию Земли. Все известные эпицентры землетрясений в Андах заключены в «клине» между поверхностью земной коры и зоной Бенъоффа, наклон которой меньше, чем под островными дугами, и составляет примерно  $30^\circ$ , что определено как по сейсмическим данным, так и по содержаниям в вулканических породах  $K_2O$ .

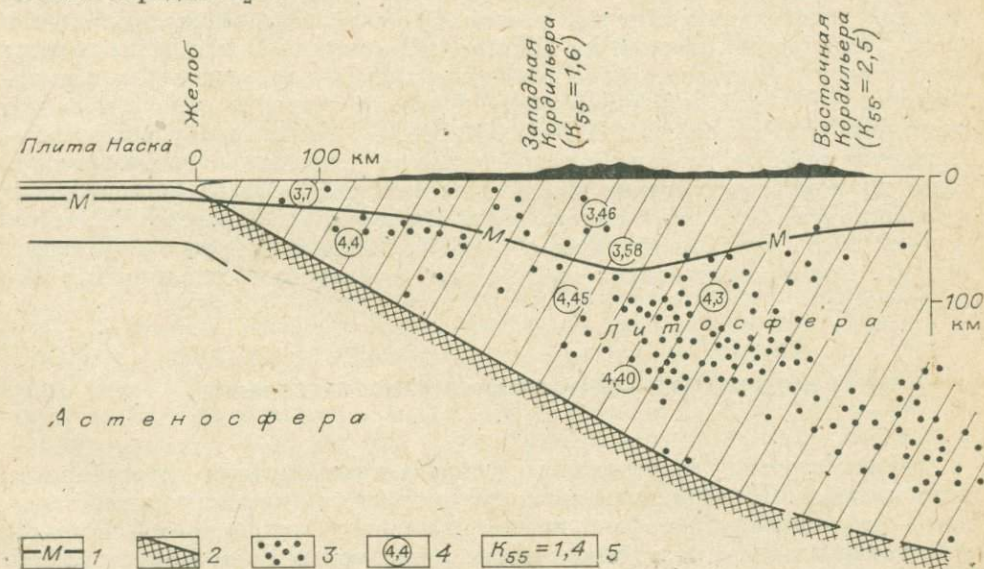


Рис. 18. Глубинное строение Анд [по James, 1971].

1 — граница Мохоровичича; 2 — граница распространения глубинных землетрясений (зона Заварицкого — Бенъоффа); 3 — гипоцентры землетрясений; 4 — скорости поперечных волн, км/с; 5 — содержание  $K_2O$  в вулканитах при  $\text{SiO}_2 = 55\%$ .

Материалы по глубинному строению Анд позволяют считать активные континентальные окраины не чистыми зонами субдукции [Зоненшайн и др., 1976]. Действительно, здесь не обнаружено «пластин» с высоким  $Q$ , приуроченных к зоне Беньоффа, как это наблюдается в системах островных дуг. Резкое утолщение коры и литосферы непосредственно над зоной Беньоффа свидетельствует скорее о том, что здесь происходит тектоническое скучивание сиалических масс, что может быть результатом надвигания континентальной плиты на океаническую. Говоря о возникновении андийской активной окраины, следует отметить интенсивное движение Южно-Американской плиты на запад в связи с раскрытием Южной Атлантики независимо от событий, происходящих в Тихом океане. П. Кони [Coney, 1971] для активных окраин Северной Америки показал, что крупные перестройки в них связаны главным образом с перестройками и изменением темпа спрединга в Северной Атлантике. В позднемiocеновое время, когда начала формироваться современная активная андийская окраина, темп спрединга в Южной Атлантике увеличился, так как именно в это время Африка стала неподвижной, соответственно скорость движения Южно-Американской плиты на запад возросла вдвое [Зоненшайн, Савостин, 1980]. Все это позволяет считать, что в активных континентальных окраинах происходит интенсивное надвигание континентальной плиты на океаническую. Это может объяснить и пологий наклон зоны Беньоффа, нагромождение сиалических масс, выраженное в двукратном увеличении мощности коры и литосферы, что обуславливает вовлечение в магмообразование как мантийных, так и коровых источников и объясняет особенности состава вулканитов и металлогении активных континентальных окраин.

Таким образом, активные континентальные окраины фиксируют такие границы плит, где континент «наползает» на океан и где происходит сокращение площади океана. Следует подчеркнуть, что палеотектонические реконструкции, выполненные нами для Центрально-Азиатского пояса, убедительно показывают, что геодинамические обстановки андийского типа (активных континентальных окраин) появляются в эпохи, предшествующие закрытию палеоокеанов [Зоненшайн и др., 1974, 1976]. Это подтверждает правомерность предлагаемой геодинамической модели образования таких обстановок.

Глубинные сейсмофокальные зоны Заварицкого — Беньоффа могут возникать внутри континентальных пространств в результате столкновения континентальных плит или блоков, при скучивании континентальных масс. Такие зоны известны на Памире, в Карпатах. В Карпатах возник пояс четвертичных известково-щелочных вулканитов, связанных с внутриконтинентальной зоной Беньоффа. Развитие этого региона с позиций тектоники плит рассмотрел З. Балла [Balla, 1979], который увязал геологическую историю региона с движениями выделенных здесь микроплит. Судя по немногочисленным данным, касающимся состава четвертичных вулканитов Карпат, по распределению в них редких элементов [Гасанов и др., 1976], они сопоставимы с породами активных континентальных окраин. Однако этот вопрос требует еще детального геохимического исследования.

### ЗОНЫ ЗАВАРИЦКОГО — БЕНЬОФФА И МАГМООБРАЗОВАНИЕ

Рассмотрение современных деструктивных границ литосферных плит показывает, что важный элемент всех этих геодинамических обстановок — глубинные сейсмофокальные зоны (зоны Заварицкого — Беньоффа), которые отражают взаимодействие литосферных плит и обуславливают появление в поверхностных слоях над ними магматических проявлений и эндогенных рудных месторождений. Выше уже отмечались различия в строении зон Беньоффа в островных дугах и активных континентальных окраинах, хотя в геодинамических обстановках обоих типов проявлены

преимущественно известково-щелочные серии магматических пород. Наличие физических различий в строении зон Бенъоффа заставляет нас раздельно рассмотреть возможные механизмы образования магм в островных дугах и активных континентальных окраинах.

В островных дугах зона Бенъоффа устанавливается в виде цельной пластины, а в их структурах (желобе, осадочной террасе) четко фиксируются признаки субдукции, поэтому в данном случае можно реально предполагать погружение океанической плиты в мантию под островными дугами. Магматические породы островных дуг обнаруживают, как отмечалось, генетическую связь с зонами Бенъоффа, что устанавливается геофизическими и геохимическими методами. В связи с этим понятно желание некоторых исследователей объяснить происхождение магматических пород островных дуг как результат плавления погружающейся литосферной плиты [Куно, 1970], тем более что эклогиты, которыми должно быть представлено вещество погружающейся океанической коры, при плавлении под большим давлением будут давать расплавы андезитового состава, о чем можно судить на основании экспериментальных исследований [Грин, Рингвуд, 1968]. Однако ряд фактов не позволяет допустить, что магматизм островодужных обстановок полностью может быть обусловлен плавлением погружающейся литосферной плиты. Интересны в этом отношении расчеты по балансу вещества, погружающегося в зоны субдукции и формирующегося в системе островной дуги. Оказывается, на образование островной дуги и глубоководных впадин окраинных морей должно идти на порядок или два больше вещества, чем его поступает в ходе субдукции океанической литосферы [Зоненшайн и др., 1976]. Против существенного плавления погружающейся плиты свидетельствуют высокая добротность и плотность вещества зоны Бенъоффа в сравнении с окружающей мантией.

Все это дает основание многим исследователям полагать [Hietanen, 1973; Грин, 1975; Подолитов, 1977; Кузьмин, Пополитов, 1978], что в системе островной дуги происходит плавление мантийного вещества, находящегося над зоной Бенъоффа, под воздействием своеобразных мантийных плавней, источником которых служит погружающаяся океаническая плита, в которой происходят различные фазовые превращения вещества литосферы. На первых стадиях погружения, как следует из экспериментальных данных по стабильности минералов при высоких давлениях, обобщенных П. Вилли [Wyllie, 1973], дегидратируются водосодержащие минералы (амфибол, тальк, серицит и т. п.). Гидроксильная вода высвобождается до глубин 100 км, а при наличии флогопита — до 150 км. На следующих стадиях погружения ведущим становится процесс перехода габбро в эклогит. Твердофазовые превращения приводят к существенным перераспределениям многих элементов. При эклогитизации, например, когда происходит замена плагиоклаз-амфиболовых парагенезисов на гранат-пироксеновые, высвобождаются значительные количества  $\text{SiO}_2$  и Na [Лутц, 1975; Коэн и др., 1970], а также Sr и легких лантаноидов [Пополитов, 1977]. При разрушении флогопита во флюидную фазу поступают K, Rb, Ba.

Однако главным источником литофильных элементов островодужных магм является мантия, расположенная над зоной Бенъоффа. Д. Грин и А. Рингвуд [1968] высказали мысль, что при прохождении магмы через мантию должно происходить выплавление из нее легкоплавких фракций, которые затем попадают в расплав. В дальнейшем Б. Г. Лутц [1975] развил представление о механизме выщелачивания литофильных, некогерентных элементов из мантии на основе кислотно-щелочного взаимодействия. Как показали А. Н. Маракушев и Л. Л. Перчук [1972], газовая (флюидная) фаза в условиях больших глубин имеет резко восстановительный, а следовательно, и резко кислотный характер. Вполне понятно, как отмечает Б. Г. Лутц, что кислотными свойствами должны обладать и расплавы, возникающие при плавлении вещества мантии под влиянием таких флюидов. Они явно неравновесны для окружающей мантии, характеризующейся основными свойствами. Поэтому такие расплавы будут вы-

щелачивать из окружающей мантии некогерентные щелочные элементы. Вполне понятно, что чем больший путь проходят глубинные расплавы сквозь мантию, тем большее количество некогерентных элементов они смогут экстрагировать. Очевидно, такие же явления мы вправе ожидать при прохождении через мантию глубинных флюидных потоков.

В настоящее время трудно судить о том, в каком виде поднимается вещество от зоны Бенъоффа — или в виде капель расплава, или как флюидный поток. Судя по геофизическим данным, о которых уже упоминалось, магматические очаги под действующими вулканами островных дуг располагаются на глубинах 50—70 км и глубина их не меняется вкрест простирания островной дуги. В то же время весь клин мантии над зоной Бенъоффа обладает низкоскоростными свойствами, что может быть связано с насыщением его флюидной фазой или «каплями» расплавленного вещества, поднимающегося от этой зоны. Второе предположение нам кажется более верным. При подъеме таких магматических капель на уровень верхов мантии возможно частичное выделение летучей фазы из расплава, что должно вызывать дополнительное плавление мантийного вещества. Обилие воды, выделяемой в зоне Бенъоффа, должно обуславливать выплавление расплава андезитового состава, так как именно такие расплавы, как показывают современные экспериментальные исследования, могут выплавляться при частичном плавлении перидотита в присутствии избытка  $H_2O$  [Рябчиков и др., 1978]. Таким образом, при магмообразовании в системах островных дуг зоны Бенъоффа имеют большое значение как источник вещества, вызывающего плавление вышележащих пород мантии.

В активных континентальных окраинах зоны Бенъоффа выступают в качестве огромных геосколов, в которых происходит взаимодействие литосферных плит и коробление сиалических масс. Судя по тому, что сейсмофокальная зона фиксирует глубину проникновения эпицентров землетрясений в глыбу мантии (см. рис. 17) и определяет щелочность (калие-вость) формирующихся в вулканических поясах магматических пород, она также играет большую роль в магмообразовании. Так как эти геодинамические обстановки возникают при надвигании континентальной плиты на океаническую, здесь должны господствовать условия сжатия, что вызывает появление в мантии эклогитовых парагенезисов. Это, в свою очередь, способствует выплавлению расплава, обогащенного кремнеземом. Фиксация большого количества сиалического вещества, в частности увеличение мощности земной коры, должна обуславливать активное участие в магмообразовании коровых расплава. Плавление континентальной коры под действием воды, которая может выделяться в зоне Бенъоффа в результате реакций дегидратации, как считает Д. Грин [1975], обеспечивает появление в активных континентальных окраинах коровых магм риолитового и риодацитового состава. Поверхностным проявлением этих магм служит риолитовая формация Анд, а влияние корового вещества на состав магматических продуктов прослеживается при изучении геохимических особенностей андезитовой формации Анд.

На границе взаимодействия плит, которая фиксируется в рассматриваемых геодинамических обстановках зоной Бенъоффа, происходит, очевидно, наиболее интенсивное высвобождение энергии, в том числе и энергии трения, под действием которой появляются первые мантийные выплавки, имеющие, судя по геохимическим данным, щелочно-базальтовый состав. Поднимаясь к поверхности, расплавы выщелачивают из окружающей мантии некогерентные элементы по механизму, сходному с описанным выше. Поэтому ясно, что чем больше глубина зарождения магм, тем большее количество литофильных элементов (в первую очередь щелочей) они будут нести, что, в конечном счете, определяет связь химизма вулканических пород активных континентальных окраин с зоной Бенъоффа. При подъеме в земную кору, видимо, мантийные магмы смешиваются с коровыми. Количественные соотношения мантийных и коровых расплава во многом определяют вещественные особенности конкретных вулканиче-

ских образований окраин андийского типа. Таким образом, в магмообразовании в геодинамических обстановках андийского типа принимают участие как мантийное вещество литосферы, так и вещество земной коры.

### ГЛАВА 3

## МАГМАТИЗМ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДА СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

(геодинамические обстановки калифорнийского типа)

Сложное взаимодействие литосферных плит, соответственно комплексов разнообразных структур, связанных с условиями как растяжения (Калифорнийский залив, Провинция Бассейнов и Хребтов), так и сжатия (Каскадные горы), и магматических пород, наблюдается в активной зоне Запада Северной Америки. Геодинамическая обстановка, возникающая в этой активной зоне, названа нами «геодинамической обстановкой калифорнийского типа».

Запад Северной Америки как активная окраинная зона развивался всю вторую половину фанерозоя. Здесь в триасово-нижнеюрское время реконструируется островная дуга, в юре и мелу в Береговых Кордильерах формировались гранитоидные батолиты, свойственные геодинамическим обстановкам невадийского типа, в раннем кайнозое рассматриваемый регион представлял собой активную континентальную окраину андийского типа [Зоненшайн и др., 1976]. В миоцене произошла перестройка тектонического режима; началось формирование сбросово-глыбовых структур в Провинции Бассейнов и Хребтов, сопровождаемое раскрытием вулканизов бимодальной серии, произошло раскрытие Калифорнийского залива, характеризующегося океаническим разрезом коры и излияниями толеитовых базальтов (рис. 19). В то же время в Каскадных горах, как и в раннем кайнозое, продолжался орогенез, а вулканизм имел типичную известково-щелочную направленность. Рассмотрим магматизм каждой структурной единицы отдельно.

**Каскадные горы** — это территория, где, начиная с раннего кайнозоя вплоть до настоящего времени, продолжается формирование вулканизов известково-щелочного ряда. Они находятся восточнее глубинного разлома Сан-Андреас, по которому происходят крупные правосторонние смещения и который большинство исследователей рассматривают в качестве трансформного, ограничивающего Северо-Американскую плиту с запада. В Каскадных горах, Сьерра-Неваде, Сономе (к северу от Сан-Франциско) проявлен целый пояс шириной до 50 км крупных современных вулканов, как, например, Лассен-Пик, Кратер Лайк и др. В районе Каскадных гор в позднем кайнозое господствовали условия сжатия, что выразилось в образовании широких складок, в которые вовлечены и третичные осадки [Кинг, 1961]. Здесь происходит накопление мощных толщ вулканогенно-осадочных образований и рост современных гор, достигающих высоты 4000 м.

Среди вулканизов Каскадных гор преобладают пироксеновые андезиты, но отмечаются также базальтовые, дацитовые, риодацитовые и риолитовые разновидности. В породах стекловатая основная масса преобладает над вкрапленниками, количество которых обычно составляет 3—10%, редко достигает 25% [Smith, Carmichael, 1968]. В базальтах и андезито-базальтах среди вкрапленников широко развит оливин ( $Fe_{0.7-0.5}$ ), в андезитах — ромбический и моноклинный пироксен и зональный плагиоклаз (№ 50—70 в центре, № 30 по периферии зерен), в кислых разновидностях отмечаются роговая обманка и кварц.

Данные о составе вулканизов Каскадных гор приведены в табл. 17. В ней даны составы остаточных стекол, которые близки к риолитам, но отличаются от последних более высокими содержаниями Ti, K и меньшими  $Al_2O_3$ . Фигуративные точки составов вулканизов Каскадных гор на

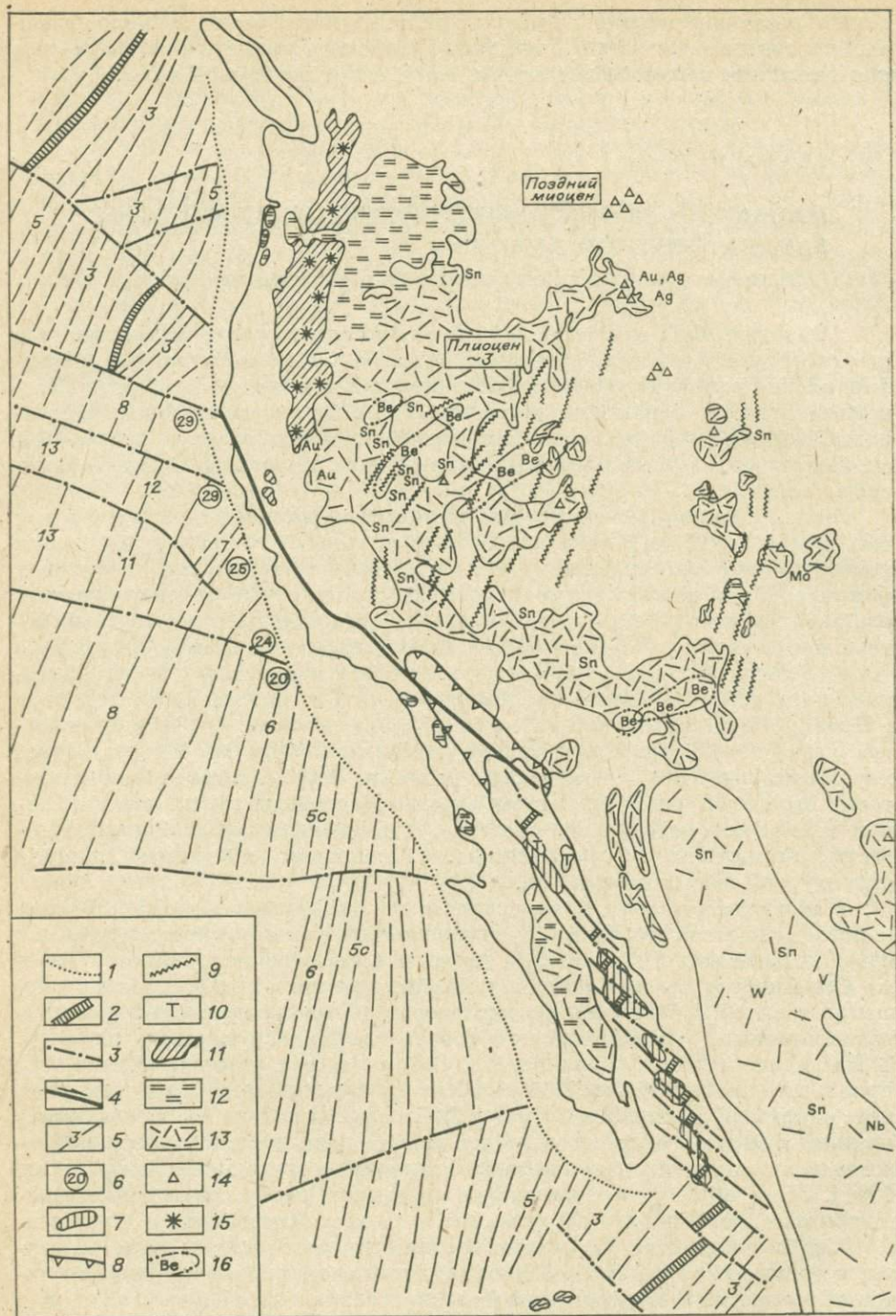


Рис. 19. Схема структурно-магматической зональности Запада Северной Америки для позднего кайнозоя.

1 — граница континента; 2 — оси спрединга; 3 — трансформные разломы; 4 — разлом Сан-Андреас; 5 — полосовые магнитные аномалии и их номера; 6 — возраст океанической коры, млн. лет; 7 — седиментационные ванны; 8 — граница прогиба Салтон; 9 — сбросы; 10 — проявления толуентового (10), известково-щелочного (11), щелочнобазальтового (12), бимодального (13) и щелочного (14) вулканизма; 15 — вулканы Каскадных гор; 16 — поля бериллиеносных вулканитов.

Символы — рудные проявления.

## Петрогеохимический состав кайнозойских вулканитов известково-щелочной серии Каскадных гор

Компонент	SiO <sub>2</sub> = 45-50		SiO <sub>2</sub> = 50-55		SiO <sub>2</sub> = 55-60		SiO <sub>2</sub> = 60-65			SiO <sub>2</sub> = 65-70				SiO <sub>2</sub> = 70-75				SiO <sub>2</sub> > 75	Средний андезит Каскадных гор			
	K <sub>Fe</sub> = 0,2-0,4		K <sub>Fe</sub> = 0,4-0,6		K <sub>Fe</sub> = 0,2-0,4		K <sub>Fe</sub> = 0,4-0,6			K <sub>Fe</sub> = 0,4-0,6		K <sub>Fe</sub> = 0,6-0,8		K <sub>Fe</sub> = 0,6-0,8		K <sub>Fe</sub> > 0,8		K <sub>Fe</sub> > 0,8				
	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O · 10																					
	1	1-2	2-5	2-5	2-5	2-5	2-5	2-5	5-8	2-5	5-8	2-5	5-8	8-12*	5-8	8-12	>12*	8-12*	>12*			
SiO <sub>2</sub>	48,63	52,03	53,69	51,46	56,29	57,92	62,22	61,39	62,74	65,67	66,84	68,95	65,74	66,20	71,36	72,26	72,95	73,02	72,70	75,85	59,37	
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,66	0,96	1,00	0,76	0,89	0,84	0,65	0,67	0,42	0,50	0,55	0,70	2,7	0,38	0,25	1,15	0,30	1,15	1,00	0,79	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,08	16,51	17,99	17,08	16,40	17,67	16,55	17,41	16,70	17,52	15,69	15,88	16,26	13,8	14,84	14,36	11,70	14,34	12,55	11,30	17,15	
FeO <sub>общ</sub>	9,22	7,59	7,00	8,50	6,12	6,05	4,30	4,80	4,37	3,08	3,00	2,76	4,69	4,60	2,38	2,42	2,95	2,55	2,10	2,40	5,42	
MgO	8,91	9,59	7,32	7,40	6,96	4,10	3,53	3,27	3,15	1,96	1,49	1,00	1,82	0,46	0,64	0,66	0,50	0,33	0,22	0,25	4,24	
CaO	11,31	9,48	8,96	9,96	7,73	6,56	6,35	6,10	6,02	5,38	2,73	2,80	3,64	2,40	2,28	2,20	1,13	1,54	0,52	0,66	6,58	
Na <sub>2</sub> O	2,46	2,97	3,35	3,05	3,30	3,80	4,14	4,18	3,50	4,52	4,18	5,26	4,05	4,3	4,99	3,92	3,00	3,87	4,15	2,90	3,78	
K <sub>2</sub> O	0,17	0,41	0,93	0,85	1,38	1,41	1,14	1,39	2,25	1,12	2,82	2,49	2,27	4,5	2,72	3,72	5,25	4,00	4,25	5,30	1,47	
Rb	—	—	30	—	40	47	—	22	100	—	130	100	200	—	78	250	—	270	—	38(37)	38(37)	
Li	10	—	35	—	25	29	—	22	50	—	35	35	80	—	40	90	—	86	—	39	39	
Ba	35	—	375	—	400	475	—	520	933	—	925	750	1000	—	880	1175	—	1330	—	570	570	
Sr	700	—	1125	—	1000	980	—	850	1160	—	850	700	300	—	860	275	—	150	—	768(38)	768(38)	
Ni	200	—	85	—	75	46	—	43	25	—	10	5	—	—	5	15	—	—	—	43	43	
Co	57	—	28	—	30	20	—	18	12	—	5	—	—	—	10	15	—	—	—	18	18	
Cr	312	—	200	—	200	78	—	60	54	—	10	5	5	—	3	15	—	—	—	78	78	
V	238	—	140	—	200	120	—	140	72	—	55	50	20	—	39	20	—	10	—	120	120	
La	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Y	30	—	15	—	15	18	—	20	22	—	20	20	30	—	20	30	—	35	—	19(21)	19(21)	
Zr	55	—	105	—	80	135	—	103	102	—	160	175	250	—	160	250	—	175	—	118	118	
Pb	—	—	—	—	—	—	—	—	10	—	—	—	15	—	10	10	—	11	—	5,1(14)	5,1(14)	
B	—	—	—	—	—	12	—	—	—	—	10	15	—	—	7	—	—	—	—	12(8)	12(8)	
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,7028—0,7055		0,7034—0,7046			0,7031—0,7040			0,7042—0,7048													
n	3	1	5	1	4	10	3	4	3	1	2	1		1	1	4	2	2	3	2	2	

Примечание. При составлении таблицы использованы данные работ [Нокколде, Аллен, 1958; Smith, Carnichael, 1968; Church, Tilton, 1973; Peterman e. a., 1970]. В скобках приведено количество проб, если оно отличается от того, которое указано для остальных элементов. Звездочками помечены остаточные стекла.

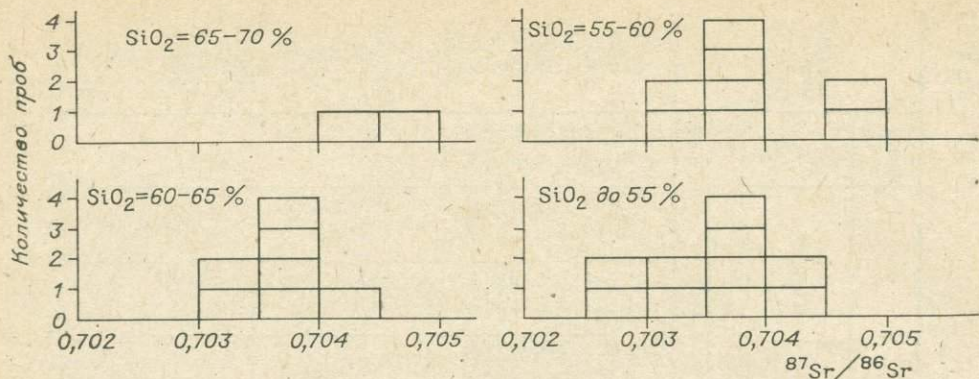


Рис. 20. Гистограмма величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для вулканитов Каскадных гор.

диаграмме AFM образуют типичный для известково-щелочных серий тренд эволюции. По содержаниям редких элементов рассматриваемые породы близки к вулканитам андийской континентальной окраины. От островодужных андезитов они отличаются более высокими содержаниями литофильных редких элементов, особенно Ba и Sr, и элементов группы железа. Концентрации литофильных элементов в кислых разностях увеличиваются. Содержание Sr в риолитах несколько меньше, чем в андезитах, а Ba — на том же уровне. Как известно, в сериях гранитоидных пород концентрации обоих элементов в поздних породах уменьшаются. Наблюдаемая картина распределения Sr и Ba связана с тем, что при фракционировании андезитовых первичных магм ведущая роль принадлежала фракционированию плагиоклаза, а в гранитных системах во фракционировании принимают участие как плагиоклаз, так и калиевый полевой шпат.

Для вулканитов Каскадных гор независимо от кремнекислотности пород значения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  низкие (рис. 20), причем величина отношения не зависит от концентрации в породах Sr [Peterman e. a., 1970; Church, Tilton, 1973]. Все это свидетельствует о том, что процессы контаминации не играли существенной роли при формировании пород Каскадных гор. Первичная магма имела, скорее всего, мантийный генезис и андезитовый состав. Все остальные разности пород, учитывая их малые объемы, образование комплементарных единых рядов на петрохимических диаграммах, особенности распределения редких элементов (закономерное увеличение литофильных элементов в кислых разностях), образовались из этой магмы. Дифференциация была обусловлена ранней кристаллизацией и фракционированием темноцветных минералов (оливина, пироксена) и плагиоклаза. Еще раз подчеркнем, что по геохимическим характеристикам породы известково-щелочной серии Каскадных гор наиболее близки вулканитам активных континентальных окраин.

**Провинция Бассейнов и Хребтов**, окаймляющая Каскадные горы с севера и востока, представляет собой серию позднекайнозойских впадин, разделенных хребтами. Это структурно-формационная зона издавна интересовала американских ученых. Ф. Кинг впервые обратил внимание на то, что образование структур Провинции Бассейнов и Хребтов происходило в условиях растяжения. Он писал, что «...нормальные сбросы, которые ограничивают хребты и являются неотъемлемой частью их структуры, возникли в результате растяжения, а не сжатия, или, другими словами, расширения коры, а не ее сокращения» [Кинг, 1961, с. 260]. Он отметил также, что растяжение происходит на самом последнем этапе истории региона, так как среднетретичные осадки в Провинции Бассейнов и Хребтов еще смяты в складки и осложнены надвигами.

В настоящее время все исследователи признают, что Провинция Бассейнов и Хребтов представляет собой рифтогенную структуру, но, в отличие от Восточно-Африканской рифтовой системы, здесь нет единой про-

тяженной рифтовой зоны, а имеется целая серия многочисленных грабенов, рассредоточенных на площади 800 км<sup>2</sup>. С учетом перемещения сбросов, изменения береговой линии плейстоценовых озер и непосредственных геодезических измерений в зонах новейших разломов установлено, что растяжение в Провинции Бассейнов и Хребтов достигает 50 км за последние 15 млн. лет, т. е. скорость растяжения составляет 0,3 см/год [Thompson, Burk, 1973]. Процессу грабенообразования предшествовало формирование крупного свода, охватывающего большие территории Запада Северной Америки [Кинг, 1961]. Следует подчеркнуть, что позднекайнозойские грабены и хребты рассматриваемой структуры формировались на разных фундаментах: в Большом Бассейне они наложены на эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные образования, а в Нью-Мексико — на платформенные образования [Кинг, 1961]. Вся эта своеобразная рифтогенная структура — арена широкого развития кайнозойского магматизма, среди продуктов которого наиболее распространены вулканы бимодальной серии, а также карбонатито- и кимберлитоподобные образования. Субвулканическими аналогами риолитов бимодальной серии выступают гранитоиды, слагающие небольшие интрузивные тела. Появление гранитоидов среди магматических образований Провинции Бассейнов и Хребтов — отличительная особенность данной рифтовой системы.

Наиболее ранние проявления позднекайнозойского магматизма отмечаются в районах плато Колорадо. Здесь, на границе штатов Юта и Аризона, в олигоцене (28—35 млн. лет назад) формировались крупные вулканические трубки взрыва (диатремы), среди образований которых отмечаются карбонатито- и кимберлитоподобные породы [McGetchin, Silver, 1970, 1973; McGetchin, Nihhanj, 1973]. Диатремы сложены грубообломочной брекчией, в которой обломки представлены материалом вмещающих пород, а цементом служит кластический материал тех же пород, раздробленных до размерности пелитов или тонкозернистых песчаников. Грубообломочные брекчии пересекаются небольшими дайками или жилами мощностью не более 0,5 м, а протяженностью 3—8 м, сложенными карбонатом, который представлен чистым кальцитом с очень малой примесью магния, в то время как вмещающие палеозойские отложения имеют прослой доломитов и известняков с высокими концентрациями магния. На глубинную природу карбонатов указывает присутствие в жилах небольших кристаллов пиропы, альмандина, биотита, флогопита, пироксена, апафита, бадделейта, магнетита, хромсодержащих хлоритов и перовскита. Диатремы секутся и более крупными дайками, прослеживающимися по простиранию на 6 км. Эти дайки сложены брекчией, среди обломков которой наблюдаются обломки различных пород земной коры и в подчиненном количестве — мантийных пород.

Отмечаются и кимберлитоподобные породы, составляющие не более 1% объема материала дайки. Они представлены темно-зелеными сильно серпентинизированными микробрекчиями, состоящими из обломков минералов, среди которых идентифицированы гранат, шпинель, оливин, пироксен, флогопит, серпентин, хлорит. Встречаются мелкие прожилки, сложенные волокнистым кальцитом, практически не содержащим магния. В гранатах из кимберлитоподобных пород наблюдаются микровключения карбонатов, в которых содержания магния очень малы. Перечисленные факты, по мнению американских ученых указывают на мантийный генезис всех этих пород и позволяют рассматривать их в качестве карбонатито- и кимберлитоподобных образований. Эти образования свидетельствуют о глубинной природе позднекайнозойского магматизма Запада Северной Америки.

Позднекайнозойские вулканы сменили известково-щелочные эффузивы предыдущей эпохи не одновременно по всей рифтогенной структуре Запада Северной Америки. Первые их излияния известны в центральных частях Большого Бассейна, впоследствии они распространились на запад, север, юг и частично на восток (рис. 21). Среди позднекайнозой-

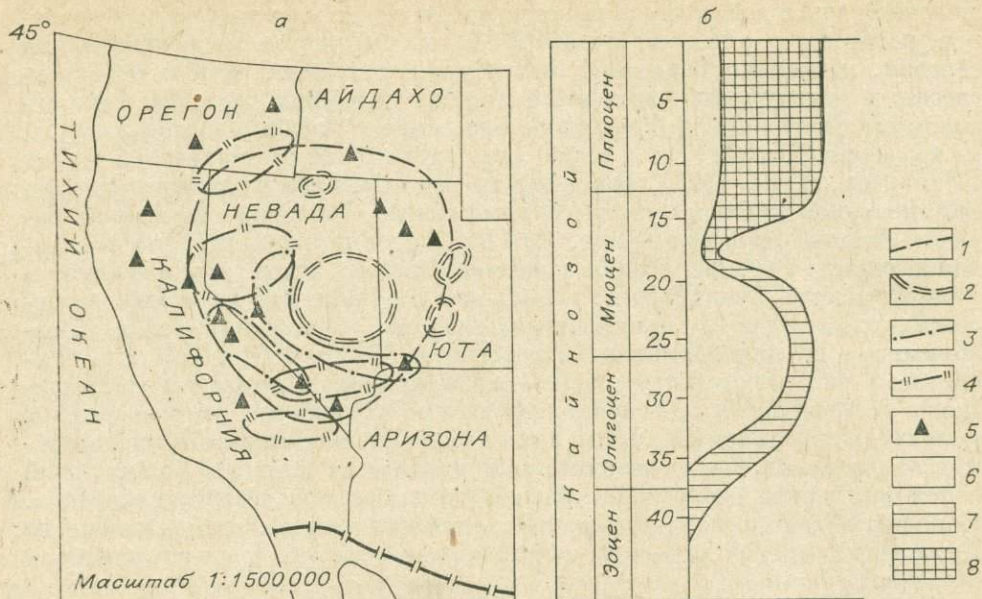


Рис. 21. Возраст (а) и объемные соотношения (б) вулканитов Большого Бассейна [по Armstrong e. a., 1969; McKee, 1971].

1 — граница Большого Бассейна; 2—4 — области распространения кислых вулканитов с возрастам 30—40 млн. лет (2), 20—30 млн. лет (3), 10—20 млн. лет (4); 5 — проявления кислых вулканитов 0—3 млн. лет; 6 — риолиты; 7 — андезиты и дациты; 8 — базальты.

ских вулканитов наибольшим распространением пользуются породы бимодальной серии, но отмечаются также образования латитовой серии.

Самое восточное проявление вулканитов латитовой серии — на западном окончании плато Колорадо, где хорошо изучен вулкан Саммер Кун (см. рис. 1 в работе [Zielinski, Lipman, 1976]). Породы латитовой серии в этом районе формируют типичную кольцевую структуру, в которой центральная часть сложена штоком кварцевых мондонитов (очевидно, жерловая фация), окруженных со всех сторон потоками латитов, кварцевых латитов и риолитов. От центра вулканической структуры во все стороны отходят дайки различной мощности, по составу аналогичные излившимся разностям пород. Общая площадь выходов вулканитов около 100 км<sup>2</sup>. Наиболее ранними являются потоки трахиандезитов — латитов ( $\text{SiO}_2 = 51-56\%$ ), сменяющиеся излияниями риолитов ( $\text{SiO}_2 = 70-72\%$ ); завершается действие вулкана извержениями кварцевых латитов и риодацитов ( $\text{SiO}_2 = 57-67\%$ ), образующих наиболее мощные потоки. Все породы имеют порфириновидное строение, в некоторых разностях отмечается нераскристаллизованная основная масса. В латитах количество вкрапленников составляет 30—60%, среди них отмечаются оливин (1—5%), моноклинный и ромбический пироксен (6—9%), плагиоклаз (15—47%) и рудный (1—3%). В риолитах преобладает основная масса (96—98%), а среди вкрапленников отмечаются плагиоклаз (1—3%) и биотит (0,2—0,7%). Обращает на себя внимание отсутствие среди вкрапленников кварца и калиевого полевого шпата, которые приурочены к основной массе. Возраст пород 30—35 млн. лет.

Анализ данных о составе пород латитовой серии вулканического поля Саммер Кун и распределении в них ряда редких элементов [Zielinski, Lipman, 1976] позволяет сделать следующие заключения. Во всех породах высоки содержания щелочей,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 0,6$ , а в некоторых случаях даже достигает единицы, что является одним из признаков пород латитовой серии [Таусон, Захаров, 1974]. Все породы вулкана образуют единый комплементарный ряд на диаграмме Лодочникова, что позволяет относить их к единой генетической серии пород. Во всех образованиях вулканического поля высоки содержания Sr (1000—1400 г/т) и Ba,

концентрации которого в латитах составляют 830 г/т, а в риолитах уменьшаются до 350 г/т. Такое распределение этих элементов, учитывая геохимическую связь Sr с Ca, а Ba с K, позволяет допустить, что при образовании дифференцированной серии вулкана Саммер Кун ведущая роль принадлежала фракционированию плагиоклаза.

Первичная магма имела, скорее всего, мантийный генезис, поскольку во всех породах  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7053 - 0,7056$ . В спектре РЗЭ отмечается резкое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ( $\text{La}/\text{Yb} = 10 \div 20$ ). Этот факт указывает на то, что в источнике должен был существовать солидусный гранат, так как он — единственный из мантийных минералов, в котором содержания тяжелых лантаноидов более чем в 10 раз выше, чем в равновесном с ним расплаве [Zielinski, Lipman, 1976]. Присутствие эглогитов в низах коры и в верхней мантии под плато Колорадо устанавливается по наличию их в вулканических трубках взрыва [McGetchin, Silver, 1972], что может служить подтверждением возможности формирования латитовых магм при плавлении эглогитов. Высокие концентрации Ba и Sr в породах латитовых серий, намного превышающие их концентрации в любых мантийных породах, указывают на то, что при формировании мантийных латитовых магм существовал подток вещества, обогащенного Ba и Sr, в зону магмообразования.

Вулканиты латитовой серии широко развиты вблизи Каскадных гор, где в Центральном Орегоне известен вулкан Хеуббери, некоторые потоки которого сформировались всего несколько тысяч лет назад [Higgins, 1973]. Трахиандезиты, латиты и риолиты формировались 4,8—6 млн. лет назад в результате деятельности вулкана Сильвер Пик, расположенного на границе штатов Невада и Калифорния [Robinson, 1972]. Позднекайнозойские оливиновые щелочные базальты и трахиандезиты известны на юго-западе штата Юта [Jowder, 1973]. Позднемиоценовые трахиандезиты и связанные с ними риолиты наблюдаются в штате Орегон, на самом краю Провинции Бассейнов и Хребтов [Thayer, Brown, 1973]. По бортам Калифорнийского залива закартированы крупные поля вулканитов среднемиоцен-плиоценовой серии Якумбо (Jacumbo), в которой широко развиты трахиандезитовые разновидности пород [Hawkins, 1970]. Петрографически все перечисленные выше образования близки к породам вулкана Саммер Кун. Для них характерны высокие содержания K, Ba, Sr и редких земель,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7028 \div 0,7054$ . Итак, образования латитовой серии широко распространены в Провинции Бассейнов и Хребтов.

Данные о породах латитовой серии, с учетом всех перечисленных выше выходов этих образований, приведены в табл. 18. Во всех породах высоки концентрации K, Ti и P, а  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 0,6$ . Все это позволяет отличать вулканиты латитовой серии от пород известково-щелочной (ср. табл. 17 и 18), хотя на диаграмме AFM поля составов пород обеих серий практически перекрывают друг друга.

Важная геохимическая черта пород латитовой серии — высокие содержания в них Ba, Sr, редких земель, а также элементов группы железа. При сравнении петрохимически сходных пород известково-щелочной и латитовой серий породы последней отличаются более высокими концентрациями всех перечисленных выше элементов. Следует подчеркнуть, что в риолитах латитовой серии очень высоки концентрации Ba (они сравнимы с концентрациями этого элемента в базальтах и латитах), что отличает их от поздних пород гранитоидного ряда. Это связано, очевидно, с тем, что в процессе дифференциации латитовой магмы не происходит фракционирования калиевого полевого шпата при образовании поздних пород.

*Бимодальный магматизм* захватывает большую часть площади рифтогенной структуры Запада США и распространяется далее в Мексику. Вулканические серии контрастного состава отмечаются также на некоторых островах (Соккоро, Сан-Бенедикто, Клипертон), расположенных вблизи Калифорнийского полуострова [Best, Grimhall, 1974]. В одних вулканических полях, выполненных породами бимодальной серии (горы Святого Яна, Юго-Западное Колорадо), преобладают базальты, в других

Состав позднекайнозойских вулканических пород латитовой серии Запада США

Компонент	SiO <sub>2</sub> =45—50				Среднее	SiO <sub>2</sub> =50—55						Среднее	SiO <sub>2</sub> =55—60		
	K <sub>Fe</sub> =0,2—0,4		K <sub>Fe</sub> =0,4—0,6			K <sub>Fe</sub> = =0,2—0,4	K <sub>Fe</sub> =0,4—0,6			K <sub>Fe</sub> =0,6—0,8			K <sub>Fe</sub> =0,4—0,6	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O·10	
	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O·10						K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O·10							K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O·10	
	2—5	5—8	1—2	2—5		2—5	2—5	5—8	8—12	2—5	5—8		2—5	5—8	2—5
SiO <sub>2</sub>	48,07	49,04	49,66	49,71	49,04	51,63	52,68	52,28	54,13	52,88	53,16	52,66	58,00	59,25	
TiO <sub>2</sub>	1,78	1,52	1,46	1,83	1,64	1,22	1,46	1,34	1,08	2,22	1,51	1,47	1,16	0,96	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,69	15,96	16,91	16,24	15,90	16,46	16,96	16,30	17,05	15,91	18,12	16,72	15,90	15,54	
FeO <sub>общ</sub>	9,32	8,31	9,95	9,43	9,35	7,83	8,37	7,73	6,49	10,83	7,90	8,30	9,15	5,70	
MgO	9,43	7,02	7,50	6,82	7,95	7,72	5,48	5,70	4,64	3,78	2,38	5,41	3,41	3,68	
CaO	9,12	8,25	9,74	8,68	9,10	8,24	8,30	8,24	6,94	7,72	8,47	8,10	5,87	5,60	
Na <sub>2</sub> O	3,43	3,28	3,17	3,77	3,38	3,26	3,70	3,47	3,68	4,03	3,48	3,64	4,15	4,24	
K <sub>2</sub> O	1,28	2,50	0,59	1,22	1,24	0,93	1,16	2,06	3,35	0,87	1,85	1,44	1,70	2,41	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,66	0,62	0,25	0,67	0,52	0,43	0,38	0,38	0,53	0,42	0,40	0,40	0,40	0,43	
Rb	28	—	19	28	25	24	32	65	—	17	—	29	51	43	
Ba	1070	1250	375	765	900	730	800	2000	1500	340	3100	1100	900	2550	
Sr	785	1500	490	710	880	605	700	743	1500	702	430	730	870	1540	
Ni	208	200	150	110	180	150	125	82	83	13	52	87	10	111	
Co	—	175	—	—	175	27	—	26	23	—	33	26	—	—	
Cr	448	250	210	195	310	335	213	340	123	28	240	194	71	87	
V	190	200	205	160	190	175	155	125	170	330	150	182	140	93	
La	48	60	35	25	45	—	36	30	60	—	—	40	—	110	
Ce	112	125	45	85	95	—	88	79	100	—	—	72	—	187	
Yb	—	3	—	—	3	—	—	1,5	3	—	—	2,2	—	—	
Y	33	30	45	18	33	49	24	32	27	72	32	39	60	33	
Nb	47	15	10	30	28	—	30	—	15	—	—	25	—	23	
Zr	222	300	115	230	215	130	200	245	300	148	200	205	170	240	
Pb	18	13	20	15	17	—	32	—	15	—	—	26	—	33	
Cu	55	60	95	50	65	80	55	35	70	107	46	67	100	32	
n	4	2	4	2	12	4	17	5	3	4	1	34	7	4	

Компонент	SiO <sub>2</sub> =55-60		Среднее	SiO <sub>2</sub> =60-65					Среднее	SiO <sub>2</sub> =65-70		SiO <sub>2</sub> >70			Среднее
	K <sub>Fe</sub> =0,4-0,6	K <sub>Fe</sub> =0,6-0,6		K <sub>Fe</sub> =0,2-0,4	K <sub>Fe</sub> =0,4-0,6		Fe = 0,6-0,8	K <sub>Fe</sub> =0,4-0,6		K <sub>Fe</sub> =0,6-0,8	K <sub>Fe</sub> =0,6-0,8		K <sub>Fe</sub> =0,8		
	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O·10			K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O·10						K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O·10					
	8-12	8-12		5-8	2-5	5-8	>8	>8		8-12	8-12	8-12	>12	8-12	
SiO <sub>2</sub>	55,98	59,32	58,33	62,21	61,39	62,70	60,78	62,90	62,12	68,15	67,5	71,25	74,67	71,34	71,7
TiO <sub>2</sub>	1,14	1,02	1,07	0,52	1,03	0,68	1,01	0,84	0,78	0,40	0,5	0,19	0,19	0,26	0,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,30	17,30	16,16	16,24	16,44	15,67	16,80	16,61	16,30	16,15	16,2	14,75	13,20	14,54	14,4
FeO <sub>общ</sub>	6,17	5,03	7,15	2,18	6,60	5,58	4,80	3,63	4,33	2,05	2,30	0,80	1,05	2,50	2,10
MgO	3,22	1,96	3,38	3,70	2,22	2,73	2,22	1,19	2,33	0,82	0,7	0,18	0,16	0,28	0,3
CaO	6,34	3,02	5,50	6,84	5,62	4,33	4,18	3,13	4,82	2,15	2,0	2,05	0,84	1,20	1,6
Na <sub>2</sub> O	3,79	4,04	4,09	3,58	4,48	4,13	4,18	4,45	4,23	4,05	4,3	4,60	3,81	4,95	4,8
K <sub>2</sub> O	3,37	3,90	2,34	2,42	1,64	3,03	4,23	4,76	3,00	4,05	4,6	4,45	4,84	3,60	3,8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,52	0,47	0,43	0,40	0,35	0,22	0,40	0,40	0,34	0,13	0,1	0,03	0,03	0,03	—
Rb	—	—	45	—	33	62	—	—	48	80	80	88	—	165	126
Ba	1250	1500	1750	890	460	1270	1500	1500	1230	1250	1250	1825	180	870	960
Sr	1500	1250	1370	1200	500	770	1000	1000	925	460	460	365	100	75	180
Ni	45	15	58	45	10	42	30	18	25	—	—	—	—	4	4
Co	25	15	20	22	—	—	20	11	15	—	—	—	—	—	—
Cr	60	30	64	74	3	—	30	10	23	—	—	—	—	—	—
V	150	125	121	80	80	—	100	80	57	—	—	—	9	9	9
La	50	60	78	—	—	27	70	70	61	37	37	42	40	—	41
Ce	125	125	151	—	—	62	150	150	132	88	88	100	—	—	100
Yb	3	3	3	—	—	1,2	3	3	2,6	1,6	1,6	1,2	1,2	—	1,2
Y	30	30	35	20	70	—	30	30	35	—	—	—	10	70	40
Nb	12	17	16	—	—	—	20	20	20	—	—	—	17	—	17
Zr	300	350	274	190	160	—	500	430	350	—	—	—	155	310	230
Pb	20	20	26	—	—	—	30	30	30	—	—	—	30	—	30
Cu	60	30	47	43	8	—	30	19	23	—	—	—	—	12	12
n	2	2	16	2	4	3	1	3	13	2	3	2	2	14	18

(Йеллоустон) — риолиты. Отличительная особенность бимодальной серии Запада США состоит в том, что кислые породы обычно по времени оторваны и проявлены раньше щелочных базальтов. В отдельных районах, правда, отмечаются близкие по времени излияния риолитов и базальтов, например, среди риолитов Йеллоустонского парка имеются отдельные прослои базальтов [Boyd, 1961]. С кислыми вулканитами связаны малые субвулканические тела гранитов и щелочных гранитов (Квеста, Нью-Мексико, Южная Аризона и т. д.). Объемы кислых вулканических пород на Западе США огромны, в Йеллоустонском парке они достигают  $\sim 1650 \text{ км}^3$ , в горах Элкхорн в Монтане  $\sim 4200 \text{ км}^3$ , в горах Сан-Хуан в Колорадо и на севере Нью-Мехико  $\sim 9800 \text{ км}^3$ , в Провинции Бассейнов и Хребтов  $\sim 210 \text{ тыс. км}^3$  [Смит, 1963].

Наиболее распространены среди кислых вулканитов спекшиеся туфы (ash flow), игнимбриты или отложения лавовых потоков — лавобрекчии. По составу преобладают риолиты, хотя есть кварцево-латитовые и риодацитовые разности, а также пантеллериты и комендиты. Типичный разрез позднекайнозойских вулканитов в штате Невада имеет такую последовательность пород (снизу вверх): туфы риодацитового состава (K — Ar возраст 26,5 млн. лет); дациты и их туфы (17 млн. лет); кислые агпайтовые вулканиты (13,8 млн. лет); риолиты (11—7,5 млн. лет); базальты [Noble e. a., 1968]. В низах вулканитов Йеллоустонского парка залегают потоки риолитов и лавобрекчий близкого состава. Выше по разрезу преобладают туфы и спекшиеся туфы с небольшими прослоями риолитов [Boyd, 1961]. В генезисе спекшихся туфов и игнимбритов еще много неясного, однако несомненно, что родоначальная магма этих образований была обогащена летучими компонентами, о чем говорит приуроченность к молодым игнимбритовым полям современных гидротермальных источников, что, в свою очередь, может указывать на большую рудную продуктивность таких магм.

Риолиты — преимущественно стекловатые породы, вкрапленники в которых составляют 5—10% объема породы. Они представлены санидином, альбитом № 10, кварцем, ферроавгитом, в единичных зернах встречается фаялит, среди аксессуарных в риолитах отмечается рудный и циркон [Boyd, 1961]. Биотит и амфибол среди вкрапленников крайне редки. Агпайтовые и плюмазитовые разности встречаются совместно в единичных структурах. В некоторых крупных потоках верхи сложены плюмазитовыми разностями, а низы — комендитами [Noble, 1966; Noble e. a., 1969]. Комендиты обычно стекловатые, без вкрапленников, а в пантеллеритах есть вкрапленники эгирин-авгита или арфведсонита [Noble e. a., 1968].

Немногочисленные опубликованные данные, касающиеся кислых пород бимодальной серии Запада США, были ранжированы по содержаниям  $\text{SiO}_2$ , коэффициенту агпайтности ( $K_{\text{ар}}$ ) и содержаниям Ba, концентрации которого были выбраны как показатель фракционирования кислых магм в отношении щелочных полевых шпатов (табл. 19). В таблице приведены также составы остаточных стекол из базальтов бимодальной серии [по Stout, Nicholls, 1977]. Во всех породах отмечаются высокие содержания щелочей (K преобладает над Na) и низкие — Ti, Ca, Mg. На диаграмме AFM поле составов пород приближено к щелочному углу (рис. 22). Все точки составов пород бимодальной серии не выходят за пределы поля пород латитовой серии. Агпайтовые разности содержат большие количества железа по сравнению с плюмазитовыми, поэтому точки их составов приближены к железистому углу.

Пересчитанные по методу CYPW на нормативные минералы составы риолитов бимодальной серии Запада США были нанесены на диаграмму альбит — ортоклаз — кварц (рис. 23), на которой показаны котектические линии при  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  500 и 1000 бар, точки тройного минимума и эвтектики при различных давлениях воды [Tuttle, Bowen, 1958], а также поле редкометалльных гранитов Монголо-Охотского поля. Точки составов риолитов концентрируются вблизи точек тройного минимума при 500 и 1000 бар,

## Химический и редкоэлементный состав кислых позднекайнозойских вулканических пород Запада США

Компонент	SiO <sub>2</sub> =65—70			SiO <sub>2</sub> =70—75				SiO <sub>2</sub> =75			Состав остаточных остатков в базальтах
	K <sub>ар</sub> <1		K <sub>ар</sub> >1	K <sub>ар</sub> <1		K <sub>ар</sub> >1		K <sub>ар</sub> <1		K <sub>ар</sub> >1	
	C <sub>Ba</sub>										
	>500	<100	100— —500	<100	100— —500	<100	>500	<100	>500	<100	
SiO <sub>2</sub>	67,62	69,13	69,5	73,88	72,65	73,8	74,10	76,10	76,30	76,61	72,58
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,25	0,3	0,12	0,20	0,08	0,22	0,10	0,12	0,08	0,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,56	9,80	11,5	12,65	13,56	12,21	12,15	12,28	12,14	12,20	13,95
FeO <sub>общ</sub>	1,87	3,05	4,82	1,20	1,12	1,10	2,23	1,00	1,40	1,13	1,84
MgO	0,37	0,10	0,30	0,29	0,24	0,10	0,09	0,22	0,12	0,10	0,08
CaO	1,14	0,23	0,50	1,32	1,15	1,29	0,64	0,74	0,52	0,62	0,59
Na <sub>2</sub> O	4,16	7,05	5,2	3,32	3,85	3,33	3,58	3,38	3,60	3,64	4,89
K <sub>2</sub> O	5,75	4,45	4,8	4,92	5,34	4,76	5,14	4,81	5,24	4,79	4,56
Ba	1875	5	195	65	314	30	900	41	700	23	—
Sr	325	2	110	15	90	20	—	50	—	3,8	—
Rb	—	950	840	—	—	—	—	—	—	198	—
Li	—	260	180	—	—	200	200	150	—	—	—
Cr	1	1	1	3	1	—	—	1,5	—	2	—
V	11	5	19	6	11	—	—	—	—	5	—
La	200	610	445	38	114	30	—	—	—	70	—
Ce	350	1500	—	200	230	—	—	—	—	200	—
Yb	3	54	32	6	3	15	—	2	—	17	—
Y	28	450	295	35	32	100	—	20	—	60	—
Nb	10	640	375	34	20	30	—	25	—	40	—
Zr	400	5770	4440	75	180	50	300	90	230	240	—
Be	1,4	60	35	10	3	12	—	9	—	12	—
Sn	—	50	35	15	—	20	—	6	—	10	—
Pb	24	220	150	45	42	70	—	25	—	40	—
F	500	11 750	5000	3900	500	5200	—	1400	1500	2600	—
B	20	100	85	22	20	—	—	20	—	23	—
n	4	2	4	4	5	3	2	4	3	9	—

что может указывать на то, что первичная магма содержала около 4—6% H<sub>2</sub>O. Агпайтовые составы вытягиваются вдоль котектической линии щелочных полевых шпатов, что допускает их образование за счет раннего выделения и фракционирования кварца. Отметим, что составы риолитов Запада США попадают в поле редкометалльных гранитов Монголо-Охотского пояса, т. е. породы этих типов петрохимически близки.

Геохимическая особенность риолитов — высокое содержание в большинстве разностей F и ряда литофильных элементов: Rb, Li, Be, Sn, Ta, Nb. Это позволяет относить их к редкометалльным породам, для которых свойственно накопление в поздних дифференциатах совместно со F всех литофильных элементов [Коваленко, 1977]. Действительно, среди позднекайнозойских вулканических образований США в штатах Невада и Юта были открыты туфы с содержаниями Be до 1% [Griffits, Rowers, 1963; Shawe e. a., 1964; Shawe, 1966]. Такие образования имеют практическое значение. Отметим, что совместно с Be в вулканиках повышены содержания и F. Это можно использовать в поисковых целях, поскольку ореолы вулкаников с высокими концентрациями F больше, чем ореолы бериллиеносных туфов.

Выяснение генезиса кислых магм в приложении к Провинции Басейнов и Хребтов имеет значение для понимания происхождения редкометалльных магм в целом. Выделение единой бимодальной ассоциации на

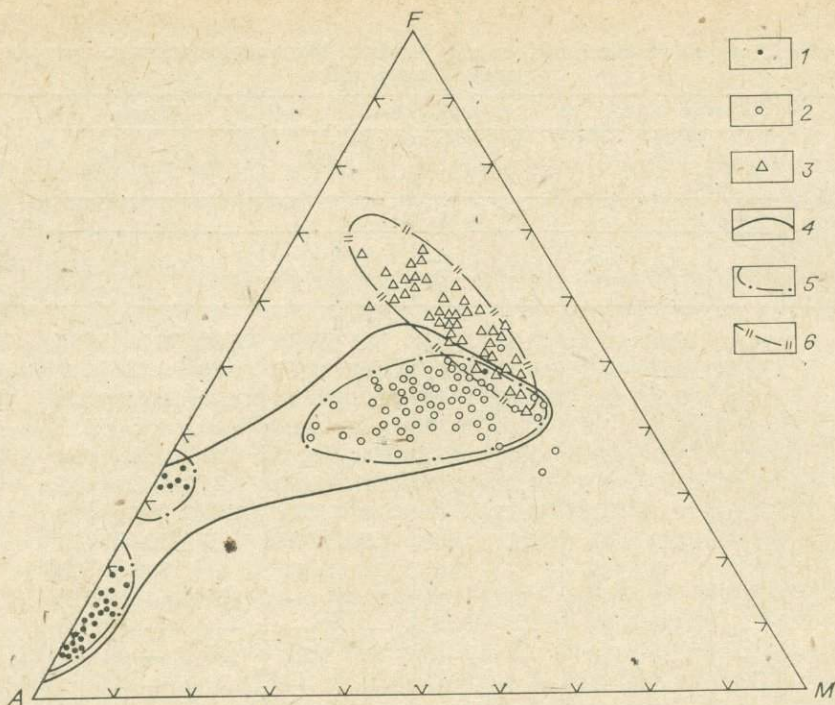


Рис. 22. Диаграмма AFM для вулканитов бимодальной серии Провинции Бассейнов и Хребтов.

1 — риолиты; 2 — щелочные базальты; 3 — базальты Колумбийского плато; 4, 5 — поля составов пород латитовой (4) и бимодальной (5) серий; 6 — поле составов базальтов Колумбийского плато.

Западе США позволяет говорить о генетическом родстве кислых и основных пород. Однако это предположение не обосновано. В большинстве районов Запада США кислый, риолитовый магматизм предшествовал базальтовому, поэтому трудно предполагать, что кислые магмы могут быть дифференциатами базальтов. Объемы кислых магм очень велики, они сопоставимы с объемами базальтового магматизма, а в отдельных структурах риолиты по объему превышают базальтовые излияния. Сравнение состава остаточных стекол кайнозойских базальтов и риолитов также указывает на невозможность происхождения последних при фракционировании базальтовой магмы (см. табл. 19). В остаточных стеклах высоки (~1%) концентрации  $TiO_2$ , а в риолитах содержание  $Ti$  0,47%, в остаточных стеклах  $Na$  преобладает над  $K$ , а в риолитах — соотношения элементов обратные. Все это указывает на то, что и базальты, и риолиты образовывались из различных самостоятельных магм.

Для выяснения природы кислой магмы большое значение имеют данные о распределении в риолитах изотопов  $Sr$  (табл. 20). Обращает на себя внимание значительный разброс величины  $^{87}Sr/^{86}Sr$ : от 0,706 до 0,7151, причем она не зависит ни от содержания в риолитах  $Sr$ , ни от кремнекислотности пород, в связи с чем трудно объяснить наблюдаемые вариации простым механизмом ассимиляции. Д. Нобл и С. Хедж [Noble, Hedge, 1969] обратили внимание на то, что высокие значения величины  $^{87}Sr/^{86}Sr$  имеют образцы, взятые из низов разреза вулканогенных толщ, в то время как у образцов из верхних частей тех же разрезов соотношение этих изотопов близко к 0,706 (см. табл. 20). Так как при вулканических извержениях первыми изливаются лавы, источником которых служат верхние части магматического очага, а по мере извержения в него вовлекаются все более и более глубинные части очага, естественно предположить, что в отношении изотопов  $Sr$  очаг неомогенен — верхние его части обогащены радиоактивным стронцием, а нижние имеют низкие значения  $^{87}Sr/^{86}Sr$ . Все это позволило Д. Ноблу и С. Хеджу предложить такую модель формирования

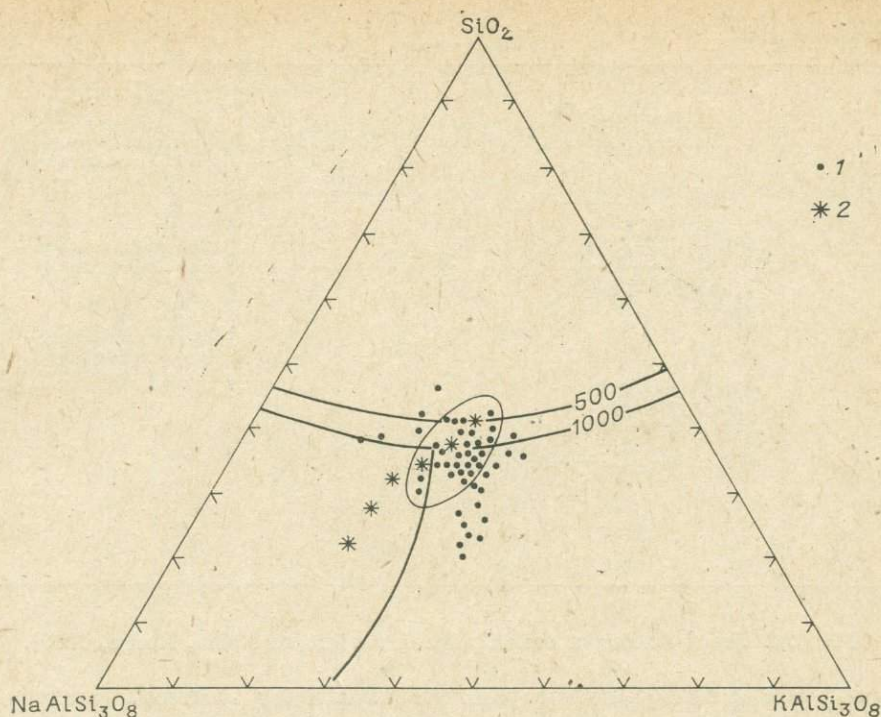


Рис. 23. Диаграмма кварц — альбит — ортоклаз кислых вулканитов Запада США. Сплошные линии — котектики.

1 — составы кислых вулканитов; 2 — точки тройных минимумов при различных давлениях воды. Оконтурено поле составов редкометалльных гранитов Монголо-Охотского пояса.

Таблица 20

Соотношения изотопов Sr в риолитах Запада США  
[по Noble, Hedge, 1969; Noble e. a., 1972]

Вулканическая серия	Возраст, млн. лет	Положение в разрезе	Объект исследования	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Туф Монтана	11,0	Верх	Порода	0,7080
	11,0	Низ	Санидин	0,7151
Райнер Меса	11,3	Верх	Порода	0,7065
	11,3	Низ	КПШ + Пл + Кв	0,7129
	11,3	»	Порода	0,7113
	12,4	Верх	Порода	0,7070
	12,4	»	»	0,7082
	12,4	»	КПШ + Пл + Кв	0,7088
	12,4	»	Основная масса	0,7080
12,4	Низ	Санидин	0,7135	
Каньон	Нет данных		КПШ + Пл + Кв	0,701
Топазовая	Нет данных	Верх	Порода	0,7103
	То же	»	»	0,7112
	»	»	Пл + КПШ + Кв	0,7128
	»	»	Основная масса	0,7110
	»	Низ	»	0,7113
	»	»	»	0,7128
	»	»	Пл + КПШ + Кв	0,7165
Туф Бишоп	0,7	Верх	Санидин	0,7061
	0,7	Низ	»	0,7075
	0,7	Нет данных	»	0,7060
	0,3	То же	Стекло	0,7064

Примечание. КПШ — калиевый полевой шпат, Пл — плагиоклаз, Кв — кварц.

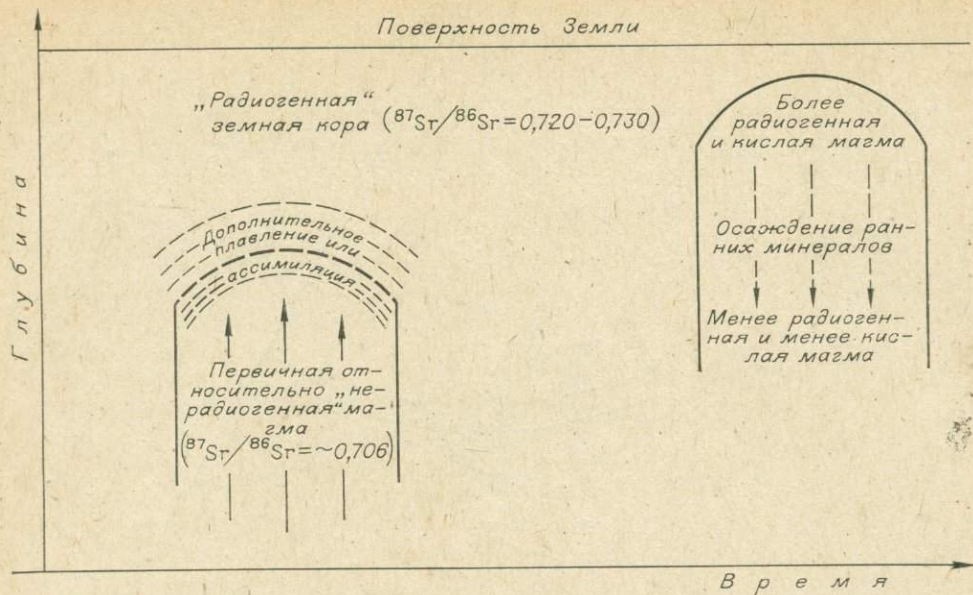


Рис. 24. Схема эволюции очагов кислой магмы [по Noble, Hedge, 1969].

кислых очагов магмы, по которой первичная магма, содержащая незначительные количества радиогенного стронция, обогащается им по мере подъема вверх (рис. 24). Наиболее важно в этой модели то, что первичная гранитная магма должна зарождаться в самых низах коры или даже в мантии, а уже в дальнейшем она активно реагирует и обогащается материалом верхних частей земной коры. Продвижение магматического очага вверх может происходить по механизму зонной плавки [Ярошевский, 1965]; большую роль в процессе «расширения» и подъема магматического очага играют, вероятно, трансмагматические растворы Д. С. Коржинского [1972], равновесные с магмой и гранитизирующие перед магматическим фронтом вмещающие породы коры, которые затем могут вовлекаться в процесс плавления.

Базальтовые члены бимодальной серии представлены на большей части площади рифтогенной структуры Запада США щелочными базальтами, хотя в некоторых участках (например, район р. Снейк, районы, прилегающие к Калифорнийскому заливу) отмечаются толеитовые разности. Широко развиты толеитовые базальты на Колумбийском плато, от которого они прослеживаются вплоть до береговых обнажений в штатах Орегон и Вашингтон. Щелочные базальты отмечаются в штатах Айдахо, Вайоминг, Калифорния, Невада, Юта, Колорадо, Аризона и Нью-Мексико, т. е. в Большом Бассейне и на плато Колорадо. В грабене Рио-Гранде наблюдаются сложные соотношения базальтов. В плечах рифта, как на западе, так и на востоке, широко развиты щелочные базальты возраста 5—23 млн. лет, аналогичные базальтам Большого Бассейна или плато Колорадо, в то время как в осевой части грабена наблюдаются выходы толеитовых базальтов, имеющих возраст около 5 млн. лет, по химизму и петрографическим особенностям близких к толеитовым базальтам других районов Запада США [Lipman, 1969]. Проведено большое количество исследований по петрографии, петрохимии кайнозойских базальтов, по распределению в них изотопов Sr [Boyd, 1961; Best, Brimhall, 1974; Hedge, Noble, 1974; Leeman, 1970, 1974; Leeman, Rogers, 1970; Smith, Carmichael, 1969]. Результаты их были учтены при характеристике этих образований, приводимой нами (табл. 24). К сожалению, данные о распределении в базальтах редких элементов носят отрывочный характер.

В щелочных базальтах вкрапленники представлены оливином (~11%), плагиоклазом №60—75 (5%) и моноклинным пироксеном (4—5%). Структура основной массы интергранулярная, интерсертальная,

Состав кайнозойских базальтов Запада США

Компонент	SiO <sub>2</sub> =45—50				SiO <sub>2</sub> =50—55			SiO <sub>2</sub> =55—56	
	K <sub>Fe</sub> =0,2—0,4		K <sub>Fe</sub> =0,4—0,6		K <sub>Fe</sub> =0,4—0,6			K <sub>Fe</sub> =0,4—0,6	
	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O·10								
	2—5	5—8	2—5	5—8	1—2,5(1)	2—5(2)	2—5	5—8	
SiO <sub>2</sub>	48,06	49,8	49,00	49,5	50,85	53,8	51,50	52,97	
TiO <sub>2</sub>	1,98	1,4	1,85	1,8	1,18	2,0	1,78	1,63	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,00	16,8	15,70	17,2	16,36	13,9	15,63	15,97	
FeO <sub>общ</sub>	10,88	8,37	10,00	9,47	10,38	11,65	10,08	8,96	
MgO	9,50	7,3	7,50	5,7	7,20	4,1	6,91	5,00	
CaO	9,15	9,2	9,68	8,3	8,97	7,9	8,35	7,30	
Na <sub>2</sub> O	3,26	3,1	3,47	3,7	3,06	3,0	3,40	3,57	
K <sub>2</sub> O	1,14	2,3	1,27	2,0	0,59	1,5	1,25	2,60	
Ba	—	—	364	—	500	450	500	930	
Sr	949	940	745	1076	390	560	733	1150	
Rb	21	72	28	41	6	—	33	—	
Ni	—	—	118	—	130	70	300	100	
Co	—	—	50	—	44	45	50	29	
Cr	—	—	170	—	290	110	200	233	
V	—	—	206	—	200	260	200	200	
La	—	—	66	—	—	—	70	80	
Ce	—	—	62	—	—	—	100	100	
Yb	—	—	—	—	3	—	5	3	
Y	—	—	18	—	33	—	50	40	
Zr	—	—	210	—	115	150	150	220	
n	131	1	149	20	22	—	173	3	

Примечание. (1), (2) — толеитовые базальты Рио-Гранде [по Lirnan, 1969] (1) и Колумбийского плато. [по Hawkins, 1970] (2).

убофитовая или пилотакситовая. Среди минералов основной массы выделяются: оливин (около 2%), плагиоклаз (порядка 40%), пироксен (20—25%) и рудный (до 6%). Нераскристаллизованное стекло составляет не более 5—6%, в некоторых образцах наблюдаются ксенокристаллы кварца, количество которых достигает долей процента. Пироксены богаты Са, среди них отмечаются как авгит, так и ферроавгит. Рудные представлены магнетитом и ильменитом. Толеитовые базальты районов Большого Бассейна и Колумбийского плато состоят из тех же минералов, но в них выше содержания пироксена и ниже — оливина, больше стекловатой основной массы (до 32%), а среди вкрапленников преобладает плагиоклаз.

Наиболее четко толеитовые и щелочные разности различаются по химическому составу. По содержанию щелочей большая часть пород Большого Бассейна и плато Колорадо относится к щелочным базальтам, а Колумбийского плато — к толеитовым. Совершенно различно положение толеитовых и щелочных базальтов на диаграмме AFM (см. рис. 22). Щелочные базальты занимают центральное положение на диаграмме, располагаясь в поле вулканитов латитовой серии. Поле составов базальтов совершенно обособлено от полей риолитов бимодальной серии. Поле составов толеитовых базальтов Колумбийского плато вытянуто вдоль железо-магниевого стороны треугольника AFM, т. е. для этих базальтов характерен типичный толеитовый тренд дифференциации.

По высокому содержанию в породах Ti, а также литофильных редких элементов, в первую очередь Rb, Sr, Ba, кайнозойские базальты наиболее близки к вулканическим образованиям океанических островов, которые подробно рассмотрены в гл. 4. По содержаниям элементов группы железа они сопоставимы с океаническими базальтами. На геохимическое сход-

ство базальтов Провинции Бассейнов и Хребтов с базальтами океанических островов обрацали внимание многие исследователи [Leeman, Rogers, 1970]. Для структур обоих типов характерно проявление толеитовых и щелочных разностей пород. Положение толеитовых пород в грабене Рио-Гранде [Lipman, 1969] установлено: они находятся в осевой части, в рифтовой долине, т. е. на территории, характеризующейся максимальным растяжением. Более спорно положение толеитовых базальтов Колумбийского плато, лежащего на продолжении крупного трансформного разлома, смещающего в океан хребты Горда и Хуан-де-Фука. Возможно, не случайно «колумбийские» базальты прослеживаются вплоть до побережья, пересекая пояс известково-щелочного магматизма. Учитывая меньшую мощность коры (30—35 км) под Колумбийским плато и расположение под корой, как и в Провинции Бассейнов и Хребтов, разуплотненной мантии со скоростями поперечных волн 7,9 км [Hill, 1972], можно предположить, что пересечение этого участка земной коры глубинным трансформным разломом обуславливает характер и обилие здесь мантийных магматических пород.

Низкие значения отношений Rb/Sr (0,025—0,053) и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , которые для большинства районов Провинции Бассейнов и Хребтов находятся в интервале 0,7028—0,7045, позволяют говорить о мантийной природе рассматриваемых базальтов [Leeman, 1970, 1974]. Следует отметить, что в ряде случаев  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в кайнозойских базальтах достигает 0,706—0,708. Для выяснения причин таких больших значений нами был определен коэффициент корреляции ( $r$ ) между величиной отношения и содержанием в породах Sr:  $r = 0,510$ ;  $\sigma_r = 0,006$ . Таким образом, как и для вулканических образований Восточно-Африканской рифтовой системы, существует прямая корреляция между содержанием в породах радиогенного стронция и общим содержанием стронция в породе. Это свидетельствует о том, что вещество магматических пород получается в результате смешения двух источников с различными отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Реально предположить обогащение базальтов радиогенным стронцием (один из источников) за счет ассимиляции магмой материала континентальной коры. Однако при петрографических исследованиях не обнаруживается широкого проявления процессов ассимиляции базальтовой магмой материала коры.

Следует заметить, что наибольшие значения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отмечаются в центральной и западной частях Провинций Бассейнов и Хребтов. С. Хедж и Д. Нобл [Hedge, Noble, 1971], изучавшие базальты этих районов, отмечали, что в большинстве вмещающих пород концентрации Rb — около 100 г/т, а Sr — 300 г/т, поэтому трудно предполагать, что они смогли бы обогатить базальтовую магму Sr до 1000 и более граммов на тонну, в то время как содержание Rb в породах практически не изменилось. Наконец, в этом районе нет резких вариаций количества радиогенного стронция в разных образцах, что было бы нормальным при процессах ассимиляции, а практически все породы данного района имеют высокие (0,706—0,708) значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Все это заставляет думать, что высокие концентрации стронция и радиогенного стронция в базальтах первичны и связаны с мантийным источником.

В связи с мантийной природой кайнозойских базальтов Запада Северной Америки, имеющих вариации геохимических параметров, было интересно проследить, не коррелируются ли эти вариации с известными для рассматриваемой территории геофизическими полями. Была составлена карта-схема (рис. 25) распространения значений величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в базальтах, на которой показаны также [по Noble, 1970] мощности земной коры и скорости прохождения сейсмических волн в кровле верхней мантии. На Западе США выделяется два района с повышенными значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : первый (Невадский), захватывающий Неваду и частично Калифорнию; второй, прилегающий к грабену Рио-Гранде. В базальтах первого района выше содержания радиогенного стронция, что подтверждают результаты большого количества анализов. Внутри района значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  практически не опускаются ниже 0,7045, территории-

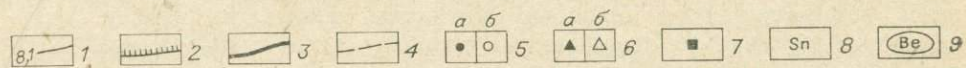
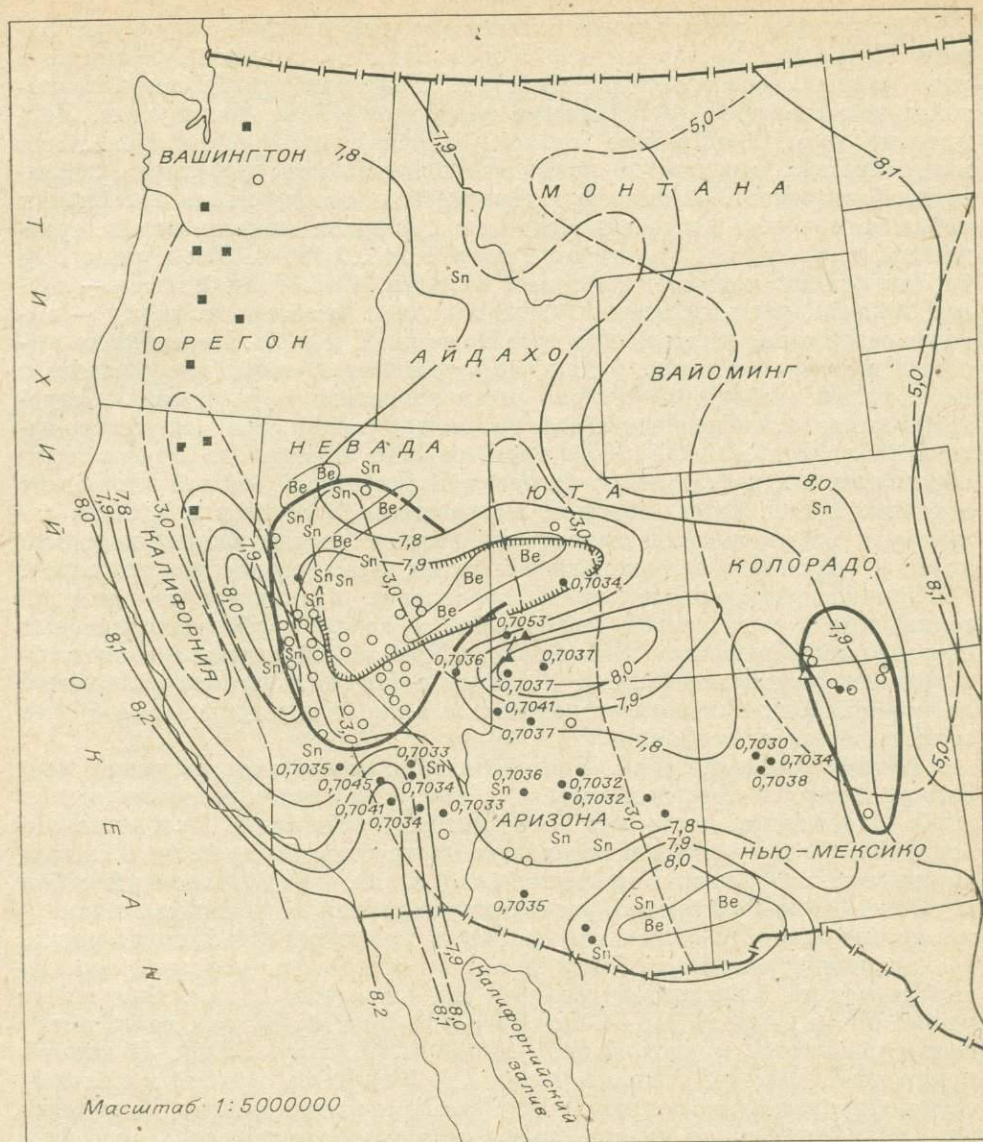


Рис. 25. Глубинное строение Запада США [по Noble, 1970] и распространение четвертичных базальтов с различными значениями отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

1 — скорости поперечных сейсмических волн в верхней мантии; 2 — выход разуплотненной мантии к подошве коры; 3 — районы распространения базальтов с  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,7045$ ; 4 — мощность земной коры; 5, 6 — места опробования базальтов с точной привязкой (5) и без точной привязки (6) (а —  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,7045$ , б —  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,7045$ ); 7 — вулканиты Каскадных гор ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7027 \pm 0,7043$ ); 8 — кайнозойские проявления олова, 9 — поля бериллиеносных туфов.

ально он совпадает с зоной разуплотненной мантии. Именно здесь к поверхности коры подходит мантийный слой со скоростями сейсмических волн 7,7 км/с. Недавно М. Мензис с соавторами [Menzies e. a., 1983] показали, что базальты Невадийского района отличаются от других базальтов Запада США наименьшими значениями  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Четкая корреляция геофизических полей с геохимическими особенностями мантийных базальтов дает основание говорить, что мантия в Невадийском районе обогащена Sr, имеющим отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  несколько выше 0,7045. Видимо, выявленные закономерности можно будет использовать для реконструкции бывших (ископаемых) геофизических полей по геохимическим особенностям пород.

Заканчивая рассмотрение магматизма рифтогенной структуры Запада США, отметим, что наряду с бимодальными сериями вулканитов в ряде районов, особенно тяготеющих к периферии ареала позднекайнозойского магматизма (центральная часть штата Юта, Йеллоустон, Лейцитовые холмы Вайоминга, плато Колорадо), отмечаются проявления магматических пород резко повышенной щелочности: фонолитов, лейцитовых базальтов. В Лейцитовых горах наблюдаются выходы нескольких небольших некков, сложенных редкими породами: вайомингитами, орендитами, мадупитами [Главнейшие провинции..., 1974]. Эти породы среды фенокристов содержат флогопит, санидин, а в основной массе — лейциты, лейцита, диопсид, апатит. Отличительная особенность пород — высокое содержание щелочей при преобладании К над Na. Несмотря на высокую щелочность пород, в них часто отмечается кварц, что указывает на сложный, гибридный генезис рассматриваемых образований. Петрографические исследования абсарокит-пошонитовой серии на северо-западе Вайоминга [Prostka, 1973] подтверждают этот вывод. Породы серии образовались в результате контаминации сиенитовой магмой ксенолитов основных пород. Таким образом, в Провинции Бассейнов и Хребтов существуют магмы высокой щелочности, активно реагирующие с породами коры, в результате чего появляется целая гамма разнообразных пород.

В заключение отметим, что по проявлению вулканитов бимодальной серии, пород повышенной щелочности, а также карбонатитоподобных образований Провинция Бассейнов и Хребтов обнаруживает сходство с другими рифтовыми зонами. Широкое развитие в регионе вулканитов латитовой серии и кислых редкометальных пород определяет своеобразие этой активной зоны Земли.

**Калифорнийский залив.** Примечательная особенность активной зоны Запада Северной Америки состоит в том, что здесь прослеживается в глубь континента структура спредингового Восточно-Тихоокеанского поднятия. На продолжении океанического хребта с быстрым (до 6 см/год) спредингом находится Калифорнийский залив, представляющий собой глубокий (до 3500 м) прогиб, расчлененный серией поднятий на седиментационные ванны. В заливе спрединговый хребет перерождается в серию трансформных разломов, между которыми заключены короткие отрезки осей спрединга, с которыми совпадают глубоководные ванны. Они имеют ровное дно и покрыты 1,5–2-километровой толщей осадков, часто имеющих турбидитное происхождение [Bischoff, Henyey, 1975]. К ваннам приурочены высокий тепловой поток (до 7 ед. тепл. потока) и положительные гравитационные аномалии. По сейсмическим данным, фундамент дна Калифорнийского залива имеет типичное океаническое строение, здесь устанавливаются полосовые магнитные аномалии, правда, отличающиеся рисовкой от океанической системы магнитных аномалий [Klitgord e. a., 1974]. Непосредственным продолжением залива служит прогиб Салтон, сложенный 2-километровой толщей терригенных осадков, имеющих возраст от среднего миоцена до голоцена. На юге, в «приустьевой» части прогиба, возраст его дна около 4 млн. лет [Larson, 1968]. Это дает основание полагать, что образование залива шло эпизодически или путем прогрессивного рифтогенеза начиная со среднего миоцена.

До образования залива рассматриваемая территория активной зоны Запада Северной Америки была ареной магматической деятельности. Вулканические образования в возрасте 28 млн. лет и моложе известны по обоим берегам Калифорнийского залива, в бортах прогиба Салтон и обнаружены при драгировках шельфа Калифорнийского полуострова [Hawkins, 1970]. По вещественному составу вулканиты сопоставимы как с породами латитовой серии, так и с толеитовыми базальтами. Данные по толеитовым разностям рассматриваемых вулканитов приведены в табл. 22 (гр. 2). По содержанию как петрогенных, так и редких элементов они хорошо сопоставимы с толеитами Колумбийского плато или грабена Рио-Гранда. Содержания  $K_2O$  в них обычно выше 0,5% и сравнительно высоки концентрации Ba и Sr. Все это может свидетельствовать о том, что

Состав пород Калифорнийского залива

Компонент	SiO <sub>2</sub> =45—50	SiO <sub>2</sub> =49—51	SiO <sub>2</sub> =55—60	SiO <sub>2</sub> =60—65
	K <sub>Fe</sub> =0,4—0,6	K <sub>Fe</sub> =0,4—0,6	K <sub>Fe</sub> =0,8	K <sub>Fe</sub> =0,6—0,8
	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O·10			
	0,2—1,0	1,0—2,5(1)	2,0—5,0	2,0—5,0
SiO <sub>2</sub>	48,80	50,10	57,60	61,50
TiO <sub>2</sub>	2,41	1,80	2,82	1,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,94	16,68	12,95	14,55
FeO <sub>общ</sub>	11,84	9,70	14,30	7,24
MgO	6,58	6,46	1,68	2,40
CaO	10,51	8,28	4,56	5,00
Na <sub>2</sub> O	4,08	3,53	4,82	4,80
K <sub>2</sub> O	0,25	0,69	1,13	1,77
Ba	60	313	—	—
Sr	248	313	—	280
Rb	5	—	—	36
Ni	38	196	—	13
Co	44	49	—	18
Cr	100	356	—	17
V	240	170	—	110
Y	—	29	—	—
Zr	150	120	—	—
Pb	26	—	—	—
Cu	72	86	—	8
n	14	4	2	2

Примечание. (1) — толеитовые базальты, сформировавшиеся до раскрытия Калифорнийского залива.

до раскрытия залива данная территория развивалась так же, как и другие районы рифтогенной структуры Запада Северной Америки.

Магматические образования другого типа фиксируются в самом Калифорнийском заливе. Глубоководное бурение, проведенное в его приустьевой части (скв. 474), показало, что дно здесь сложено толеитовыми базальтами, которые идентичны океаническим базальтам срединговых зон океана [Initial..., v. 64, 1982]. Представляют интерес данные о составе магматических пород о. Тортуга, расположенного в центральной части залива. Это молодой вулкан, образовавшийся менее 1,7 млн. лет назад. Среди вулканических образований острова наиболее развиты толеитовые базальты и их туфы; кроме того, отмечается широкая серия дифференциатов базальтовой магмы вплоть до исландитов и риодацитов [Batira, 1978]. Среди базальтов острова выделяются порфиоровые и афировые разновидности. В порфиоровых разновидностях вкрапленники представлены оливином и плагиоклазом. В более кислых породах во вкрапленниках наряду с плагиоклазом появляется моноклиновый пироксен.

Во всех породах острова Na преобладает над K (см. табл. 22), а в базальтах содержания K<sub>2</sub>O в среднем составляют 0,25%, что свойственно породам толеитовых серий. На диаграмме AFM точки составов пород о. Тортуга вытянуты вдоль железо-магниевого стороны треугольника и большинство составов попадает в поле океанических толеитовых базальтов. По содержаниям редких элементов эти породы также близки к базальтам срединно-океанических хребтов, а от толеитовых базальтов «континентальных» районов Запада Северной Америки они отличаются очень низкими содержаниями Ba и Sr. Наличие на островах Калифорнийского залива наряду с базальтами более кислых разновидностей, а также относитель-

но высокие содержания в породах Fe и Ti позволяют сопоставлять эти образования с магматическими породами океана, сформированными при интенсивной дифференциации толеитовой магмы, что характерно, например, для районов тройственного сочленения литосферных плит.

Таким образом, магматические породы дна калифорнийского залива наиболее близки к океаническим по сравнению с другими образованиями активной зоны Запада Северной Америки. Особенности состава пород залива, а также характер глубинного строения дна, выявляемого на основе геофизических исследований, подтверждают правильность предположения о продолжении в Калифорнийский залив структуры спредингового Восточно-Тихоокеанского поднятия. На север от Калифорнийского залива прослеживается трансформный разлом Сан-Андреас, далее сочленяющийся с трансформным разломом Мендосино, к северу от которого вновь прослеживаются спрединговые океанические хребты Горда и Хуан-де-Фука. Значит, несмотря на то, что на большом протяжении Тихого океана, от южного окончания Калифорнийского полуострова до 40° с. ш., не прослеживается спрединговый океанический хребет, южная и северная ветви Восточно-Тихоокеанского поднятия связаны друг с другом через рифтогенную структуру Калифорнийского залива и разлом Сан-Андреас.

Глубоководное бурение дна Калифорнийского залива вблизи о. Тортуга (скв. 477, 478, 481) показало, что породы дна залива по составу и содержаниям редких элементов близки породам острова [Initial..., v. 64, 1982].

**Общие закономерности, возможные интерпретации.** Изложенный материал показывает, что в активной зоне Запада Северной Америки проявлен разнообразный комплекс магматических пород: вулканические образования толеитовой, известково-щелочной, латитовой, щелочной и бимодальной серий, магматические породы повышенной щелочности и кимберлитов- и карбонатитоподобные образования. Это определяет большое разнообразие полезных ископаемых, связанных с интересующей нас геодинамической обстановкой. Дж. Нобл [Noble, 1970] рассмотрел металлогению Запада США и отметил, что здесь есть месторождения ртути, меди, золота, серебра, молибдена, свинца, цинка, олова, многие из которых связаны с позднекайнозойской металлогенической эпохой. Кроме того, с этой эпохой связаны проявления бериллия и урана [Рудные месторождения США, 1972, 1973; Рудные месторождения СССР, 1978]. Таким образом, в рассматриваемом регионе отмечается совмещение месторождений халькофильного и литофильного профилей.

Золотые и золотосеребряные проявления тяготеют к западной части региона, к полям развития магматических пород известково-щелочной и латитовой серий. Они представлены обычно эпитермальными месторождениями, во многих из которых (например, в районе влк. Силвер Пик) наблюдается совместное проявление серебра и золота. С латитами или кислыми членами бимодальной серии парагенетически связаны проявления эпитермальной золото-сурьмяно-ртутной минерализации и месторождения молибдена. В частности, крупные молибденовые месторождения Клаймакс (Колорадо) и Квеста (Нью-Мексико) ассоциируют с магматическими породами латитового ряда, имеющими возраст 30 млн. лет.

С вулканитами бимодальной серии связаны редкометальные месторождения бериллия, олова, флюорита, урана. Олово представлено месторождениями деревянистого олова и для него отчетливо устанавливается генетическая связь с кислыми эффузивами. Проявления олова известны в США, преимущественно в Неваде и Нью-Мексико, и в Мексике [Sainsbury e. a., 1969]. Встречаются как россыпные, так и коренные оловянные месторождения. Для последних характерны рудные прожилки или жилы в риолитах или их туфах, а также рудоносные брекчии или рассеянная вкрапленность в эффузивах. В прожилках кроме деревянистого олова отмечаются касситерит, спекулярит, кварц, тридимит, кристобалит, опал и халцедон. Глубина формирования месторождений небольшая — первые

сотни метров, но некоторые из них образовывались и на глубинах 600—1000 м [Геология месторождений..., 1969]. Месторождения бериллия представлены бертрандитовой формацией и известны как в США, так и в Мексике [Рудные месторождения СССР, 1978; Shawe, 1966]. Оруденение этого типа локализуется в самих эффузивах или в их туфах, в игнимбритах. Связь месторождений с вмещающими эффузивы породами не устанавливается. Основным рудным минералом является бертрандит, обычно очень мелкий и плохо диагностируемый. Другие жильные минералы представлены кварцем, адуляром, флюоритом, кальцитом, серицитом, хлоритом, цирконом, гематитом. Отметим, что бериллиевые месторождения в этом регионе формируют совместно с флюоритовыми и урановыми единые крупные узлы, примером которых может служить хотя бы Томас-Маунтин (штат Юта).

Если проанализировать пространственные закономерности размещения месторождений олова и бериллия (см. рис. 25), то можно видеть, что основная масса месторождений и рудопоявлений тяготеет к району, для которого установлен подход к поверхности Земли слоя разуплотненной мантии, а она, как уже упоминалось, характеризуется повышенными содержаниями некоторых литофильных элементов. Возможно, мантия служит источником и рассматриваемых рудных элементов. Во всяком случае, имеющиеся данные указывают на связь металлогении с глубинной эндогенной активностью Земли.

Рассмотренный материал, касающийся геологического строения, магматизма и металлогении современной активной зоны Запада Северной Америки, позволяет наметить структурно-магматическую и металлогеническую зональность, свойственную этой зоне, которая имеет следующий вид: глубоководный Калифорнийский залив, расположенный на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия, с мощной терригенной седиментацией и проявлениями вулканизма толеитовой серии; зона известково-щелочного вулканизма Каскадных гор с золотой минерализацией; зона латитового и бимодального магматизма с редкометальной (олово-бериллий-урановой) минерализацией, в периферических частях которой известны магматические породы повышенной щелочности. Последняя зона, связанная с рифтогенными структурами Провинции Бассейнов и Хребтов, окаймляет районы развития пород известково-щелочного состава с востока и севера.

Учитывая, что на островах к западу от Калифорнийского полуострова проявлен бимодальный вулканизм, можно полагать, что зона рифтогенных структур с бимодальным магматизмом может по всему фронту полукольцом окаймлять внутренние зоны — глубоководный прогиб, зону известково-щелочного магматизма. Генеральная зональность может осложняться дополнительными элементами типа грабена Рио-Гранде или базальтов Колумбийского плато. В рассматриваемой активной зоне в закономерных сочетаниях формируются магматические породы известково-щелочных серий, приуроченные обычно к глубинным сейсмофокальным зонам, а также бимодальные, толеитовые серии вулканизма и карбонатитоподобные образования, связанные, как правило, с рифтогенными структурами Земли. Это позволяет геодинамическую обстановку, свойственную данной активной зоне, выделить в самостоятельный тип и назвать ее, по аналогии с современными структурами, геодинамической обстановкой калифорнийского типа.

Особенности геологического строения и магматизма позднекайнозойской активной зоны Запада Северной Америки согласуются с особенностями глубинного строения региона [Thompson, 1972; McGetchin, Silwey, 1973; Thompson, Zoback, 1978; Ботт, 1974; Херрин, 1975; Хейлс, Херрин, 1975; Ушаков, 1974; и др.]. Наиболее сейсмоактивен район Провинции Бассейнов и Хребтов, где наблюдается широкое площадное распространение неглубоких (до 60 км) очагов землетрясений, которые затем в виде сравнительно узкой полосы вдоль разлома Сан-Андреас прослеживаются в Калифорнийский залив. Судя по ориентировкам напряжений

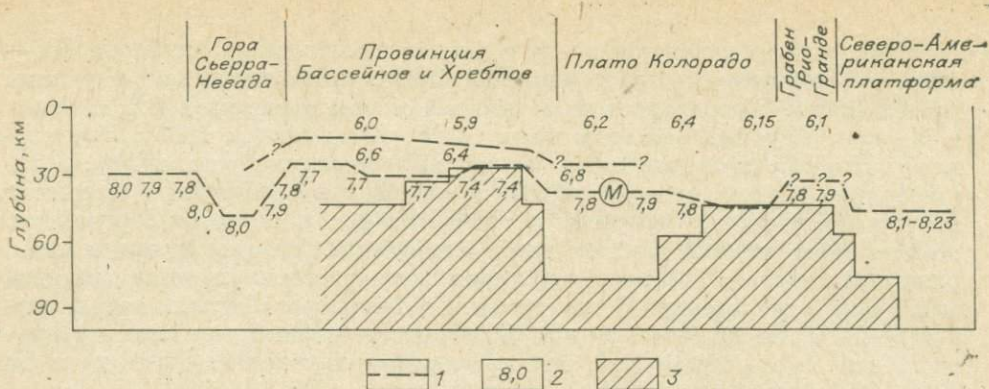


Рис. 26. Схематический разрез глубинного строения Запада США [по Noble, 1970; Thompson, Zoback, 1978].

1 — геофизические границы (М — граница Мохоровичича); 2 — скорости поперечных сейсмических волн; 3 — мантия с высокой электропроводностью.

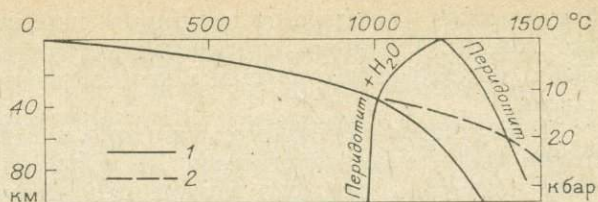
в очагах землетрясений, природа разломов, пересекающих Провинцию Бассейнов и Хребтов, сбросовая, здесь происходит интенсивное расширение земной коры. Этот процесс привел к утонению ее под регионом до 25—30 км (рис. 26; см. рис. 25), которое, по мнению Д. Гиллули [1975], может быть связано с «подкоровой эрозией или течением метаморфических пород в связи с высокой температурой», причем удаляемые породы, попадая на восток, утолщают кору под плато Колорадо (мощность коры там около 40 км), а на западе образуют корни гор Сьерра-Невада. Вариации мощности коры в активной зоне коррелируются с составом магматических пород. Известково-щелочной магматизм тяготеет к районам с максимальной мощностью земной коры, в то время как кислые вулканы, являющиеся ранними членами бимодальных серий, развиты преимущественно в районах с малой ее мощностью (Провинция Бассейнов и Хребтов). Наконец, толеитовые базальты с океаническими свойствами проявляются в зонах с минимальной толщиной коры при отсутствии гранитного слоя (Калифорнийский залив).

В Провинции Бассейнов и Хребтов высок тепловой поток, который составляет здесь в среднем 2,2 ед. тепл. потока; высок он и в районе плато Колорадо: 1,5—1,7 ед. тепл. потока; максимальные значения его фиксируются в районе грабена Рио-Гранде: 3,0 ед. тепл. потока [Thompson, Zoback, 1978]. Характерно, что область с высоким тепловым потоком резко «обрублена» на краях [Непуеу, Lee, 1976]. Так, при переходе от территории Большого Бассейна к районам Сьерра-Невады на расстоянии порядка 30 км происходит смена значений теплового потока от 2—3 (Большой Бассейн) до 0,7—1 ед. тепл. потока. Эти данные могут указывать на то, что в области с высоким тепловым потоком близко к поверхности подходит глубинный источник тепла, которым может быть зона разуплотненной мантии.

Вариации скоростей сейсмических волн под территорией США известны давно. Первая карта скоростей для всей территории США была выполнена И. Херрином и У. Таггартом [Ботт, 1974]. В дальнейшем эти данные уточнялись. Для построения разреза глубинного строения активной зоны Запада Северной Америки (см. рис. 26) были использованы данные работы [Thompson, Zoback, 1978]. На западе США (Провинция Бассейнов и Хребтов) к подошве коры подходит слой низких сейсмических скоростей — волновод или астеносферный слой, который прослеживается до глубин 150—170 км. Астеносферный слой мощностью до 220—260 км наблюдается у подошвы коры и под Калифорнийским заливом [Ушаков, 1974]. Следовательно, в регионе существует крупный (до 800 км в поперечнике) выступ разуплотненного астеносферного вещества. Геофизические свойства астеносферы, как считают геофизики [Ботт, 1974], обусловлены нахождением в ней частично расплавленного мантийного

Рис. 27. Геотермический градиент Провинции Бассейнов и Хребтов, совмещенный с солидусом перидотит —  $H_2O$  [по Kushiro e. a., 1968].

1 — по [Херрин, 1975]; 2 — по [Leeman, Rogers, 1970].



вещества. Этот вывод для района Провинции Бассейнов и Хребтов подтверждается тем, что здесь геотермический градиент пересекает кривую солидуса перидотит —  $H_2O$  (рис. 27). О присутствии расплава в астеносферном слое говорит и высокая электропроводность мантии (см. рис. 26).

Анализ геофизических и геохимических материалов по региону позволяет не только фиксировать здесь особенности глубинного строения, но и оценивать геохимические неоднородности мантии. Как уже отмечалось, в базальтах Невадийского района повышены содержания радиогенного стронция, источником которого должна быть мантия и, по сравнению с породами соседних территорий, некоторых литофильных элементов (Sr и Ba). К Невадийскому району приурочены проявления олово-бериллиевой минерализации. Можно полагать, что и эти элементы имеют мантийную природу. На мантийный источник олова для ряда оловоносных проявлений указывали В. А. Барсуков и Л. В. Дмитриев [1972]. Н. Я. и Р. А. Некрасовы [1978] обнаружили касситерит в кимберлитах, а анализ на олово ксенолитов мантийных пород из трубок Сибирской платформы показал, что его здесь от 2 до 5 г/т, т. е. столько же, сколько в гранитных породах. Все это, несомненно, указывает на то, что определенные зоны мантии могут быть обогащены такими элементами. Таким образом, можно полагать, что астеносферное вещество под Провинцией Бассейнов и Хребтов обогащено рядом литофильных редких элементов (таких, как Sr, Ba, Sn, Be, F и др.) по сравнению с астеносферой срединно-океанических хребтов. Следовательно, мантийный слой пониженных сейсмических скоростей, подходящий к подошве земной коры в рифтовой структуре Запада США, служит для формирующихся здесь магм источником не только тепла, но и ряда элементов.

При выяснении геодинамики возникновения позднекайнозойской активной зоны Запада Северной Америки следует учитывать несколько обстоятельств. Во-первых, здесь сосуществуют магматические породы, свойственные рифтовым структурам Земли, и породы, связанные с зонами субдукции. Во-вторых, в глубь континента прослеживается срединно-океанический хребет. В-третьих, полосовые магнитные аномалии на востоке Тихого океана [Atwater, 1970] упираются в береговую линию, и создается впечатление, что они срезаются континентальными массивами. Все это позволяет считать, что геодинамическая обстановка калифорнийского типа возникла в результате надвигания Северо-Американского континента на всю систему срединно-океанического хребта, что обусловило сложное взаимодействие литосферных плит в данном районе [Зоненшайн и др., 1976].

Можно восстановить последовательность геологических событий, происходящих в процессе перекрытия континентом срединного хребта, используя данные о возрасте магматических пород активной зоны и возрасте «срезанных» полосовых магнитных аномалий (см. рис. 19). В эоцено-олигоцене континентальная плита надвинулась на склон поднятия и в это время возникла пологопадающая чешуйчатая зона Беньоффа. Обширные площади были охвачены известково-щелочным вулканизмом с широким развитием латитов, сопровождающихся внедрением интрузий преимущественно диорит-монцонитового состава [Lipman e. a., 1972]. Где-то в середине олигоцена континент перекрыл осевую часть хребта. Первым проявлением глубинного мантийного магматизма на континенте, связанного с подходом к поверхности Земли энергии ее глубинных частей, стало

формирование диатрем, включающих карбонатито- и кимберлитоподобные породы. Очевидно, погребенная структура срединно-океанического хребта может рассматриваться в качестве своеобразного «горячего пятна» мантии.

Поступление глубинного вещества в подошву континентальной коры, скорее всего, начинается сразу же после прекращения существования зоны Бенъоффа, поэтому момент перекрытия по времени практически совпадает с первыми проявлениями глубинного магматизма (формирование кимберлит- и карбонатитоподобных образований). Однако массовое проявление магматизма в связи с этой «горячей» зоной мантии несколько запаздывает. Континент служил своеобразным экраном, под которым скапливались литофильные элементы — продукты глубинной дифференциации Земли, поступающие вверх вдоль оси спрединга и не находящие выхода на поверхность. Мощная тепловая конвекция приводила к накоплению в верхах мантии и низах коры легкоплавкого вещества в виде частично расплавленного перидотита или амфиболита.

Возможно, значительные массы кислого материала образовывались за счет эвтектической выплавки гранитоидных расплавов под воздействием мантийных флюидов, обогащенных в том числе и F, значительно снижающим температуру гранитной эвтектики. Судя по положению составов риолитов бимодальных серий на диаграмме альбит — ортоклаз — кварц —  $H_2O$ , родоначальные магмы имели температуры около  $700^{\circ}C$ , а именно такие температуры существуют на глубинах около 20 км под Провинцией Бассейнов и Хребтов (см. рис. 27). В связи со скоплением в низах континентальной плиты большого количества магматического материала в миоцене начался интенсивный процесс ее взламывания, что выразилось в возникновении целой серии разломов и извержении на поверхность огромного количества вулканического материала, в котором преобладали продукты кислого магматизма. Взрывной характер извержений и большое количество пирокластов свидетельствуют о высоком содержании в кислых магмах летучих компонентов, что подтверждается высокими концентрациями F в некоторых нераскристаллизованных стеклах. Повышенные концентрации F в магме способствовали ее интенсивной дифференциации и появлению редкометальных разностей пород. С другой стороны, расширение поля кристаллизации кварца в кислых плюмазитовых расплавах могло приводить к защелачиванию остаточных расплавов по механизму, предложенному И. Д. Рябчиковым и Л. Н. Когарко [1963], и появлению среди толщ кислых вулканитов агпаитовых разностей, вплоть до комендитов и пантеллеритов. Очевидно, не случайно плюмазитовые и агпаитовые разности в Провинции Бассейнов и Хребтов встречаются в одних и тех же разрезах. Большие объемы кислой гранитной магмы, обогащенные ее летучими и литофильными элементами, глубокая дифференциация магматического материала способствовали появлению остаточных редкометальных магм и соответственно проявлению редкометального профиля металлогении, являющегося замечательной особенностью геодинамической обстановки калифорнийского типа.

Вслед за кислыми магмами, иногда одновременно с ними, происходило внедрение щелочно-базальтовых расплавов. Возможность выплавления базальтов в этом регионе подтверждается тем, что геотермический градиент пересекает солидус перидотит +  $H_2O$  под Провинцией Бассейнов и Хребтов в самых верхах верхней мантии (см. рис. 27). Пространственная связь вариаций химического состава базальтов, в первую очередь разностей, обогащенных литофильными редкими элементами, с положением в регионе слоя разуплотненной мантии подчеркивает генетическую связь щелочно-базальтовых расплавов с «горячим пятном» мантии.

Район континентальной плиты, наиболее приближенной к Восточно-Тихоокеанскому поднятию, раскололся в конце миоцена, образовав Калифорнийский залив, разрез дна которого имеет океанический тип. С этой структурой связан комплекс магматических пород, наиболее близких по геохимическим параметрам к породам срединно-океанических хребтов.

Следует отметить, что в эпоху, предшествующую раскрытию Калифорнийского залива, на этой территории формировались комплексы магматических пород, сходные с образованиями других частей рифтогенной структуры Запада Северной Америки. Очевидно, только широкое раскрытие залива обеспечило интенсивное плавление астеносферного вещества верхней мантии и выплавление толеитовых магм по механизму, близкому к тому, который ответствен за формирование первичных магм срединно-океанических хребтов.

Часть Североамериканского континента, оказавшаяся к моменту образования рифтогенной структуры Большого Бассейна к западу от него, продолжала движение на запад, ускоренное рифтингом в Провинции Бассейнов и Хребтов. На участке побережья вдоль Каскадных гор имеется плохо выраженный желоб [Roddihough, 1978], фиксируемый по мощной толще плейстоценовых осадков, т. е. этот район представляет собой активную континентальную окраину, для него свойственно коробление сиалических масс и формирование «корней гор» (например, в Сьерра-Неваде (см. рис. 27)). В этой обстановке, естественно, происходит излияние лав известково-щелочного состава, сопоставимых с вулканитами андийской окраины.

Таким образом, в рассмотренной активной зоне одновременно проявились магмы, свойственные рифтовым структурам (континентальным и океаническим) и зонам сжатия (глубинным сейсмофокальным зонам). Возникновение такой геодинамической обстановки обусловлено перекрытием континентальной плитой всей системы срединно-океанического хребта.

#### ГЛАВА 4

### ВНУТРИПЛИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ — МАГМАТИЗМ «ГОРЯЧИХ» ПОЛЕЙ МАНТИИ

Кроме активных вулканических зон, связанных с границами литосферных плит, вулканизм проявляется внутри плит как в океане, так и на континенте вне связи с их границами. Лучшее всего объясняет внутриплитовый магматизм гипотеза горячих точек и мантийных струй, предложенная Т. Уилсоном [Wilson, 1965] и У. Морганом [Morgan, 1972]. Согласно этой гипотезе, внутриплитовый магматизм обусловлен «пятнами» разогретой астеносферы, которые неподвижны относительно литосферы и связаны с мантийными струями или плюмажами, поднимающимися в результате конвекции от границы мантии и ядра Земли. Ряд исследователей [Schilling, 1973; Anderson, 1975; O'Nions et al., 1980] показали, что горячие точки характеризуются не только термальными, но и геохимическими аномалиями, поскольку связанные с ними изверженные породы обогащены многими литофильными элементами по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов.

Гипотеза горячих точек хорошо объясняет образование протяженных вулканических хребтов в океане, например Гавайско-Императорского, Восточно-Индийского, Китового и др. Во всех таких хребтах возраст базальтов последовательно удвояется по простиранию, что хорошо согласуется с прохождением литосферной плиты над неподвижными горячими точками. Используя данные о простирании хребтов и изменении возраста слагающих их вулканических образований, можно восстановить картину передвижения литосферных плит как в Атлантическом, так и в Тихом океанах, причем она будет аналогична той, которая получается на основе палеомагнитных данных [Morgan, 1972; Берк, Уилсон, 1977].

В представлениях о горячих точках есть одно уязвимое место: мантийные струи рисуются в виде узких (150 км в поперечнике) столбов, которые пронизывают всю толщу мантии от границы с ядром до астеносферы, оставаясь в то же время неподвижными на протяжении десятков

миллионов лет. Уже указывалось [Runcorn, 1980], что реологические и физико-химические параметры мантии делают маловероятным существование таких потоков. Нами, совместно с Л. П. Зоненшайном, была рассмотрена проблема горячих точек с позиций закономерностей распределения внутриплитового магматизма в мезозойско-кайнозойское время и анализа вещественного состава магматических пород, образующихся внутри плит [Зоненшайн, Кузьмин, 1983], что позволило нам подойти к выделению горячих полей в мантии Земли. Материалы этого исследования послужили основой настоящей главы.

Под внутриплитовым магматизмом следует понимать все проявления вулканизма и интрузивной деятельности, которые не соподчинены границам литосферных плит. Отмечаются современные вулканы, которые рассматриваются как внутриплитовые, но располагаются на гребнях срединно-океанических хребтов: Буве, Баллени, Пасхи и ряд других. Правда, они не находятся непосредственно в осевой экстрезивной зоне, где происходит наращивание океанической коры. Только Исландия представляет исключение.

Таким образом, термин «внутриплитовый магматизм» не столь уж точен. Наиболее яркая особенность магматических продуктов, о которых идет сейчас речь, — обогащение их целым рядом литофильных элементов. В литературе все чаще базальты разделяются на истощенные (базальты срединно-океанических хребтов) и неистощенные (базальты океанических островов, горячих точек). Видимо, внутриплитовый магматизм лучше называть неистощенным, независимо от того, где он проявлен: внутри плит или на их границах, но этот термин еще не стал общепринятым в геологической литературе. Морфологические проявления внутриплитового магматизма представляют собой области широкого вспучивания земной коры, связанного с подъемом к поверхности разуплотненного мантийного вещества. Важная особенность магматизма горячих точек состоит в его большой продуктивности.

Геофизические поля, свойственные проявлениям внутриплитового магматизма, отличаются целым рядом особенностей. Иногда под этими структурами устанавливаются зоны повышенных скоростей, которые прослеживаются вплоть до границы ядро — мантия [Anderson, 1975]. Морфологические «вздутия» земной коры под горячими точками связаны с подтоком мантийного вещества, что фиксируется наличием под ними положительных гравитационных аномалий, определенных по отклонению орбит спутников Земли [Morgan, 1972]. Расчет масштаба «вздутий» и величин гравитационных аномалий, проведенный В. Морганом, показывает, что глубинное вещество под горячими точками несколько легче окружающей мантии. Таким образом, имеющиеся геофизические и геологические материалы позволяют предположить подток к горячим точкам глубинного, возможно, нижнемантийного вещества.

С внутриплитовым магматизмом связаны разнообразные комплексы магматических пород. На континентах к ним необходимо отнести траппы. У. Морган [Morgan, 1972] подметил, что, хотя траппы и предшествуют расколу континентов и новообразованию океанов, в момент своего излияния они не контролировались границами плит. К проявлениям внутриплитового магматизма на континентах относятся также одиночные вулканы и изолированные поля (например, Тибести в Африке или вулканы Центрального массива в Европе) и магматические проявления в обрамлении континентальных рифтовых зон. Преобладают на континентах толеитовые базальты — наиболее распространенные породы траппов. Широко развиты также щелочные базальты, щелочные и ультращелочные породы, щелочно-ультраосновные комплексы, карбонатиты. На континентах в связи с внутриплитовым магматизмом широко развиты кислые породы, что может быть связано с вовлечением в магмообразование материала континентальной коры.

Основные представители внутриплитового магматизма в океанах — вулканические острова. Очевидно, наиболее корректно рассмотреть осо-

бенности магматизма интересующих нас структур на примере океанических островов, так как на образование магматических пород в условиях океана континентальная кора не оказывает влияния. Наиболее распространены на островах вулканы толеитовой и щелочно-базальтовой серий, хотя отмечается и широкий спектр различных по кремнекислотности пород: пикриты, анкармиты, фонолиты, трахиты, трахиандезиты, гавайиты, муджиериты, риолиты, пантеллериты, комендиты, а также лейцитсодержащие разновидности вулкаников [Зубатарева и др., 1979]. Наличие разнообразных по составу пород обусловлено, очевидно, развитием процессов магматической дифференциации, чему способствует длительное существование под океаническими островами магматических очагов, которые (как, например, под Гавайскими островами [Jackson, 1968]) расположены на глубинах до 60 км. На некоторых островах (Исландия, Гавайские) отмечаются толеитовые и щелочно-базальтовые серии. Появляются здесь и кислые вулканы, представляющие собой дифференциаты базальтовых магм, количество их не превышает 5—15% [Исландия..., 1978].

На других островах (Канарские, Зеленого Мыса и др.) нет толеитовых базальтов, зато многочисленны щелочные породы: от нефелинитов, пикритов и щелочных базальтов до пантеллеритов и комендитов. В породах этих серий во вкрапленниках отмечаются меллит, оливин, пироксен, амфибол, биотит, полевые шпаты, а иногда щелочные минералы — эгирин-авгит, содалит, нефелин, лейцит. В лавах океанических островов встречены ксенолиты интрузивных пород, среди которых преобладают сиениты, щелочные габбро, в отдельных случаях отмечаются представители типичных ультраосновных — щелочных серий пород и карбонатиты. Обнаружение карбонатитов на океанических островах имеет принципиальное значение, так как до недавнего времени считалось, что они свойственны только континентальным структурам. Карбонатиты установлены на островах Зеленого Мыса и Канарских. На островах Зеленого Мыса карбонатиты обнаружены в виде отдельных небольших тел и жил среди массивов щелочных пород. Карбонатиты отличаются высокими содержаниями редких земель, Sr (до нескольких процентов) и Ba (до 0,6%) [De Assunguo e. a., 1968]. Видимо, принципиальных отличий в составе внутриплитового магматизма океанов и континентов нет. Разница состоит лишь в том, что на континентах породы сильнее обогащены K и среди них более широко развиты кислые разновидности.

Для выяснения особенностей химического состава вулкаников океанических островов был обобщен литературный материал более чем по 20 островам и островным цепям, расположенным в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах (табл. 23). По составу породы изменяются от основных — пикритовых — разновидностей до кислых — риолитовых. Отмечаются как типичные толеитовые разновидности ( $K_2O = 0,09-0,3\%$ ), так и породы, пересыщенные щелочами (сумма щелочей 5—6% для пород базальтового состава, 8—10% для более кислых разновидностей). Наиболее распространены щелочные базальты. Коэффициент железистости колеблется от 0,2 до 0,9. В породах высоки концентрации Ti и P. Все отмеченные особенности свойственны и вулканическим породам континентальных рифтовых зон. Сравнение близких по петрохимическим параметрам пород континентальных рифтовых зон и океанических островов (табл. 24) показывает, что уровни содержаний практически всех редких элементов в них близки. В то же время петрохимически близкие толеиты срединно-океанических хребтов и океанических островов различаются по уровням концентрации литофильных элементов (рис. 28). В толеитах островов в 2—3 раза выше концентрации Rb, Ba, Sr, Zr, Hf, PЗЭ и т. д., а концентрации элементов группы железа в породах обоих типов близкие. В процессе дифференциации магм возрастают концентрации большинства литофильных редких элементов и уменьшаются содержания элементов группы железа.

Подробнее следует остановиться на поведении Ba и Sr. Кислые разновидности пород, представленные в табл. 24, отвечают риолитам Исландии и образованы в результате фракционирования базальтовой магмы; во

Средние составы и содержания редких

Компонент	SiO <sub>2</sub> <math>\wedge_{4,0}</math>		SiO <sub>2</sub> =40—45				SiO <sub>2</sub> =45—50					
	$K_{Fe} = 0,2-0,4$	$K_{Fe} = 0,4-0,4$	$K_{Fe} = 0,2-0,4$		$K_{Fe} = 0,2-0,4$		$K_{Fe} = 0,2-0,4$			$K_{Fe} = 0,4-0,6$		
			2—5	2—5	5—8	2—5	<1	1—2	2—5	5—8	<1	1—2
	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O·10											
SiO <sub>2</sub>	39,30	43,14	43,76	43,68	48,29	47,95	46,68	46,10	48,81	48,80	48,12	
TiO <sub>2</sub>	3,78	2,94	2,89	3,95	0,88	1,72	2,16	2,80	1,65	2,38	2,96	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,38	11,23	11,62	14,54	16,49	13,34	10,27	12,53	15,14	14,21	14,70	
FeO <sub>общ</sub>	13,36	11,86	11,49	12,94	9,40	12,95	11,69	11,16	11,30	11,75	11,50	
MgO	14,80	13,08	13,49	6,58	8,85	10,72	16,78	12,79	7,80	7,75	7,02	
CaO	13,86	11,63	10,93	12,03	13,33	11,16	8,42	8,85	11,89	10,71	10,01	
Na <sub>2</sub> O	2,45	2,82	2,45	3,84	2,21	2,05	2,00	2,67	2,16	2,29	3,05	
K <sub>2</sub> O	1,04	1,00	1,40	1,36	0,09	0,27	0,57	1,64	0,19	0,37	0,92	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,87	0,59	0,53	0,86	0,05	0,14	0,28	0,38	0,14	0,26	0,43	
Rb	26	31	51	40	4,5	7,0	19,5	41	2,9	7,2	22	
Ba	476	517	456	586	60	76	243	620	60	127	306	
Sr	1009	786	555	1210	136	242	383	569	88	288	490	
Ni	333	385	357	91	172	176	380	369	104	92	103	
Co	77	73	88	60	—	45	76	73	45	50	41	
Cr	494	455	885	150	462	285	664	760	224	160	150	
V	—	250	296	425	223	342	222	140	314	455	340	
Zr	—	151	205	92	66	108	176	110	99	161	238	
Nb	—	38	—	—	—	13	23	—	9	18	32	
Zn	—	88	95	—	56	95	100	—	86	127	101	
Pb	1,7	2,4	1,3	2,1	—	3,5	2,0	—	4,5	3,7	3,9	
K/Rb	332	268	228	282	1666	320	242	332	544	426	162	
Rb/Sr	0,03	0,04	0,09	0,03	0,03	0,03	0,05	0,07	0,06	0,02	0,04	
Ba/Sr	0,47	0,66	0,82	0,48	0,44	0,31	0,63	1,09	0,68	0,44	0,62	
La/Yb	—	8,46	—	—	—	—	—	—	1,75	4,10	7,10	
n	10	95	10	55	9	16	37	6	28	420	240	

Примечание. При составлении таблицы использованы данные работ [Исландия..., ге е. а., 1972; Hughes, Brawn, 1972; Le Maitre, 1962; Ludden, 1978; MacDonald, Kutsure, 1964;

фракционировании не участвует калиевый полевой шпат, что и определяет высокие концентрации Ba при низких Sr в кислых породах. Очевидно, высокие концентрации Ba и величины Ba/Sr отношения ( $\gg 2$ ) характерны для большинства дифференциатов базальтовых магм. Только при дифференциации высокощелочных расплавов, когда на ранних этапах кристаллизации (в базальтах и андезитобазальтах) появляется калиевый полевой шпат, остаточные расплавы обедняются Sr и Ba, что свойственно, например, пантеллеритам и комендитам Восточно-Африканской рифтовой системы (см. табл. 12).

Несколько подробнее рассмотрим распределение редкоземельных элементов в породах океанических островов. Содержания РЗЭ в толеитовых и щелочных базальтах различных островов приведены в табл. 25. Во всех породах концентрации легких лантаноидов значительно выше, чем в базальтах срединно-океанических хребтов. Даже в толеитах Гавайских островов содержания РЗЭ почти в 2 раза выше, чем в океанических толеитах. Однако уровень содержаний тяжелых лантаноидов в породах обеих групп близок. Следствие этого — совершенно различные типы графиков распределения нормированных концентраций РЗЭ для базальтов океанических островов и срединно-океанических хребтов (рис. 29). Нор-

## элементов в породах океанических островов

SiO <sub>2</sub> =45-50		SiO <sub>2</sub> =50-55		SiO <sub>2</sub> =55-60		SiO <sub>2</sub> =60-65		SiO <sub>2</sub> = 65- 70	SiO <sub>2</sub> >70	
K <sub>Fe</sub> =0,6-0,8		K <sub>Fe</sub> = =0,4-0,6	K <sub>Fe</sub> = =0,6-0,8	K <sub>Fe</sub> = =0,6-0,8	K <sub>Fe</sub> > >0,8	K <sub>Fe</sub> = =0,6-0,8	K <sub>Fe</sub> > >0,8	K <sub>Fe</sub> = =0,6-0,8	K <sub>Fe</sub> >0,8	
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O·10										
1-2	2-5	1-2	2-5	>8	5-8	2-5	5-8	5-8	5-8	>8
48,59	46,81	50,96	52,99	58,49	56,30	60,71	61,10	62,20	73,00	73,39
2,92	2,76	2,40	2,29	0,95	0,50	1,38	0,38	0,80	0,38	0,20
15,78	16,20	13,37	15,77	19,26	21,30	14,35	17,99	14,30	12,90	12,51
13,37	10,80	11,25	11,95	5,26	4,09	8,90	4,73	6,30	3,35	2,70
4,23	3,54	8,33	3,15	1,27	0,42	1,76	0,25	1,20	0,28	0,08
10,07	6,92	10,06	6,53	2,71	2,05	5,02	1,33	3,70	1,66	0,64
3,16	4,57	2,17	4,84	5,68	9,48	4,32	7,40	4,30	4,68	5,39
0,54	1,66	0,36	1,90	5,70	5,55	1,80	4,46	2,50	3,39	4,14
0,46	1,06	0,22	0,75	0,25	0,10	0,49	0,08	0,20	0,10	0,10
16	31	4,4	40	213	193	43	170	59	98	94
248	490	—	435	1117	749	300	936	445	810	542
249	475	158	390	651	829	150	156	180	100	45
29	45	61	40	8	10	24	—	20	10	13
37	80	—	30	7	32	23	—	18	9	6,6
67	8	151	68	5	4	49	12	41	15	11
368	—	311	396	40	—	131	5	83	27	21
312	340	128	418	350	—	460	1000	700	430	1000
36	58	—	50	—	—	76	142	100	53	117
140	130	—	139	—	—	288	—	120	218	203
—	—	—	5,4	5,5	10	6,3	20	8	9	10
280	444	679	394	222	239	347	218	352	287	365
0,06	0,06	0,03	0,10	0,32	0,23	0,29	1,09	0,33	0,98	2,09
1,00	1,03	—	1,12	1,72	0,90	2,00	6,00	2,47	8,10	12,0
6,30	—	—	—	—	—	—	—	—	47,70	9,8
9	6	41	38	9	6	5	16	13	89	11

1978; Baker, 1969; Baxter, 1975, 1976; Flower, 1973; Gunn, 1971; Gunn, e. a., 1970, 1975, 1976; Hed-Strong, 1972; Wood, 1976].

мированные концентрации РЗЭ в породах островов закономерно уменьшаются от легких лантаноидов к тяжелым, а базальтам срединно-океанических хребтов свойственно хондритовое распределение РЗЭ. В процессе дифференциации первичных островных магм происходит дальнейшее накопление РЗЭ, причем легкие накапливаются более интенсивно, так как коэффициенты распределения легких лантаноидов практически для всех породообразующих минералов базальтовых магм имеют меньшие значения, чем для тяжелых. У поздних пород четко выражены европиевые минимумы (табл. 25, графиты о. Гоф).

Существенное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми — характерная черта вулканических пород океанических островов, она определяет высокие значения (более 2) La/Yb отношения. Отмеченные геохимические особенности рассматриваемых пород наглядно иллюстрируются на графике La/Yb — C<sub>K</sub> (рис. 30). Как показал Ю. А. Балашов [1976], щелочные базальты различных геодинамических обстановок образуют собственное поле, обособленное от поля океанических толеитовых базальтов. В него попадают щелочные базальты континентальных рифтовых зон, океанических островов, а также толеитовые базальты океанических островов, что позволяет рассматривать его как поле состава пород

Состав базальтов различных геодинамических обстановок

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	50,14	48,80	48,12	46,62	45,31	48,05
TiO <sub>2</sub>	1,40	2,38	2,96	2,41	2,93	1,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,65	14,21	14,70	13,55	14,53	16,13
FeO <sub>общ</sub>	9,84	11,74	12,76	14,03	14,03	12,71
MgO	7,87	7,75	7,02	7,38	5,78	6,82
CaO	11,66	10,71	10,01	10,10	10,68	10,85
Na <sub>2</sub> O	2,61	2,29	3,05	3,27	3,34	2,32
K <sub>2</sub> O	0,17	0,37	0,92	1,19	3,16	0,56
Rb	1,5	7,2	22	33	130	16
Ba	22	127	306	455	370	360
Sr	129	288	490	660	1300	690
Ni	113	92	103	111	100	110
Co	41	50	41	50	49	34
Cr	302	160	150	250	307	180
V	312	455	340	250	265	190
La	3,5	13	22	47	80	17
Ce	11,1	29	86	101	167	66
Yb	3,3	3,2	3,1	2,1	3,1	2,7
Y	33	50	34	27	36	25
Zr	95	161	238	310	400	130
Nb	—	18	32	50	110	3,2

Примечание. 1, 2 — толеитовые базальты срединно-океанических хребтов (1) и островов (2); 3 — щелочной базальт островов; 4, 5 — натриевый (4) и калиевый (5) базальты континентальных рифтов; 6 — недифференцированные траппы [Нестеренко, Альмухамедов, 1978].

областей внутриплитового магматизма. Интересно отметить, что в этом же поле оказываются составы базальтов Луны и тугоплавких включений метеорита Алленде, в то время как составы обычных хондритов по соотношениям легких и тяжелых лантаноидов попадают в поле толеитовых базальтов. Близкий состав РЗЭ пород океанических островов, базальтов Луны и тугоплавких включений в метеоритах имеет важное значение для установления источника вещества магматических пород горячих точек, что будет рассмотрено особо.

Вулканические породы океанических островов обогащены радиогенным стронцием. На гистограмме распределения величины отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , приводимой Г. Фором и Дж. Пауэллом [1974, с. 42], которая построена на основе более 150 определений, видно, что модальное значение его равно 0,7037, в отдельных случаях достигая 0,706. В базальтах срединно-океанических хребтов, как уже отмечалось,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7028$ . Для пород океанических островов, как и для вулканитов Восточно-Африканского рифта, установлена положительная корреляционная зависимость между  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и Rb/Sr [Brooks e. a., 1976]. Это может свидетельствовать о том, что в образовании первичных островных магм участвуют

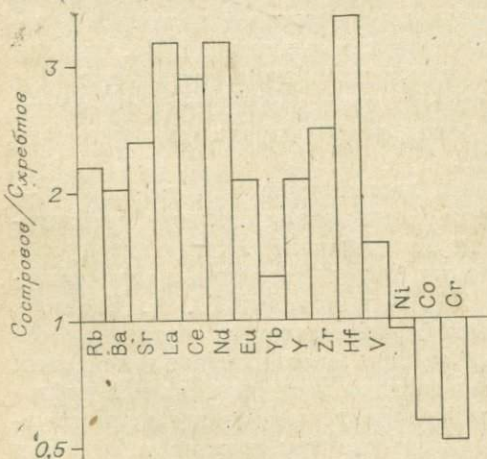


Рис. 28. Сравнение толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов и океанических островов.

SiO<sub>2</sub> = 45 + 50%; K<sub>Fe</sub> = 0,4 + 0,6;  
K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 10 — (2 ÷ 5).

Рис. 29. График нормированных содержаний РЗЭ в базальтах океанических островов и рифтовых зон.

1 — толеитовые базальты Исландии (I) и Гавайских островов (II); 2 — щелочные базальты островов: Гавайских (III), Гоф (IV), Вознесения (V), Азорских (VI), Канарских (VII); 3 — щелочные базальты Восточно-Африканского рифта; 4 — базальты срединно-океанических хребтов.

два источника. Один из них по соотношениям изотопов Sr отвечает источнику базальтов срединно-океанических хребтов, т. е. астеносфере, в другом повышены содержания радиогенного стронция. Первый обычно связывают с истощенной, второй — с неистощенной мантией. Изотопные характеристики других элементов в базальтах островов и срединно-океанических хребтов также отличаются. Для островных базальтов  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < 0,513$ , а для срединно-океанических хребтов —  $0,513-0,5133$  [O'Nions e. a., 1980], соответственно  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19,3-20,4$  и  $17,8-18,8$  [Tatsumoto, 1966; Oversby, Gast, 1970].

Все геохимические особенности базальтов островов сохраняются во внутриплитовых базальтах континентов, в том числе и в трапах (см. табл. 24). Конечно, в какой-то мере обогащенность континентальных пород литофильными элементами (особенно K, Rb, радиогенным стронцием) можно объяснить контаминацией материала континентальной коры. Однако общая тенденция к обогащению литофильными элементами изначально. Как в океанах, так и на континентах внутриплитовый магматизм связан с геохимическими аномалиями, которые имеют мантийный источник. Аномалии надежно установлены в океане, например для Исландии, где в направлении на юг от острова в базальтах хр. Рейкьянес на расстоянии 500 км содержания ряда элементов уменьшаются в 2—4 раза (рис. 31). Геохимическая мантийная аномалия, как было показано в

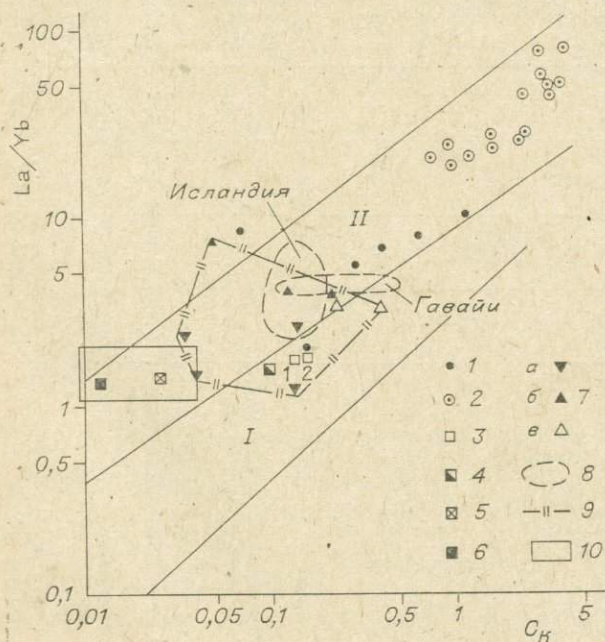
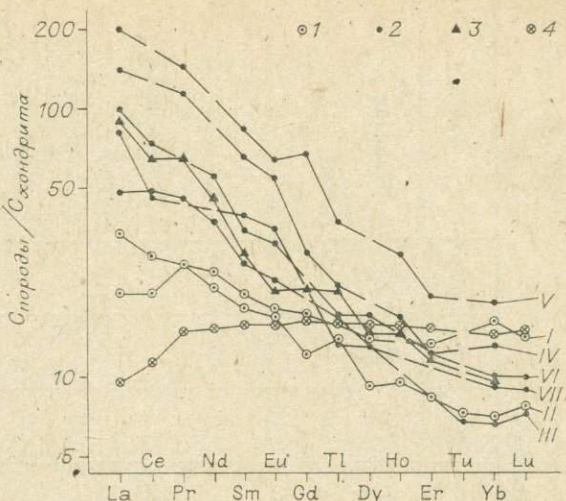


Рис. 30. График  $\text{La}/\text{Yb} - \text{С}_{\text{К}}$  в различных породах.

1, 2 — породы океанических островов (1) и Восточно-Африканского рифта (2); 3 — хондриты (1 — [по Виноградову, 1962], 2 — [по Лутцу, 1977]); 4 — углистые хондриты; 5 — метеорит Алленде; 6 — тугоплавкие включения метеорита Алленде (4—6 — [по Андерсону, 1975]); 7 — лунные морские (a), материковые (б) и КРЕЕР (с) базальты [по Виноградову, 1975б]; 8, 9 — поля базальтов океанических островов [по Балашову, 1976] (8) и Луны (9); 10 — поле тугоплавких включений метеорита Алленде [по Crossman, 1973; Андерсон, 1975].  
I, II — поля толеитовых (I) и щелочных (II) базальтов [по Балашову, 1976].

Содержание редкоземельных элементов в породах океанических островов

Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Eu/Eu*	Район
Базальт	11,5	26,1	—	16,2	4,3	1,5	5,34	—	4,84	—	3,1	—	3,9	0,44	30	0,97	о. Исландия
толеитовый	6,9	19	3,4	14,4	4,0	1,4	3,8	0,76	3,1	0,76	1,9	0,25	1,5	0,24	—	1,13	Гавайи
щелочной	16,5	45	5,7	25,3	5,5	1,9	—	0,81	4,5	—	—	0,23	1,5	0,23	—	—	»
»	47	—	14,2	—	15	4,3	9,0	1,17	—	1,38	2,8	—	3,0	—	30	1,08	о. Гоф
»	67	—	19	—	18	5,4	21	2,1	—	2,3	4,6	—	4,3	—	67	0,87	о. Вознесения
»	34	72	—	36	7,2	2,5	—	0,93	5,7	—	—	—	2,4	0,31	—	—	Острова Азорские
»	29	44	—	—	8,8	2,8	—	0,7	4,6	—	—	—	2,1	0,27	—	—	Канарские
»	31,2	61	8,4	30	6,3	1,7	6,7	12	4,9	1,2	2,8	—	2,0	—	26	0,83	Восточно-Африкан- ский рифт
Трахит	223	503	46,5	149	23	0,5	17,8	3,02	—	3,24	8,77	—	7,02	—	81	0,08	о. Гоф
Базальты срединно-океанических хребтов	3,36	10,3	1,87	9,87	3,49	1,26	5,05	0,86	5,22	1,24	3,48	—	3,2	0,49	31,7	0,96	
Тугоплавкие включения метеорита Алленде	4,63	11,55	—	8,4	2,82	1,3	3,87	—	4,9	—	3,44	—	3,96	—	—	1,26	
Хондриты	0,34	0,93	0,123	0,65	0,22	0,087	0,306	0,054	0,34	0,079	0,233	0,036	0,227	0,031	2,15	—	

Пр и м е ч а н и е. При составлении таблицы использованы данные работ [Исландия..., 1978; Зубатарева и др., 1979; Балашов, 1976; Андерсон, 1975].

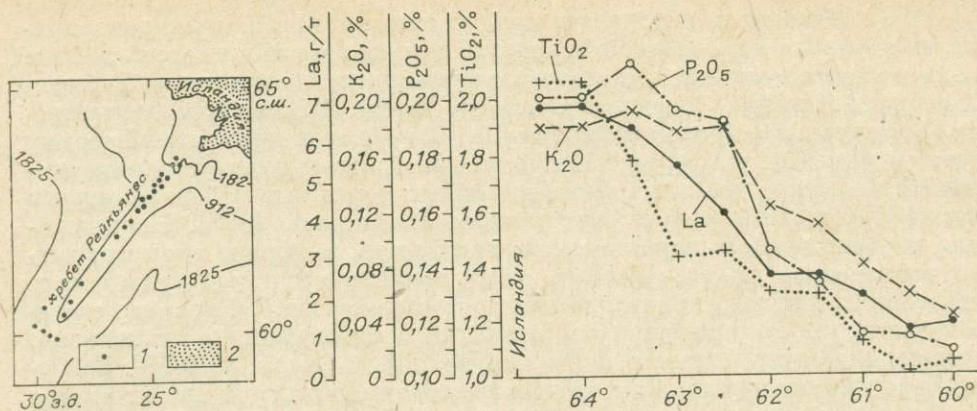


Рис. 31. Изменение содержаний  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $K_2O$  и  $La$  в базальтах хр. Рейкьянес по направлению к Исландии (с использованием материалов работ [Schilling, 1973; Исландия..., 1978]).

1—места драгировок, 2—суша.

гл. 3, установлена на континенте в Провинции Бассейнов и Хребтов (Запад США). Таким образом, геохимические мантийные аномалии реально существуют, но как они проявлены в объеме Земли, можно понять, только рассмотрев распространённость внутриплитового магматизма в настоящее время и в геологическом прошлом.

**Закономерности распределения внутриплитового магматизма.** Распространение внутриплитового магматизма за последние 15 млн. лет, т. е. со среднего миоцена до современности, показано на рис. 32. Мы не приводим здесь первоисточников, которые были использованы при составлении данной схемы, их можно найти в работе [Зоненшайн, Кузьмин, 1983].

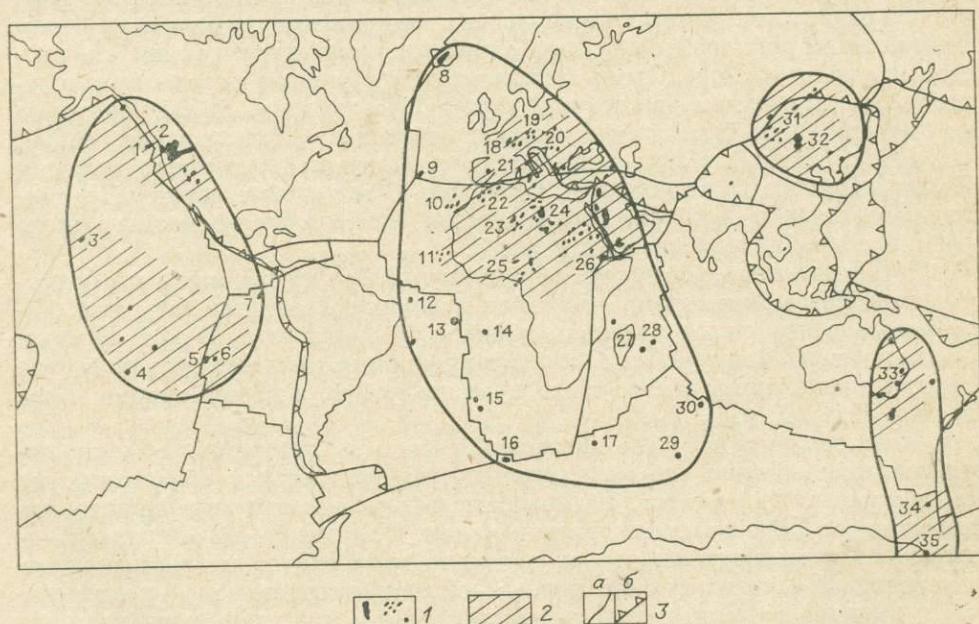


Рис. 32. Схема распространения внутриплитового магматизма 0—15 млн. лет.

1 — районы и точки проявления внутриплитового магматизма; 2 — территории сгущения внутриплитового магматизма; 3 — границы литосферных плит (а — зоны субдукции, б — оси срединная и трансформные разломы).

1 — Хуан-де-Фука, 2 — Колумбийское плато, 3 — Гавайские острова, 4 — о-ва Лайн, 5 — о. Пасхи; 6 — хр. Сала-и-Гомес, 7 — о-ва Галапагос, 8 — о. Исландия, 9, 10 — Азорские (9) и Канарские (10) острова, 11 — о-ва Зеленого Мыса, 12 — о. Фернанду-ди-Норонья, 13 — о. Вознесения, 14 — о. Св. Елены, 15 — о. Тристан-да-Кунья, 16 — о. Буве, 17 — о. Крозе, 18 — Центральный массив, 19 — Рейнский грабен, 20 — Чешский массив, 21 — о. Сардиния, 22 — Марокко, 23 — Хоггар, 24 — Тибести, 25 — Камерун, 26 — Афар, 27 — о. Реюньон, 28 — о. Маврикий, 29 — о. Бергелен, 30 — о. Сен-Поль, 31 — Байкал, 32 — Дариганга, 33 — Восточная Австралия, 34 — Баллени, 35 — влк. Эребус.

На континентах внутриплитовый магматизм наиболее широко проявлен в Африке и в Западной Европе. В Африке известны многочисленные поля молодых вулканитов к северу от экватора: районы нагорья Тибести, Хоггара и Атакора, Западного Судана и Ливии, Аравийского полуострова, Камеруна и островов Фернандо-По, Сан-Томе и Принсипи. Повсюду развита бимодальная серия, но обычно преобладают высококальциевые щелочные базальты, довольно много щелочных пород, а в районе Камеруна известны щелочные агапитовые граниты [Луцицкий, 1978]. Концентрация внутриплитовых магматических проявлений в Африке вызывает давно подмеченное [Берк, Уилсон, 1977] высокое стояние Африканского континента, который приподнят над уровнем моря на 750 м, а его северная часть, где сконцентрирована основная масса новейшего вулканизма, с миоцена до современности поднялась на 2000 м [Логачев, 1977]. Западно-Европейская провинция молодых магматических пород протягивается от Центрального массива ввинца через Рейнский грабен в Чехословакию и далее до Судет в Польшу. К этой же провинции относятся базальты Паннонской низменности в Венгрии. Кроме щелочных базальтов и кислых пород, в Западно-Европейской провинции известны щелочные комплексы пород и карбонатиты. Связующим звеном между Западно-Европейской и Северо-Африканской провинциями служат щелочные вулканы Средиземноморского пояса: Везувий, Этна, Пантеллеры, вулканы Сардинии. Обращает на себя внимание сквозное, не считающееся с Альпийским поясом, развитие щелочного и щелочно-базальтового магматизма, что было впервые подмечено Е. Е. Милановским и Н. В. Короновским [1973].

На других континентах внутриплитовый магматизм распространен менее широко. Он сконцентрирован в трех районах: Центрально-Азиатском, Колумбийском и Тасманском.

Центрально-Азиатскую провинцию образуют вулканические плато: Витимское, Окинское (Восточный Саян), Хангайское, Дариганга, а также отдельные вулканические центры в Тункинской долине и во впадине Тока (Становой хребет). Часть вулканических центров приурочена к грабенам Байкальской рифтовой зоны, но большинство находится далеко за пределами рифтовой зоны. Среди базальтов присутствуют породы как толеитовой, так и щелочно-базальтовой серии [Киселев и др., 1979], некоторые из них близки к базальтам Гавайских островов [Кежежинская, 1979].

Колумбийский район занимает Запад Северной Америки, включая Колумбийские платобазальты и, возможно, бимодальные породы Провинции Бассейнов и Хребтов. Геохимические особенности магматизма этого района подробно рассмотрены в гл. 3.

В Тасманской провинции, обрамляющей Тасманово море, к продуктам новейшего магматизма относятся щелочные базальты Тасмании, толеитовые и щелочные базальты провинций Виктория, Новый Южный Уэльс и севера Квинсленда. К этой же провинции тяготеют вулканические центры Антарктиды, в том числе вулкан Эребус, а также острова Баллени и Лорд Хау.

Итак, внутриплитовый магматизм развит на поверхности Земли неравномерно: области его концентрации перемежаются с областями, где он полностью отсутствует. Выделяются четыре области внутриплитового магматизма: Тихоокеанская, Африканская, Центрально-Азиатская и Тасманская, причем первые две значительно превосходят по размерам две последние. В очерченные на рис. 32 области попадают все проявления внутриплитового магматизма за последние 15 млн. лет, хотя границы областей в какой-то мере условны. Структурно новейший внутриплитовый магматизм проявлен различно. Довольно много одиночных вулканов — это большая часть вулканических островов в океанах и также вулканы, как Тибести и Эребус на континенте. Часто встречаются вулканические плато: Колумбийское, Дариганга на континенте, возможно, Крозе в океане. На континенте многие вулканические постройки приурочены к разломам, например грабены Северной Монголии или Тункинской долины Прибайкалья.

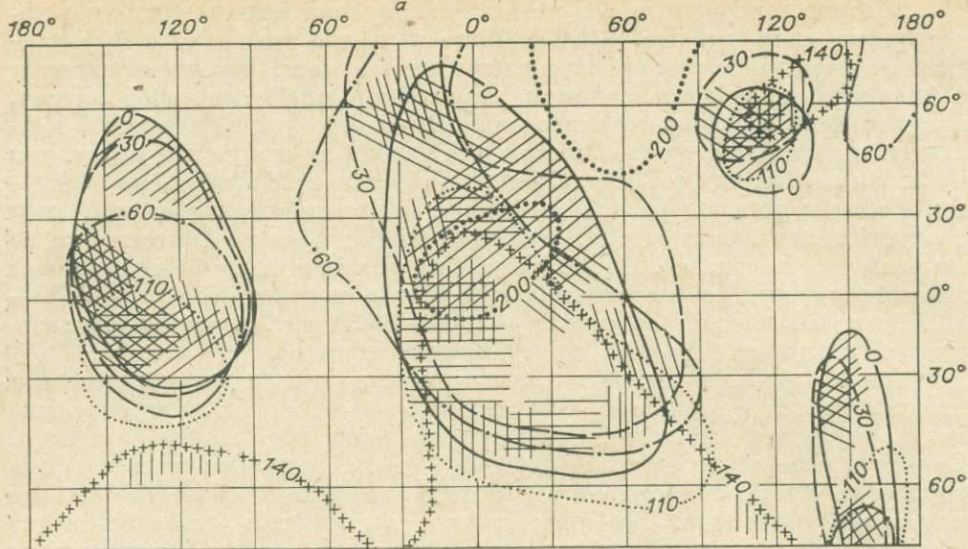
Области внутриплитового магматизма не соподчинены границам литосферных плит (см. рис. 32). Особенно наглядно это видно в Африканской области. Базальтовый магматизм здесь совершенно не «считается» с Альпийским складчатым поясом, этой грандиозной структурой сжатия, приуроченной к границе столкновения Европейской и Африканской континентальных плит, он появляется как далеко за пределами пояса, так и вблизи и даже внутри него. Срединно-океанические хребты, по-видимому, имеют тенденцию располагаться внутри очерченных областей, хотя в южной части Тихого океана, восточной Индийского и в Арктике они не попадают в эти области. Но мы рисуем значительно более обширные, чем мантийные струи, области: их поперечник в крупных областях — 9000—10 000 км (1/4 экватора), в малых — 3000—4000 км, т. е. они вполне сопоставимы с самыми главными литосферными плитами.

Таким образом, неравномерность распределения внутриплитового магматизма на земной поверхности, несомненно, отражает крупнейшие неоднородности в мантии и, очевидно, в достаточно глубокой мантии. Существование областей концентрации базальтового магматизма на поверхности Земли свидетельствует о соответствующем разогреве мантии под этими областями. Мы предлагаем в дальнейшем именовать такие области горячими полями мантии, противопоставляя их холодным полям, где внутриплитовый магматизм отсутствует.

Нами проанализировано распределение внутриплитового вулканизма в мезозойско-кайнозойское время по интервалам 30—50, 60—80, 100—120, 140—160, 190—210 млн. лет [Зоненшайн, Кузьмин, 1983]. Во всех случаях в качестве основы были взяты схемы палеогеодинамических реконструкций, на которых восстановлены прежние положения континентов и границы литосферных плит. Реконструкции ориентированы относительно полюсов Земли в соответствии с палеомагнитными данными. Следовательно, вулканические поля на схемах отвечают истинному положению на земной сфере, причем ошибка, рассчитанная путем проведения построений разными методами, составляет не более 15°.

На схемах реконструкции [Зоненшайн, Кузьмин, 1983] видно, что распределение внутриплитового магматизма, как и в настоящее время, неравномерное. Можно очертить ряд областей, которые в соответствии с возрастом показаны на рис. 33 различными знаками. Оказалось, что контуры областей внутриплитового магматизма сохраняют одно и то же положение в течение последних 120 млн. лет. Центры обеих крупных областей находятся все это время вблизи экватора. В предыдущие 80 млн. лет (с 200 до 120 млн. лет назад) такой устойчивости в распределении базальтового магматизма не наблюдается. Главная область базальтового магматизма 200 млн. лет назад находилась недалеко от Северного полюса, 160 млн. лет назад оказалась в южном полушарии, пересекая его почти пополам, а к 120 млн. лет назад эта область как бы распалась на две половины, причем каждая из них переместилась к северу, к экватору, заняв примерно современное положение. По всей вероятности, в раннем мезозое система горячих полей в мантии была неустойчива, и только к меловому времени она стала стационарной. Можно сопоставить эту картину с распадом Пангеи и с установившимся к середине мезозоя устойчивым раскрытием молодых океанов.

Надо, очевидно, иметь в виду, что горячие поля состоят из серии более мелких «пятен», которые обычно называют горячими точками. В движении литосферных плит по отношению к горячим пятнам вырисовываются любопытные детали. Например, Северная Америка (не считая Нью-Аркского грабена) на протяжении почти всего мезозоя — кайнозоя была лишена внутриплитового магматизма. Только тогда, когда из-за раскрытия Атлантики она продвинулась на запад и перекрыла своим краем Тихоокеанское горячее пятно, начались излияния Колумбийских платобазальтов. Другой пример: знаменитые деканские траппы Индии образовались 60—70 млн. лет назад — именно тогда, когда Индия «проходила» над горячими точками Маврикий и Амстердам.



6

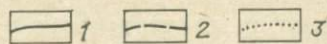
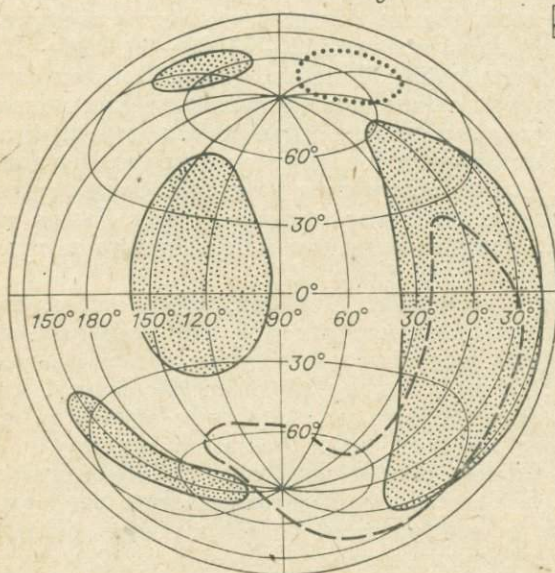


Рис. 33. Сопоставление положения горячих полей в разные отрезки времени в проекции Меркатора (а) и Ламберта (б).

Заштрихованы области наложения разновозрастных горячих полей с максимальным развитием внутриплитового магматизма.  
1—3 — горячие поля с возрастом от 120 млн. лет до современности (1), 140—160 млн. лет (2), 190—210 млн. лет (3).



срединно-океанических хребтов с гетерогенностью мантии или они определяются условиями плавления мантийного вещества. Геохимические данные свидетельствуют в пользу первого предположения. О гетерогенности мантии под островами и срединно-океаническими хребтами говорят рассмотренные выше различия в спектрах РЗЭ, соотношения изотопов Sr, Pb и Nd в базальтах, а также содержания в них целого ряда некогерентных редких элементов. Как следует из данных экспериментальных исследований, обзор которых недавно был проведен А. Е. Рингвудом [1981], толеитовые магмы, формирующиеся как на больших, так и на малых глубинах, образуются при значительных (20—25%) объемах плавящегося мантийного вещества. Следовательно, петрохимически сходные толеитовые базальты островов и срединно-океанических хребтов образуются при близкой степени плавления мантийного вещества, однако толеиты островов содержат в 2—4 раза большие количества целого ряда некогерентных элементов (см. рис. 28, табл. 24).

Нами был проведен расчет баланса литофильных редких элементов при выплавке базальтов горячих точек из мантии разного состава. Рассматривалась мантия, отвечающая или океаническому лерцолиту, или

углисту хондриту, или метеориту Алленде, содержащему большое количество тугоплавких включений, или гипербазитам о. Св. Павла, обогащенным литофильными элементами, в которых  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7044$  [Зоненшайн, Кузьмин, 1983]. При расчете определялось количество элемента в единице объема ( $1 \text{ м}^3$ ) мантийного вещества (плотность  $3,3 \text{ г/см}^3$ ), количество элемента, которое должно войти в толеитовый (20% частичного плавления) или щелочно-базальтовый (5% частичного плавления) расплавы, сформированные из этого объема мантии, а также количество элемента, которое должно остаться в тугоплавком остатке. За тугоплавкий остаток принимался альпинотипный гипербазит дунитового состава, т. е. порода, имеющая наименьшие содержания некогерентных элементов из всех известных пород Земли. Оказалось, что количества литофильных элементов (Rb, Ba, Sr, La, Ce, Nd, Eu, Yb, Y, Zr, Hf) в мантии любого из рассматриваемых нами составов не хватает, чтобы сформировать толеитовые или щелочно-базальтовые расплавы, отвечающие по уровням содержаний вулканитам океанических островов, и чтобы остаток по уровням концентраций отвечал альпинотипному гипербазиту [Зоненшайн, Кузьмин, 1983].

Таким образом, можно полагать, что базальты океанических островов и срединно-океанических хребтов формируются из мантии разного состава. Базальты срединно-океанических хребтов образуются из вещества астеносферы. Учитывая большую протяженность хребтов и то, что в любом месте, где возникает рифтовая система, происходит излияние истощенных океанических толеитов (пример тому — рифт Красного моря), вывод об истощенности мантии под хребтами можно распространить на всю астеносферу Земли, т. е. на всю верхнюю мантию. Для океанических островов приходится предполагать подток глубинного вещества, обогащенного литофильными элементами, свидетельством чего служит появление метасоматического амфибола и флогопита [Lloyd, Bailey, 1975] в мантийных нодулях из щелочных базальтов. Вероятнее всего, вещество поступает из нижней мантии, которая может быть неистощенной, а ее граница с верхней мантией на глубине 600—700 км отвечает не только фазовым переходам [Рингвуд, 1981], но и границам химической неоднородности [Anderson, 1975].

Возникает вопрос: когда произошло обособление верхней мантии от нижней? Обсуждение его выходит за рамки интересующих нас проблем, поэтому остановимся на нем очень кратко. Можно полагать, что мантия гетерогенного состава возникла еще на ранних стадиях образования Земли [Виноградов, 1975а; Собатович, 1970; Собатович, Рудник, 1971; Anderson, 1975], что согласуется с космогонической гипотезой Ф. Хойла [Шкловский, 1976], по которым планеты образовались при остывании и конденсации вещества Солнца, выброшенного из его недр в эпоху, когда «первобытное» Солнце было близко к потере вращательного движения. Образование планет из высокотемпературного протопланетного облака должно было вызвать дифференциацию вещества по температурам конденсации элементов или их соединений. Данные по метеоритам подтверждают возможность такой дифференциации. Интересен в этом отношении метеорит Алленде, представляющий собой углистый хондрит, содержащий до 8% белых включений — «сгустков» тугоплавких минеральных фаз (геленит, шпинель, фассаит, гроссуляр, перовскит, диопсид, ферроавгит, корунд) [Андерсон, 1975]. Рассчитанный Л. Гроссманом [1975] состав конденсата протопланетного облака при температуре 1450 К и общем давлении  $10^{-3}$  атм оказался близок к составу тугоплавких включений этого метеорита.

Очевидно, такие тугоплавкие конденсаты могли формировать отдельные космические тела, например Луну. По сравнению с океаническими базальтами Земли породы Луны обогащены Ba в 10 и более раз, Zr — в 2—6 раз, легкими лантаноидами — в 2—10 раз. Следовательно, мантия Луны по сравнению с астеносферным слоем Земли должна быть обогащена тугоплавкими элементами. По мнению А. П. Виноградова [1975б], мантия

Луны содержит в 3—5 раз больше этих элементов, чем хондриты, т. е. по составу она приближается к тугоплавким включениям метеорита Алленде.

Таким образом, в Солнечной системе могут существовать тела, обогащенные тугоплавкими элементами. В связи с этим интересен анализ графика  $La/Yb - C_K$  (см. рис. 30), на котором лунные породы, тугоплавкие включения метеорита Алленде и продукты внутриплитового магматизма формируют единое поле, что может свидетельствовать о «генетической» общности всех этих пород. Под генетической общностью мы понимаем в данном случае то, что в образовании пород принимают участие тугоплавкие конденсаты протопланетного облака. Итак, глубинный материал Земли, участвующий в образовании продуктов внутриплитового магматизма, близок по составу ранним конденсатам протопланетного облака.

Обогащенность нижней мантии литофильными элементами может быть связана с тем, что верхняя мантия отдала большое количество этих элементов на формирование земной коры. Время наиболее интенсивного образования континентальной коры, 1700—2500 млн. лет назад [Хайн, 1973б], можно считать и временем максимальной дифференциации верхней мантии и отделения ее от нижней. Это же время устанавливается независимо по изотопным данным. Изотопный состав Sr, Pb и Nd в базальтах островов очень непостоянен и значительно отличается от океанических базальтов. Для Sr устанавливается положительная «изохронная» корреляция между величинами  $^{87}Sr/^{86}Sr$  и Rb/Sr, причем определяемый по «лжеизохроне» возраст равен 1600—2000 млн. лет [Brooks e. a., 1976]. Учитывая постоянство величины изотопного отношения Sr для базальтов срединно-океанических хребтов (0,7028), а также то, что именно этому значению отвечает величина начального отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  на «изохронном» графике базальтов островов, можно думать, что именно 2000 млн. лет сформировалась истощенная мантия астеносферного слоя. Аналогично выявляется гетерогенность мантии по изотопным соотношениям Pb и Nd. Возраст отделения гомогенного вещества астеносферы оценивается по этим данным также приблизительно в 2000 млн. лет [Tatsumoto, 1966; O'Nions e. a., 1980].

Геохимические данные, таким образом, указывают на гетерогенность мантий Земли. Геохимическое взаимодействие между нижней и верхней мантией осуществляется, скорее всего, по модели Г. Вассербурга и Д. Де Паоло [Wasserburg, De Paolo, 1979], в соответствии с которой геохимия внутриплитового вулканизма определяется нижнемантийным источником, а базальтов срединно-океанических хребтов — астеносферным. Под океаническими островами может происходить смешение обоих источников.

Тектоника плит и тектоника горячих полей. Горячие поля мантий Земли обладают следующими свойствами: их размеры составляют от 2000—3000 до 9000—10 000 км в поперечнике; они неподвижны, сохраняют одно и то же положение по отношению к полюсам Земли на протяжении длительного времени (по крайней мере 120 млн. лет, т. е. с периода раздробления Гондваны); источник порождаемого ими внутриплитового магматизма заключен в нижней мантии; контуры горячих полей не совпадают с границами литосферных плит, напротив, эти последние скорее подчинены горячим полям, во всяком случае, раскол Пангеи и образование новых океанов произошли на месте самого большого горячего поля в мантии.

Можно заключить, что перемещение энергии и вещества внутри Земли происходит на двух уровнях, или ярусах: нижнемантийном, где возникают и развиваются горячие поля, и верхнем, охватывающем верхнюю мантию и литосферу Земли, где движутся и взаимодействуют литосферные плиты. Следовательно, можно говорить о глубинных процессах, или тектонике горячих полей, и процессах в верхних оболочках, или тектонике литосферных плит. Тем самым действие тектоники плит ограничи-

вается лишь внешними сферами Земли. Проявление тектоники горячих полей на поверхности Земли выражается главным образом во внутриплитовом магматизме, который возникает там, где, образно говоря, «дыхание» горячих полей нижней мантии пронизывает верхние оболочки Земли.

В связи с этим резонно предположить возможность двухъярусной конвекции [O'Nions e. a., 1980]. Горячие поля можно интерпретировать как показатели подъема вещества и энергии нижней мантии, а располагающиеся между ними холодные поля — как показатели опускания этого вещества, т. е. вырисовывается система конвективных течений в нижней мантии (рис. 34).

Распределение горячих полей на площади отражает существование двух крупных восходящих (с двумя более мелкими ответвлениями в Центрально-Азиатской и Тасманской областях) и соответственно двух нисходящих потоков, т. е. современную двухъячеистую систему конвекции в нижней мантии. Вполне правомерно сопоставление горячих полей с восходящими, а холодных — с нисходящими ветвями нижнемантийных конвективных течений. В верхней мантии, в астеносфере система конвекции иная, чем в нижней. Если в нижней мантии идет двухъячеистая конвекция, то в верхней она должна быть многоячеистой, так как необходимо, чтобы протяженность ячеек была соизмерима с мощностью верхней мантии (600—700 км). В нижней мантии наиболее вероятно химико-плотностная природа конвекции по модели О. Г. Сорохтина [1974], тогда как для верхней мантии следует, видимо, предполагать термально конвекцию за счет подогрева снизу, из горячих полей, т. е. восходящих ветвей нижнемантийной конвекции.

В соответствии с гипотезой горячих полей, узкие мантийные плюмажи, идущие от границы с ядром до подошвы литосферы, не существуют. Однако есть выступы, или те же плюмажи, отходящие от границы раздела нижней и верхней мантии и как бы увенчивающие горячие поля. Они порождают внутриплитовый магматизм и они же создают систему горячих точек. Неподвижность горячих точек связана с постоянством положения горячих полей, хотя не исключены эфемерные горячие точки, появляющиеся то в одном, то в другом месте над горячим полем. Скорость перемещения вещества нижней мантии, судя по смещениям горячих точек [Molnур, Atwater, 1973], измеряется миллиметрами в год, т. е. она на порядок меньше, чем скорость движения литосферных плит и, вероятно, скорость конвективных течений в астеносфере.

На протяжении последних 120 млн. лет положение горячих полей, как отмечалось, было более или менее постоянным. Но уже для юрского периода (160 млн. лет) и для начала мезозоя (200 млн. лет) намечается неустойчивость полей: в триасе главное горячее поле было вблизи Северного полюса, в юре — в южном полушарии. По-видимому, эта неустойчивость отражает переход от одноячеистой системы конвекции, как это предполагают О. Г. Сорохтин [1974], Л. П. Зоненшайн и А. М. Городницкий [1977] для времени существования Пангеи в позднем палеозое и раннем мезозое, к двухъячеистой конвекции в позднем мезозое и кайно-

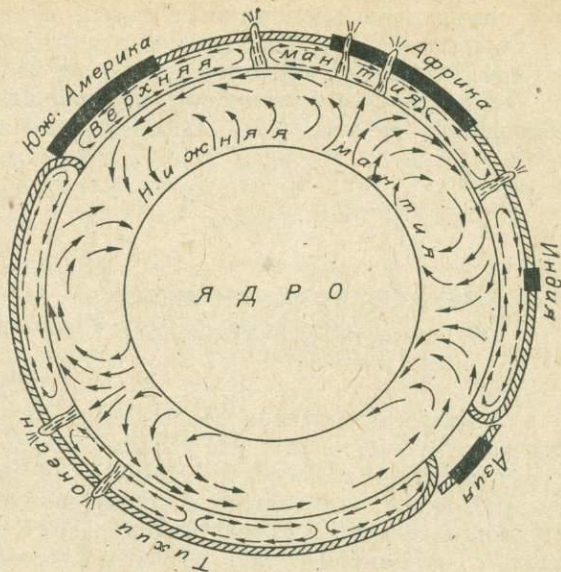


Рис. 34. Возможная модель двухъярусной конвекции в мантии Земли.

зое, когда произошел раскол Пангеи. Если тектоника плит ответственна за раскрытие и закрытие конкретных океанов, за образование складчатых поясов Земли, то с тектоникой горячих полей, с их перестройками связана более крупная цикличность в развитии Земли: образование и распад «Пангей» в течение 600—800 млн. лет.

## ГЛАВА 5

### АКТУАЛИСТИЧЕСКИЙ МЕТОД ПРИ АНАЛИЗЕ МАГМАТИЗМА ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Анализ магматизма современных активных зон Земли показывает, что магматические породы главных типов активных зон геохимически существенно различаются, особенно по содержаниям таких элементов, как редкие щелочи, элементы группы железа и тугоплавкие литофильные. Геодинамические условия возникновения и развития каждой активной зоны, о чем можно судить по особенностям возникающих в них геологических структур, типам магматических пород, глубинному строению и геофизическим полям, свойственным каждой зоне, неодинаковы. Основная причина геохимического различия магматических пород, свойственных современным активным зонам, состоит в том, что в магнообразовании принимают участие три источника: литосфера, в том числе земная кора, астеносфера и более глубокие, скорее всего подастеносферные, горизонты мантии, а доля участия каждого источника в различных геодинамических обстановках неодинакова. Например, в срединно-океанических хребтах, где плавится истощенная мантия астеносферного слоя, формируются магматические породы, резко обедненные всеми литофильными элементами. На океанических островах (структурах, связанных с глубинными мантийными плюмажами, когда в магнообразовании, наряду с астеносферным слоем, принимает участие вещество неистощенной мантии) образуются магматические породы, обогащенные литофильными элементами. В тех случаях, когда эндогенные процессы проявляются в континентальной коре, например в континентальных рифтовых зонах, активных континентальных окраинах или геодинамических обстановках калифорнийского типа, глубинная энергия Земли вызывает плавление наряду с мантией земной коры, что определяет появление в больших объемах пород гранитного состава и т. д.

Так как эти источники существуют уже давно, по крайней мере весь фанерозойский этап развития Земли, можно полагать, что они определяли и состав древних магматических пород. Если в геологическом прошлом существовали сопоставимые с современными активные зоны [Зоненшайн и др., 1976], то магматические породы, образующиеся в сходных геодинамических обстановках, независимо от времени их формирования, должны иметь близкие геохимические характеристики. В связи с этим можно, используя магматические образования с определенными геохимическими свойствами, реконструировать в фанерозойских подвижных поясах активные зоны, аналогичные современным, т. е. применять метод актуализма к познанию истории развития подвижных поясов Земли.

Актуалистический метод лежит, как известно, в основе познания геологического прошлого, на что указывается в любом курсе общей геологии. Однако применительно к познанию наиболее сложных объектов — подвижным поясам или геосинклинальным зонам — он обычно не применяется в связи с тем, что при анализе геологии складчатых поясов используется гипотеза о геосинклиналях, представляющих собой некую абстракцию, созданную специально для объяснения ряда геологических явлений, запечатленных в древних образованиях Земли. В работах одного из создателей современного учения о геосинклиналях — Э. Ога — с од-

ной стороны, есть попытки актуалистического подхода, а именно, сопоставление геосинклиналей с морями типа Средиземноморского и даже с Атлантикой, с другой, он же кое-где подменяет актуалистический подход абстрактными рассуждениями о том, что геосинклиналь — это область погружения, на месте которого возникают горы. Все это привело к парадоксальному положению, когда каждый геолог уверен, что он прекрасно знает, что такое геосинклиналь, но вопрос о том, где он видит современные геосинклинали, или ставит его в тупик, или вызывает крайне неопределенные ответы.

Действительно, Ж. Обуэн отмечал, что «...обнаружить в современную эпоху явления, отвечающие стадиям становления геосинклинального периода, очень трудно» [Обуэн, 1967, с. 201]. В. В. Белоусов, исследуя геосинклинальные режимы разного типа, не рассматривает их современные прообразы, а отсылает читателя к геосинклиналям кембрия, ордовика, среднего и позднего палеозоя и триаса [Белоусов, 1978]. Е. Е. Милановский [1972] считает, что геосинклинальный режим преобладал в прошлом, а в настоящее время он сменяется или уже сменился рифтовым. Такое понимание развития геодинамических режимов Земли обуславливает то, что геологи не используют данных по современным активным зонам Земли для установления закономерностей развития складчатых поясов. Составители геологического словаря, например, отмечают, что метод актуализма «...вовсе не применим, например, к процессам, происходящим в глубинах Земли, в частности к тектоническим и глубинно-магматическим» [Геологический словарь, 1978, т. 1, с. 30].

Нам представляется, что методологически неправильно считать современный этап развития Земли исключительным, несопоставимым с этапами недавнего геологического прошлого. Исследования геологии и магматизма подвижных поясов показывают, что, по крайней мере в фанерозойское время, в них формировались сопоставимые с современными геологические комплексы и магматические породы [Зоненшайн и др., 1976]. Поэтому мы считаем, что анализ развития подвижных поясов должен проводиться на основе реконструкций геодинамических обстановок, существовавших в отдельные периоды становления пояса и сопоставимых с современными. При реконструкциях этих палеогеодинамических обстановок ведущее значение приобретает анализ особенностей вещественного состава магматических пород. Отсюда одна из важнейших задач исследований состоит в выделении типоморфных геохимических типов магматических пород — показателей геодинамических обстановок прошлого.

## ГЛАВА 6

## ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

В геологии широкое развитие получил формационный анализ, становление которого связано с именами Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, предложившего понятие «петрографические формации», Н. С. Шатского, Н. П. Хераского, М. А. Усова, Ю. А. Билибина. Большую роль в становлении этого анализа сыграли Ю. А. Кузнецов и его школа. «Формация магматическая — естественная комагматическая ассоциация изверженных пород, закономерно проявляющаяся в определенной геологической обстановке в ходе развития разновозрастных, но однотипных геотектонических элементов земной коры» [Геологический словарь, 1978, т. 2, с. 381]. Нетрудно видеть, выделение формационного типа связывается с отнесением магматических пород к той или иной стадии геосинклинального процесса. Однако при составлении карты магматических формаций СССР масштаба 1 : 2 500 000 выявилась слабая корреляция между вещественно-парагенетическими типами магматических формаций и их тектоническим положением, определяемым в рамках геосинклинальной концепции [Белоусов и др., 1973].

В 1973 г. Ю. А. Кузнецов детально рассмотрел состояние и задачи учения о магматических формациях. Он отметил, что «классификации, построенные на тектонической основе, нас удовлетворять уже не могут», потому что, во-первых, «логика требует, чтобы любые объекты классифицировались по признакам, характеризующим сами эти объекты», а во-вторых, потому что «увязка типов магматических формаций с типами тектонических структур и этапами их формирования в общем не выдержала проверку временем и практикой» [Кузнецов, 1973]. В связи с этим, по мнению Ю. А. Кузнецова, при создании формационной классификации магматических пород «следует учитывать только вещественно-структурные признаки магматических ассоциаций». В дальнейшем им был предложен вариант вещественной классификации плутонических базитовых ассоциаций магматических пород, в котором учитывались главным образом их петрохимические и частично минералогические особенности. Однако работа в этом направлении показала, что «едва ли удастся совершенно обойтись без генетических соображений даже при систематике составов магматических формаций», хотя должен обязательно сохраняться приоритет фактических признаков состава, а генетические предположения не должны быть многочисленными и специфическими.

Действительно, чисто петрохимические методы классификации магматических пород имеют малую «разрешающую» способность в генетическом отношении, поэтому они не могут быть единственными. При рассмотрении магматизма современных активных зон отмечалось, например, что петрохимически близкие толеитовые базальты формируются в структурах срединно-океанических хребтов, на океанических островах, во фронтальных частях островных дуг, а уровни содержания редких элементов в них различны. Поэтому для расшифровки условий и способа формирования магматических пород необходимо привлекать данные о распределении в породах редких элементов, что на примере гранитоидов было убедительно показано Л. В. Таусоном [1977].

Так как магматические формации, как их понимает большинство исследователей, являются естественными ассоциациями пород, они не могут существовать вне времени и пространства. Напротив, любая естественная ассоциация пород будет формироваться в строго определенной геодинамической обстановке. К сожалению, древние геодинамические обстановки во многом — только результат интерпретации исследователя. В то же время современные обстановки совершенно конкретны и физически реальны. Поэтому выделение естественных ассоциаций магматических пород в значительной мере должно основываться на изучении магматизма в современных активных зонах Земли. Естественно, выделение ассоциаций магматических пород (формаций) не может основываться на единичных наблюдениях, а должно опираться на некоторую статистическую вероятность появления данной формации в структурах одних и тех же типов, в одной и той же геодинамической обстановке. Особенно это касается выделения формаций интрузивных пород, так как эти естественные ассоциации еще не вскрыты в современных структурах Земли, где проявлены преимущественно вулканические образования, поэтому естественные ассоциации интрузивных пород приходится выявлять в рамках древних структур, отвечающих геодинамическим обстановкам прошлого.

Все сказанное выше определяет следующие основные положения, которые необходимо учитывать при создании формационной классификации магматических пород, основанной на их вещественном составе (вполне понятно, что они во многом перекликаются с положениями, сформулированными Ю. А. Кузнецовым [1973]):

основой классификации должны служить вещественные признаки магматических пород: содержания и соотношения главных и редких элементов, минеральные парагенезисы, а также особенности структуры пород;

границы между одноранговыми классификационными подразделениями должны быть количественными или точно определенными качественно. Их надо выбирать так, чтобы они отвечали границам распространения чаще всего встречающихся пород. Учитывая, что распределение составов пород неоднородно (это выражено в наличии статистических максимумов и минимумов), можно представить его как дискретное, на основе чего выделить наиболее распространенные группы (совокупности) пород, которые и должны быть использованы при классификации их составов [Кузнецов, 1973];

основным подразделением окончательной классификации должна стать магматическая формация, которой соответствует конкретная вещественная группа (совокупность) магматических пород со свойственной ей металлогенией и родственным генезисом, формирующаяся в определенной геодинамической обстановке. Связь формаций с геодинамическими обстановками необходимо обосновывать статистически и проверять путем сопоставления с магматическими породами, развитыми в современных активных зонах Земли.

В настоящее время основное внимание должно быть направлено на выделение вещественных группировок магматических пород, которое следует проводить, используя материалы петрохимических и геохимических исследований. Примеры систематизации магматических пород по данным петрохимии мы видим в работах новосибирских петрологов [Белоусов, 1974]. В Институте геохимии СО АН СССР под руководством Л. В. Таусона разрабатывается геохимическая классификация магматических пород, основанная на выделении геохимических типов, которая, по нашему мнению, наряду с петрохимической классификацией, должна стать основой выделения формаций магматических пород. Принципы такого подхода изложены в ряде работ Л. В. Таусона и его коллег [Таусон, 1973, 1974, 1977; Коваленко и др., 1971, 1975; Кузьмин, 1972].

Геохимическая типизация магматических пород находится на стадии становления, поэтому еще нет общепринятого определения геохимического типа пород. Так как главным критерием отнесения пород к определенному геохимическому типу является их вещественный, редкоэлементный

состав, нам представляется, что именно геохимические признаки должны быть определяющими в понятии геохимического типа. В этом случае геохимические типы пород, наряду с петрохимическими группами, в дальнейшем могут стать основой для выделения магматических формаций. Предлагается следующее определение геохимического типа магматических пород.

Геохимический тип магматических пород объединяет группу пород, близких по химическому, минеральному составу и концентрациям редких элементов, слагающих единые массивы или вулканические постройки. В случае многофазных массивов отмечается строго определенный, свойственный только данному типу характер эволюции петрогенных и редких элементов, а соответственно и определенный набор поздних пород и послемагматических, в том числе и рудных, образований. Геохимическое сходство пород проистекает из общности условий и способа их образования и находит отражение в приуроченности пород к определенным геодинамическим обстановкам.

Опыт геохимической типизации магматических пород показывает, что при составлении необходимо использовать редкоэлементные характеристики пород в строго ограниченных петрохимических рамках, т. е. граниты сравнивать с гранитами, гранодиориты с гранодиоритами, липариты с липаритами, андезиты с андезитами, и т. д. Это связано с тем, что в процессе дифференциации происходят изменения концентраций редких элементов, а при сравнении пород эти процессы желательно «снимать», что может быть хотя бы частично сделано тогда, когда сравниваются петрохимически одинаковые породы. Однако чтобы не потерять пространственную автономность геохимического типа пород, мы сочли целесообразным, наряду с геохимическим типом, использовать понятие об интрузивном ряде или вулканической серии, которое давно бытует в петрографической литературе [Нокколде, Аллен, 1958; Куно, 1970].

Под вулканической серией или интрузивным рядом понимается строго определенный набор пород близких геохимических типов, характеризующихся общей эволюцией химических элементов, что обусловлено их формированием в одинаковых геодинамических условиях. Среди серий вулканических пород целесообразно выделять простые, все составные члены которой формируются из одной магмы (например, известково-щелочные, толеитовые и т. п.), а также сложные, состоящие из пород, образованных из разных магм, соответственно объединяющие породы разных геохимических типов, которые встречаются совместно в одних и тех же структурах. Примером таких серий могут быть бимодальные или контрастные вулканические серии, объединяющие породы базальтового и липаритового составов. Образуются такие серии, очевидно, в связи с генерацией магматических расплавов под действием единых глубинных процессов, но на разных уровнях, например в мантии и в земной коре.

В своих исследованиях мы касались главным образом вопросов геохимии гранитоидов и некоторых типов вулканитов, поэтому далее будут рассмотрены геохимические типы только этих магматических образований. Описание геохимических типов гранитоидов базируется на классификации Л. В. Таусона [1977]. Предлагаемый вариант геохимической классификации магматических пород еще не проверен статистически и должен рассматриваться как предварительный.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Вулканические породы, как свидетельствует опыт многих исследователей, разделяются на ряд петрохимических серий: толеитовую, известково-щелочную, щелочно-базальтовую (пошонитовую) [Нокколдс, Аллен, 1958; Куно, 1970]. В последние годы установлено широкое развитие вулканитов латитовой серии, которые проявлены обычно в тылу активных континентальных окраин или в геодинамических обстановках калифорнийского типа [Таусон, Захаров, 1974; Zielinski, Lipman, 1976]. В континентальных рифтовых системах формируются вулканиты бимодальной (или контрастной) серии [Кузнецов, 1964; Комаров, 1972; Зоненшайн и др., 1976]. Породы всех серий разделяются геохимически, кроме того, внутри единых петрохимических серий можно выделить иногда несколько геохимических типов пород.

Вулканиты толеитовых серий образуются из магм, насыщенных или даже несколько пересыщенных кремнеземом. Среди пород этой серии преобладают базальты, но отмечаются андезиты, а иногда и более кислые разновидности. Обычное направление дифференциации — от оливинового базальта через базальты к ферробазальтам, т. е. с увеличением содержания кремнезема происходит обогащение пород Fe по отношению к Mg [Miyashiro, 1974; Нокколдс, Аллен, 1958]. В связи с этим тренд эволюции пород серии располагается параллельно железо-магниевого стороне треугольника AFM. Среди нормативных минералов в породах толеитовой серии присутствует гиперстен, что, по мнению Д. Грина и А. Рингвуда [1968], является одним из определяющих признаков пород серий. Все рассматриваемые вулканиты имеют очень низкие концентрации  $K_2O$  (0,1—0,5% для базальтовых и андезитобазальтовых составов) при преобладании Na над K. Образование толеитовых серий известны в современных активных зонах Земли разных типов. Наиболее широко они проявлены в рифтовых зонах океана и соответственно выступают как наиболее распространенные породы океанического дна. Известны они во фронтальных частях островных дуг, в континентальных рифтовых зонах и в областях внутриплитового магматизма. Составы петрохимически близких базальтов толеитовых серий, сформированных в различных геодинамических обстановках, приведены в табл. 26.

Наиболее распространены среди толеитовых базальтов океанические, которые получили в геохимической литературе название «примитивные базальты» (primitive — первозданные, т. е. производные мантии). Мы предлагаем все разновидности пород этой геохимической серии называть примитивными, а саму серию — серией примитивных толеитов. Отличительная черта ее — очень низкие концентрации всех литофильных элементов и высокие — элементов группы железа. О геохимических особенностях пород речь шла в части I при рассмотрении магматизма океанических рифтовых зон. В офиолитовых комплексах континентов отмечаются породы примитивной толеитовой серии, неотличимые от современных базальтов срединно-океанических хребтов (табл. 27). Базальты содержат очень малые количества всех литофильных элементов и высокие концентрации элементов группы железа (см. табл. 27). К сожалению, базальты офиолитовых комплексов в значительной степени изменены, поэтому первичные соотношения редких элементов в них часто нарушены. В связи с этим цель геохимических исследований офиолитов сводится к максимальному «снятию» процессов изменения, для чего могут использоваться как петрографические, так и геохимические методы [Кузьмин, Альмухамедов, 1964].

За породами толеитовых серий областей внутриплитового магматизма можно сохранить название «толеитовые» без дополнительных определений. В них, в отличие от примитивных толеитовых базальтов, выше концентрации литофильных и особенно тугоплавких элементов. Содержания

## Геохимические типы толеитовых базальтов

Компонент	Примитивные (океанические рифтовые зоны)	Толеитовые базальты (внутриплитовый магматизм)		Низкохромисто-никелевые (фронтальные зоны островных дуг)
SiO <sub>2</sub>	50,14	48,81	48,80	51,57
TiO <sub>2</sub>	1,40	1,65	2,38	0,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,65	15,14	14,21	15,91
FeO <sub>общ</sub>	9,84	11,30	11,74	9,52
MgO	7,87	7,80	7,75	6,73
CaO	11,66	11,89	10,71	11,74
Na <sub>2</sub> O	2,61	2,16	2,29	2,41
K <sub>2</sub> O	0,17	0,19	0,37	0,44
Rb	1,5	2,9	7,2	5,0
Ba	22	60	127	75
Sr	129	90	288	200
Zr	95	99	161	70
Hf	—	4,9	4,9	1,0
La	3,5	6,3	13,0	1,1
Ce	11,1	17,2	29,0	2,6
Yb	3,3	3,6	3,2	1,4
Y	33	22	50	—
Cr	302	224	160	50
Ni	113	104	92	30
Co	41	45	50	30
V	312	314	455	270
K/Rb	940	544	426	731
Rb/Sr	0,01	0,06	0,02	0,01
La/Yb	1,06	1,75	4,1	0,8
Ni/Co	2,75	2,31	1,84	—

элементов группы железа в толеитовых базальтах обоих типов примерно одинаковые, легких лантаноидов в толеитовых базальтах в 2—3 раза больше, чем в примитивных толеитах, что определяет более высокие значения La/Yb и совершенно иные графики нормированных концентраций редкоземельных элементов. Следует отметить, что толеитовые базальты океанических островов обычно ассоциируют с породами повышенной щелочности и, в частности, со щелочными базальтами. Такие ассоциации пород отмечаются иногда в разрезах офиолитовых комплексов [Miyashiro, 1975]. Это свидетельствует о том, что среди офиолитов могут встречаться различные породы океана, в том числе и вулканические образования океанических островов. Толеитовые базальты могут формироваться и в связи с континентальными рифтовыми структурами, и в трапцовых формациях. Известно развитие толеитовых базальтов в связи с Байкальским рифтом. В них высоки содержания литофильных элементов и элементов группы железа (г/т: Rb = 17—20, Zr = 250—270, Nb = 54—62, Ni = 150—160, Co = 50—60) [Кебезинская, 1979; Гладких, Гусельников, 1979].

Толеитовые базальты фронтальных частей островных дуг геохимически отличаются от рассмотренных выше. Впервые геохимические особенности этих базальтов были исследованы П. Якешем и А. Уайтом [Jakeš, White, 1972]. В островодужных базальтах крайне низки содержания элементов группы железа (см. табл. 26), а также большинства тугоплавких литофильных элементов. Это подтверждается при изучении толеитовых вулканитов Камчатки и некоторых других островных дуг [Кузьмин, Пополитов, 1978; Закариадзе и др., 1978; Пополитов, Вольнец, 1981]. Низкие концентрации элементов группы железа можно рассматривать как ведущий признак этих пород, поэтому мы предлагаем называть их «низкохромисто-никелевые толеитовые базальты». Такие базальты отмечаются в

## Петрогеохимический состав диабазов офиолитов

Компонент	Офиолиты		
	третичные Береговых хребтов Западной США, n=32	вендские Байн-Хонгорской зоны Монголии, n=3	герцинские Южного Урала, n=30
	[по Jorg, 1979]		[по Кузьмину, Альмухамедову, 1984]
SiO <sub>2</sub>	48,10	49,15	48,67
TiO <sub>2</sub>	1,73	2,42	1,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,83	13,40	14,88
FeO <sub>общ</sub>	11,40	9,41	11,95
MgO	7,30	9,19	7,45
CaO	12,08	11,48	11,11
Na <sub>2</sub> O	2,38	3,00	2,91
K <sub>2</sub> O	0,25	0,24	0,11
Rb	4,4	2,9	0,8
Sr	194	—	180
Zr	118	139	—
Hf	—	2	—
Y	25	20	—
Cr	196	623	115
Ni	97	153	80
Co	—	42	38
V	—	243	315
K/Rb	461	687	1141
Rb/Sr	0,02	—	0,004
Ni/Co	—	3,64	2,1

некоторых офиолитовых комплексах [Miyashiro, 1975], например, среди магматических пород Южно-Монгольской офиолитовой зоны (г/т: Cr = 30—50, Ni = 30—60, Co = 20—60, а Rb = 3—10, Sr ~ 250, Ba = 80—200).

Таким образом, геохимические данные позволяют разделить петрохимически близкие толеитовые базальты на несколько геохимических типов, каждый из которых проявляется в строго определенной геодинамической обстановке.

**Вулканиды известково-щелочной серии.** Известково-щелочная серия включает дифференцированный ряд пород: базальты — андезиты — дациты — риолиты, среди которых преобладают андезиты и андезитобазальты. Примечательно появление в ассоциации с вулканическими породами большого количества пирокластов. Основные породообразующие минералы всех разновидностей пород известково-щелочной серии — пироксен, роговая обманка и плагиоклаз. Характерной петрохимической чертой пород рассматриваемой серии являются повышенные концентрации Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (16—18%) и недосыщенность Fe, что выражается в том, что  $\Sigma FeO + 0,9 Fe_2O_3/MgO$  обычно находится в интервале 0,8—1,6, лишь иногда достигая 2,0 [Miyashiro, 1974], причем в процессе дифференциации соотношения Fe и Mg меняются незначительно [Нокколдс, Аллен, 1958]. При одинаковой кремнекислотности в породах известково-щелочной серии выше содержания щелочей по сравнению с вулканидами толеитовых серий, в связи с чем для разделения этих пород удобно использовать диаграмму Х. Куно [1970].

В современных активных зонах породы известково-щелочной серии проявлены в островных дугах, на активных континентальных окраинах и в геодинамических обстановках калифорнийского типа. В андезитах континентальных окраин по сравнению с островодужными среди минералов-

Геохимические типы андезитов известково-щелочных серий

Компонент	Натриевые известково-щелочные	Известково-щелочные			Компонент	Натриевые известково-щелочные	Известково-щелочные		
		Анды	Охотско-Чукотский пояс	Среднее			Анды	Охотско-Чукотский пояс	Среднее
SiO <sub>2</sub>	59,50	57,9	56,1	57,2	La	11,9	20	—	35
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,97	1,0	0,9	Ce	24	33	—	58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,20	17,20	16,9	16,8	Yb	1,9	—	—	1,9
FeO <sub>общ</sub>	6,10	6,40	7,7	6,7	Y	21	33	—	20
MgO	3,42	3,60	3,1	4,2	Cr	56	90	107	100
CaO	7,03	6,20	6,0	6,7	Ni	18	50	24	38
Na <sub>2</sub> O	3,68	4,00	3,8	3,8	Co	25	20	15	20
K <sub>2</sub> O	1,60	2,00	2,00	2,1	V	175	135	119	131
Rb	31	80	55	56	K/Rb	428	208	309	322
Ba	270	680	630	643	Rb/Sr	0,08	0,11	0,10	0,09
Sr	385	700	530	600	La/Yb	6,3	—	—	18,4
Zr	110	210	—	225	Ni/Co	0,72	2,5	1,6	1,9
Hf	2,3	—	—	4,9					

вкрапленников чаще всего встречается роговая обманка, появляются калиевый полевой шпат и кварц. Им свойственны более высокие концентрации К, в то время как в островодужных породах Na всегда преобладает над К. В связи с этим вулканы островных дуг объединены нами в натровую известково-щелочную серию, а породы континентальных окраин названы просто известково-щелочными. Наиболее четко эти два типа магматических пород разделяются геохимически [Кузьмин, 1977; Кузьмин, Пополитов, 1978]. Составы и содержания редких элементов в андезитах обеих серий приведены в табл. 28. Средние по натровым известково-щелочным сериям были рассчитаны С. Тейлором [1972]. При расчете средних по андезитам известково-щелочных серий активных континентальных окраин нами использованы данные по кайнозойским вулканитам Анд и Каскадных гор, по меловым эффузивам Охотско-Чукотского пояса и по верхнеюрским — нижнемеловым — Становика [Кузьмин, 1977]. Для сравнения в табл. 30 приведены данные по составу известково-щелочных вулканитов двух разновозрастных активных окраин.

В андезитах известково-щелочной серии по сравнению с андезитами натровой известково-щелочной серии выше содержания практически всех литофильных элементов (кроме тяжелых лантаноидов), а также (почти в 2 раза) концентрации Cr и Ni, значительно более высокие значения La/Yb и Ni/Co отношений. Таким образом, по уровням содержаний элементов удается разделить андезиты на два геохимических типа, которые проявляются в разных геодинамических обстановках.

**Вулканы щелочно-базальтовой серии.** Породы ее от вулканитов толеитовой и известково-щелочной серий отличаются более высокими содержаниями щелочей, которые в породах базальтового состава достигают 5%. Это позволяет уверенно выделять породы данной серии с помощью различных петрохимических диаграмм [Куно, 1970; MacDonald, Katsura, 1964]. В порфировидных разновидностях ее пород среди минералов-вкрапленников обычны оливин, титан-авгит, плагиоклаз, иногда отмечаются ортоклаз и фельдшпатоиды (нефелин, лейцит), но чаще эти минералы проявлены в базисе, занимая интерстиционное пространство. В рассматриваемых породах отмечаются мегакристы высоких давлений, представленные высокоалюминиевым авгитом, пиропом, санидином, титан-флогопитом [Кеппингскас, 1979]. Из нормативных минералов появляется нефелин (от доли процента до 5—8%).

В породах рассматриваемой группы можно выделить образования двух геохимических серий: во-первых, собственно щелочно-базальтовой серии,

Геохимические типы базальтов и андезитобазальтов щелочно-базальтовой и шошонитовой серий

Компонент	Серия					
	щелочно-базальтовая					шошонитовая
	1	2	3	4	5	
SiO <sub>2</sub>	48,37	48,39	47,56	46,84	52,69	53,74
TiO <sub>2</sub>	2,68	2,38	2,71	2,75	2,10	1,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,74	15,35	14,07	14,98	14,55	15,84
FeO <sub>общ</sub>	11,59	10,16	11,90	11,40	9,82	7,79
MgO	7,23	6,67	7,31	6,18	5,64	6,36
CaO	9,46	7,68	9,71	8,72	7,61	7,90
Na <sub>2</sub> O	4,02	4,24	3,44	3,43	3,82	2,38
K <sub>2</sub> O	1,72	3,36	1,30	3,53	1,76	2,57
Rb	24	40	26	85	25	75
Ba	—	—	380	970	495	1000
Sr	—	—	580	1300	625	700
Zr	360	356	295	353	305	50
La	—	—	34	80	30	14
Ce	—	—	92	167	55	28
Yb	—	—	2,7	3,1	2,4	2,1
Y	—	—	31	36	28	—
Cr	—	—	200	307	78	30
Ni	167	123	127	98	107	20
Co	54	39	48	38	45	32
K/Rb	595	697	415	345	584	284
Ni/Co	3,1	3,2	2,6	2,6	2,4	0,6

Примечание. 1, 2 — натриевые и калиевые базальты Центрально-Азиатской рифтовой системы [Кеержинская, 1979]; 3, 4 — среднее по натриевым и калиевым базальтам и андезитобазальтам (5) континентальных рифтовых зон и океанических островов, 6 — шошониты островных дуг [по Jakes, White, 1972].

встречающиеся в образованиях внутриплитового магматизма (океанические острова, траппы), континентальных рифтовых зон и геодинамических обстановок калифорнийского типа; во-вторых, породы шошонитовой серии, формирующиеся в тыловых зонах островных дуг.

В щелочных базальтах областей внутриплитового магматизма и континентальных рифтовых зон высоки содержания всех литофильных редких элементов (табл. 29), а элементов группы железа — на уровне океанических базальтов. Условно среди них можно выделить калиевую ( $K_2O/Na_2O \cdot 10 > 8$ ) и натровую ( $K_2O/Na_2O \cdot 10 < 5$ ) группы пород, но анализ магматизма континентальных рифтовых зон показывает, что между этими группами наблюдаются взаимопереходы. В целом в породах калиевой группы отмечаются более высокие концентрации элементов, кристаллохимически близких к K (Rb и Ba), а также несколько более высокие концентрации редких земель и циркония.

В породах шошонитовой серии, как и всех образований островных дуг, низок уровень содержания тугоплавких редких элементов, в первую очередь Zr, Hf, PЗЭ, Ti, а также элементов группы железа [Jakes, White, 1972]. Состав и содержания редких элементов в трахиандезито-базальтах щелочно-базальтовой серии, петрохимически близких островодужным шошонитам, приведены в табл. 29. Геохимически эти породы четко различаются по более низким содержаниям в шошонитах Ti, Zr, Hf, PЗЭ, Cr, Ni и пониженным значением в них величины Ni/Co.

Таким образом, породы шошонитовой и щелочно-базальтовой серий, формирующиеся в различных геодинамических обстановках, могут быть разделены по уровню содержаний в них редких элементов.

**Вулканы щелочной серии.** С породами щелочно-базальтовой серии часто ассоциируют эффузивы повышенной щелочности, в базальтовых разностях которых содержания щелочей достигают 6—7 и более процентов. В породах щелочной серии появляются щелочные темноцветные минералы, отмечаются высокие содержания фельдшпатоидов, чем они отличаются от пород щелочно-базальтовой серии. Наиболее четко их можно отличать по резкому обогащению некогерентными редкими элементами (Rb, Ba, Sr, Zr, Nb, PЗЭ и т. д.). Среди щелочных вулканитов выделяются породы двух групп: калиевой и натриевой. В связи с вулканоплутоническими комплексами таких пород известны проявления редкометалльной минерализации. Вулканы щелочной серии формируются в континентальных рифтовых зонах и в областях проявления внутриплитового магматизма. Изучением непосредственно щелочных вулканитов мы не занимались, поэтому геохимические данные по ним не приводятся.

**Вулканы латитовой серии.** На активных континентальных окраинах и в геодинамических обстановках калифорнийского типа широко развиты средние эффузивные породы повышенной щелочности, которые Л. В. Таусон [1977] выделяет в самостоятельный геохимический тип — вулканы латитовой серии. Наиболее полно геохимически латиты Забайкалья изучили М. Н. Захаров и В. С. Зубков [Таусон и др., 1984]. Латитовая серия включает дифференцированный ряд пород от шошонитов до риолитов при максимальном развитии латитовых разностей. В латитах вкрапленники представлены авгитом, гиперстеном, плагиоклазом № 35—60, а также рудными (ильменитом и титаномagnetитом) и апатитом. Среди минералов базиса появляются биотит и калиевый полевой шпат. В шошонитах из вкрапленников преобладают оливин и авгит, а в трахидацитах и риолитах — роговая обманка, биотит, в последних также встречаются калиевый полевой шпат и кварц.

Тренды эволюции пород латитовой и известково-щелочной серий на диаграмме АФМ близки. Существенное различие между породами этих серий состоит в том, что в дифференцированном ряду пород латитовой серии соотношение К и Na остается постоянным, а в кислых породах известково-щелочной серии доля К к сумме щелочей увеличивается. В некоторых латитах отмечаются сравнительно высокие содержания Ti и P.

Характерный геохимический признак латитов — высокие концентрации Ba и Sr и повышенные содержания PЗЭ. От петрохимически сходных пород шошонитовой серии они отличаются более высокими концентрациями редких элементов группы железа (табл. 30), что позволяет различать породы повышенной щелочности, формирующиеся в островных дугах и на активных окраинах.

**Вулканы бимодальной серии.** Как правило, вулканы бимодальной серии проявлены в районах с хорошо развитой континентальной корой: в континентальных рифтовых зонах, в геодинамических обстановках калифорнийского типа. Она объединяет как базальты, так и риолиты, причем кислые члены серий в ряде случаев по времени формирования опережают основные. Базальты бимодальной серии характеризуются повышенной щелочностью и относятся к породам щелочно-базальтовой серии. Среди кислых вулканитов отмечаются как плюмазитовые, так и агпайтовые (комендиты, пантеллериты) разности. В плюмазитовых разностях часто повышены содержания Li, F и целого ряда литофильных редких элементов. Субвулканические разности таких пород были впервые описаны для Монголии [Коваленко и др., 1971] и получили название онгонитов. Их детальное исследование, проведенное В. И. Коваленко [1977], показало, что они являются субвулканическими разностями редкометалльных литий-фтористых гранитов. Следует подчеркнуть, что все кислые члены бимодальной серии по химическому составу и содержаниям редких элементов очень близки к редкометалльным гранитам Забайкалья и Монголии, в связи с чем эти риолиты можно выделить в качестве редкометалльных вулканитов. Специфическая геохимическая черта их — высокие концентрации Rb (до 200 г/т и более), Li (до десятых долей процента), Cs (до сотых долей

## Геохимические типы латитов

Компонент	Серия				
	латитовая				шошонитовая
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	58,05	58,33	58,20	55,57	59,27
TiO <sub>2</sub>	1,30	1,07	1,20	1,30	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,40	16,16	15,30	15,49	15,90
FeO <sub>общ</sub>	6,25	7,25	6,80	6,90	5,20
MgO	2,82	3,38	3,10	6,38	5,45
CaO	5,00	5,50	5,20	6,69	5,90
Na <sub>2</sub> O	3,92	4,09	4,00	3,30	2,67
K <sub>2</sub> O	3,78	2,34	3,10	2,34	2,68
Rb	117	45	80	98	100
Ba	1400	1750	1575	—	850
Sr	1005	1370	1190	6660	850
Zr	390	274	330	180	150
Hf	5,5	—	5,5	—	3,2
La	70	78	74	—	18
Ce	122	151	136	—	35
Yb	2,4	3,0	2,7	—	1,2
Y	23	35	29	—	—
Cr	122	64	93	—	—
Ni	52	58	55	72	7,2*
Co	18	20	19	24	11,2*
K/Rb	268	520	320	198	222
Ni/Co	2,9	2,9	2,9	2,9	0,6

Примечание. 1 — латиты Забайкалья [по Таусону, Захарову, 1974; Таусону и др., 1984]; 2 — латиты Запада Северной Америки; 3 — среднее по латитам геодинамических обстановок калифорнийского типа; 4 — латиты Анд; 5 — латиты островных дуг [по Jakes, White, 1972]. Звездочкой помечены данные работы [Кузьмин, Пополитов, 1978].

процента), а также Sn, Ta, Nb, в то время как содержания Ba и Sr низкие (в некоторых разностях до 10 г/т). В редкометальных вулканитах известны проявления олова, бериллия, тантала. Таким образом, бимодальная серия представляет собой ассоциацию щелочных базальтов с кислыми редкометальными вулканитами.

## ГЛАВА 8

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ

Граниты с эвтектоидными соотношениями петрогенных компонентов различаются по уровням содержаний ряда редких элементов. Во многих случаях удается связать редкоэлементный состав гранитоидов с их генезисом или условиями формирования гранитных массивов [Таусон, 1977]. Установлена связь геохимических особенностей пород с геодинамическими условиями их проявления [Таусон, Кузьмин, 1976; Зоненшайн и др., 1976]. Все это послужило основанием для выделения геохимических типов гранитоидов [Таусон, 1973, 1974, 1977; Кузьмин, 1971; Коваленко и др., 1971, 1977]. В названиях рассмотренных ниже геохимических типов мы стремились отразить вещественные признаки пород.

В гранитоидах толеитового ряда Na преобладает над K и обычно почти полностью отсутствует среди породообразующих минералов калиевого полевого шпата. Рассматриваемые гранитоиды встречаются

среди офиолитовых комплексов, во фронтальных частях островных дуг, а также среди пород современных океанов [Gill, 1970; Таусон, Кузьмин, 1976; Coleman, Peterman, 1975; Aumento, 1969], т. е. они всегда тесно ассоциируют с толеитовыми базальтами, а в некоторых случаях удается даже доказать их генетическую связь. Обычно среди магматических пород офиолитов современных океанов плагиограниты толеитового ряда образуют небольшие тела или маломощные жилы. В Западном Саяне известны крупные массивы гранитоидов маинского комплекса, геохимически аналогичные гранитоидам офиолитов [Пополитов и др., 1973].

Среди образцов коренных пород океанического дна плагиограниты составляют менее 1%. Обычно они образуют маломощные жилы, секущие близкие по абсолютному возрасту долериты или базальты океанического дна [Engel, Fisher, 1975; Aumento, 1969]. По кремнекислотности среди гранитоидных пород океанического дна выделяются диоритовые и гранитные разности. Главные минералы плагиогранитов — зональный плагиоклаз № 40—20 (иногда № 10—5), кварц и амфибол, количество которого сильно варьирует, что обуславливает пятнистую, такситовую текстуру пород. В наиболее меланократовых разностях внутри зерен амфибола отмечаются включения кристаллов моноклинного или ромбического пироксена, а также оливина. В качестве второстепенных минералов присутствуют отдельные листочки биотита и зерна калиевого полевого шпата. В кислых разностях количество темноцветных минералов незначительно, породы сложены плагиоклазом и кварцем, создающими гранофировые срастания. Аналогичные гранитоиды встречаются среди магматических пород офиолитовых комплексов [Coleman, Peterman, 1975]. Плагиограниты обычно образуют жилы, они приурочены к низам дайковой серии и фиксируют уровень максимальной дифференциации базальтового очага [Кузьмин и др., 1983].

Гранитоиды маинского комплекса формируют многофазные интрузии, приуроченные, как показывают палеотектонические реконструкции [Зоненшайн и др., 1976], к нижнепалеозойской островной дуге. Первые фазы массивов комплекса сложены габброидами, а поздние — плагиогранитами [Таусон, 1977]. Плагиограниты состоят из плагиоклаза альбито-олигоклазового состава (40—50%), кварца (40—60%) и темноцветных (2—7%), среди которых отмечаются роговая обманка и биотит. Структуры пород гишидиоморфно-зернистые, отмечаются разности гранофирового и пегматоидного строения. Аналогичные плагиограниты вместе с габброидами сложают многофазные плутоны серии Вити-Леву на о-вах Фиджи (дуга Тонго — Кермадек). Установлена генетическая связь этих пород с островодужными толеитами.

Плагиограниты толеитового ряда — породы, пересыщенные кремнеземом ( $Q > +30$ ), в них Na преобладает над K ( $n = 90—95$ ), а в темноцветных минералах — Fe над Mg. В плагиогранитах крайне низки содержания всех литофильных редких элементов (Rb, Li, Be, Sn, Nb, Ta и т. п.), элементов группы железа и высоки значения K/Rb (табл. 31). Геохимические данные свидетельствуют о том, что плагиограниты являются крайними дифференциатами толеитовых магм. К сожалению, в настоящее время нельзя разделить плагиограниты — производные различных геохимических типов толеитовых магм.

Процесс формирования плагиогранитовых расплавов из базальтовых магм может происходить по-разному [Таусон, 1977]. Во-первых, гранитные жидкости могут быть результатом фракционной кристаллизации базальтовых магм. Во-вторых, они могут возникать в результате раскисления базальтовых расплавов под воздействием глубинных флюидов, богатых  $\text{SiO}_2$ , Na и  $\text{H}_2\text{O}$ , а именно такие флюиды должны подниматься от зон субдукции в геодинамических обстановках островных дуг [Пополитов и др., 1973]. В-третьих, плагиогранитные расплавы могут быть результатом селективного выплавления на начальных этапах плавления базальтов при высоких парциальных давлениях воды; возможность такого процесса экспериментально была показана Х. С. Йодером и К. Е. Тилли

Характеристика плагиогранитов толеитового ряда

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	Среднее
SiO <sub>2</sub>	74,4	75,3	72,5	76,4	71,5	73,3	70,1	73,3
TiO <sub>2</sub>	0,3	0,2	0,3	0,4	0,4	0,2	0,5	0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,4	12,6	14,2	12,8	13,2	13,5	14,4	13,3
FeO <sub>общ</sub>	3,3	1,6	2,9	0,8	5,4	2,5	2,8	2,8
MgO	0,5	0,4	1,4	0,9	0,5	1,3	1,3	0,9
CaO	3,0	2,0	1,5	0,8	3,3	3,7	1,9	2,3
Na <sub>2</sub> O	3,82	5,59	5,55	7,70	3,95	4,65	5,36	5,23
K <sub>2</sub> O	0,48	0,24	0,24	0,07	0,20	0,32	1,35	0,44
Rb	3,7	1,9	—	—	1,6	4,4	10,1	4,3
Ba	119	42	200	165	13	50	330	131
Sr	169	123	89	128	122	68	440	163
Zr	76	122	200	360	70	226	92	164
Hf	2,2	3,8	—	—	—	4,1	1,6	2,9
Nb	2,4	—	—	—	—	—	0,7	1,6
Ta	0,4	—	—	—	—	—	0,1	0,2
Pb	5,3	0,3	1,8	—	—	—	8	3,8
Zn	75	—	27	—	—	—	46	49
Cr	—	2	—	9	—	—	20	10
Ni	8,5	3	—	24	10	—	24	14
Co	12	4	—	9	5	—	16	9
Be	0,5	—	—	—	—	0,1	—	0,3
Sn	3,3	—	—	—	—	—	3	3,2
F	150	—	—	—	—	300	—	225
K/Rb	1076	1048	—	—	1037	603	1109	791

Примечание. 1 — майнский комплекс [Пополитов и др., 1973]; 2 — серия Вити-Леву, о-ва Фиджи [Gill, 1970]; 3 — Атлантика [Aumento, 1969]; 4 — Индийский океан [Engel, Fisher, 1975]; 5—7 — породы офиолитовых комплексов: Троодосского [Coleman, Peterman, 1975] (5), Хантайширского (6), Дзоленского (7).

[Таусон, 1977]. Однако как бы ни происходил сам процесс формирования кислых расплавов, важно, что рассматриваемые плагиограниты, несомненно, имеют прямую связь с толеитовыми расплавами.

Гранитоиды андезитового ряда объединяют широкий спектр пород, берущих свое начало от магм известково-щелочного состава [Таусон, 1977], формирующихся в островодужных обстановках. Некоторые исследователи рассматривают эти граниты в качестве глубинных аналогов андезитов островных дуг [Dickinson, 1970; Пополитов и др., 1973]. Палеотектонические реконструкции [Зоненшайн и др., 1976] показали, что рассматриваемые гранитоиды действительно служат составной частью зональностей палеостровных дуг, но приурочены не непосредственно к островной дуге, а формируются в самом тылу островных дуг, на континентальной окраине, за прогибами, выполненными терригенными осадками, фиксирующими прежние окраинные моря. В связи с тем, что среди вулканических пород островных дуг ведущее место занимают андезиты, Л. В. Таусон [1977] назвал эти гранитоиды гранитоидами андезитового ряда. В целях соблюдения краткости в названиях мы сохранили за ними это название, хотя более правильно именовать их гранитоидами натрового известково-щелочного ряда.

Гранитоиды андезитового ряда известны во многих районах мира: в Туве (таннуольский комплекс), в Монголии (телминский комплекс, карбоновые интрузии Долины Озер), на Западе Северной Америки (гранитоиды нижнемезозойского возраста), на Урале (гранитоиды габбро-гранитного и тоналит-гранодиоритового ряда) [Зоненшайн и др., 1976; Таусон, 1977; Кузьмин, Филишова, 1979; Ферштатер, Бородин, 1975]. Типичный

Характеристика гранитоидов андезитового ряда

Компонент	1	2	3	4	5	Среднее
SiO <sub>2</sub>	63,40	60,37	66,77	63,48	61,92	62,60
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,78	0,59	0,42	0,77	0,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,41	15,84	16,04	16,25	16,03	16,10
FeO <sub>общ</sub>	5,47	7,37	4,82	6,28	5,67	5,90
MgO	2,07	3,49	2,34	2,20	2,89	2,60
CaO	4,80	2,28	4,19	4,78	4,77	4,20
Na <sub>2</sub> O	4,70	3,40	3,53	3,75	4,38	3,95
K <sub>2</sub> O	2,19	2,59	2,65	1,64	1,76	2,16
Rb	33	84	106	53	57	67
Li	11	24	8	12	34	18
Ba	1120	1300	—	670	540	910
Sr	550	525	200	390	700	475
Zr	114	—	—	160	—	137
Nb	4	—	—	2,1	—	3
Ta	0,3	1,4	—	0,4	—	0,7
Pb	9,5	17,0	12,0	9,5	14,0	12,4
Zn	68	82	—	60	72	70
Cr	43	76	—	—	—	60
Ni	31	29	14	15	—	22
Co	19	22	12	9	—	16
V	84	90	112	70	—	90
Be	1,0	2,0	4,1	0,8	1,5	1,9
Sn	2,4	3,9	1,2	4,3	6,1	3,6
F	510	555	—	700	800	640
K/Rb	550	256	207	256	256	268

Примечание. 1 — карбоновые интрузии Долины Озер (МНР); 2 — тэлминский комплекс (МНР) [Павленко и др., 1974]; 3 — тоналит-гранодиоритовая формация Урала [Ферштатер, Бородина, 1975]; 4 — таннуольский комплекс Тувы [Пополитов и др., 1973]; 5 — джидинский комплекс Западного Забайкалья [Петрова, 1972; Дистанова, 1975].

пример гранитоидов данного геохимического типа — таннуольский комплекс Тувы [Пополитов и др., 1973], который прослежен на восток до Западного Забайкалья, где он раньше выделялся в качестве первой фазы джидинского комплекса [Дистанова, 1975]. Мы исследовали гранитоиды этого типа на примере массивов карбонового возраста Долины Озер (МНР). Ранние породы массивов гранитоидов андезитового ряда представлены обычно диоритами, а главные фазы сложены тоналитами и гранодиоритами, в качестве породообразующих минералов которых выступают плагиоклаз № 25—32 (50—60%), обыкновенная роговая обманка (10—15%), биотит (5—10%), кварц (10—20%) и калиевый полевой шпат (5—10%), а аксессуарных — сфен и апатит. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Рассматриваемые породы относятся к слабопересыщенным и пересыщенным кремнеземом ( $Q = 5-25$ ) и богатым или умеренно богатым щелочами ( $a/c = 2-6$ ). Значение параметра  $a$  варьирует в среднем от 10 до 14. Во всех породах Na преобладает над K ( $n > 65$ ), в темноцветных минералах — Fe над Mg.

В рассматриваемых гранитоидах (табл. 32) содержания литофильных редких элементов выше, чем в плагиогранитах толеитового ряда. Однако концентрации большинства литофильных элементов (редкие щелочи, Be, Sn и т. п.) в них значительно ниже, чем в среднем для гранитов [Виноградов, 1962]. В процессе становления массивов в породах поздних фаз не отмечается существенного увеличения содержаний литофильных элементов.

С гранитоидами андезитового ряда парагенетически связаны золото-шеелитовые, полиметаллические и медно-колчеданные рудопроявления [Таусон, 1977; Зоненшайн и др., 1976].

Касаясь вопросов генезиса этих пород, следует подчеркнуть, что в образовании их определенная роль принадлежит процессам, протекающим в зонах субдукции. Какова доля мантийного и корового материала в образовании магматических расплавов, судить сейчас трудно, так как детальных геохимических исследований этих гранитоидов не проводилось.

**Гранитоиды известково-щелочного ряда.** Граниты и гранодиориты известково-щелочного ряда образуют в складчатых поясах крупные батолитообразные массивы или пояса массивов, например Сусамырский батолит в Киргизии, Калифорнийский, Невадийский в Береговой Кордильере Северной Америки, Андийский — Южной Америки, Бага-Хентейский, или пояс гранитоидов удской серии, в Монголо-Охотском поясе, и т. п. Палеотектонические реконструкции позволяют установить, что гранитоиды известково-щелочного ряда наиболее широко проявлены в геодинамических обстановках активных континентальных окраин невадийского типа и в центральных частях структурно-магматической зональности калифорнийского типа [Зоненшайн и др., 1976]. Полярность магматизма, свойственная поясам батолитов, позволяет полагать, что гранитоиды известково-щелочного ряда связаны с глубинными сейсмофокальными зонами.

Гранитоиды этого типа изучались нами на примере Монголо-Охотского пояса. Крупные батолитообразные массивы гранодиоритов известково-щелочного ряда формируются в мезоабиссальных фациях глубинности. Обычно массивы имеют четкие зоны эндоконтактов, что позволяет рассматривать их как перемещенные тела. Реже отмечаются неперемещенные массивы гранитоидов известково-щелочного ряда, образующие гранитогнейсовые купола или валы [Антипин, 1977; Коваль, Смирнов, 1979; Ухина, Коген, 1975; Кузьмин, Антонов, 1980]. Наряду с мезоабиссальными интрузиями в складчатых поясах развиты небольшие гипабиссальные интрузии гранитов известково-щелочного ряда, внедрение которых связано с глубинными разломами. Геофизические исследования, проведенные в Забайкалье и Монголии [Турутанов, Зорин, 1978], показали, что все эти массивы являются выступами крупных батолитообразных подземных тел гранитоидного состава. Подземные тела, например в Их-Хайрханском или Ульдза-Ималкинском районах МНР, имеют размеры от  $80 \times 30$  до  $150 \times 20$  км, т. е. они вполне соизмеримы с массивами гранодиоритов известково-щелочного ряда мезоабиссальных фаций глубинности.

Мезоабиссальные плутоны гранитоидов известково-щелочного ряда, как правило, имеют простое строение. Главные интрузивные фазы сложены средне-, крупнозернистыми, часто порфировидными гранодиоритами, которые в эндоконтактах сменяются кварцевыми диоритами. Поздние фазы (дополнительных интрузий), образующие пластовые интрузивные тела, сложены биотит-амфиболовыми, реже биотитовыми гранитами. Все эти породы пересекаются жилами жильных гранитов и пегматитов. Завершают формирование массивов дайки гранодиорит- и гранит-порфиров.

В гранодиоритах известково-щелочного ряда содержания плагиоклаза (№ 40—25) и калиевого полевого шпата примерно равны. Количество темноцветных (биотита и амфибола) составляет 10—20%, а кварца — 25%. Акцессорные представлены сфеном, апатитом, цирконом, ортитом и рудным (магнетит). По характеру парагенезиса минералов гранодиориты относятся к породам нормальной щелочности и отвечают полю I щелочности на диаграмме Д. С. Коржинского [1957]. Биотиты из гранодиоритов представлены флогопит-аннитами переменного состава, железистость их — нормальная для гранитоидных пород. Калиевые полевые шпаты относятся, как правило, к высоким или промежуточным ортоклазам ( $\Delta p = 0,0—0,2$ ). Для них характерны высокие концентрации Ba (0,6—1,0%) и Sr (360—865 г/т), низкие — Rb (182—260 г/т).

## Характеристика гранодиоритов (мезоабиссальная фация) и гранитов (гиабиссальная фация глубинности) известково-щелочного ряда

Компонент	Гранодиориты							Граниты
	1	2	3	4	5	6	Среднее	
SiO <sub>2</sub>	—	—	68,00	68,73	65,83	68,4	67,8	73,1
TiO <sub>2</sub>	—	—	0,47	0,40	0,51	0,4	0,4	0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	15,08	15,67	15,52	15,3	15,4	13,7
FeO <sub>общ</sub>	—	—	3,15	2,95	4,35	2,7	3,2	2,2
MgO	—	—	1,23	0,95	1,98	1,2	1,3	0,4
CaO	—	—	2,50	2,03	3,66	3,2	2,7	1,1
Na <sub>2</sub> O	3,64	3,23	3,98	4,26	4,04	3,40	3,75	3,7
K <sub>2</sub> O	3,86	5,06	3,83	3,76	3,29	3,6	3,90	4,36
Rb	170	230	130	170	64	118	147	232
Li	32	90	56	58	28	37	50	40
Ba	—	1100	700	560	1800	1000	1000	420
Sr	—	220	220	160	590	500	340	145
Zr	—	110	200	—	232	100	160	—
Pb	25	37	23	15	29	20	25	20
Zn	56	48	53	36	74	—	57	33
Cr	—	7	—	18	57	30	28	—
Ni	—	5	—	4	28	10	12	—
Co	—	—	—	3	14	10	9	—
Be	—	6	2,5	2,7	1,8	1,0	3,2	3,9
Sn	—	6	5,2	4,7	2,9	—	4,7	5,1
F	1000	900	800	670	900	—	850	700
K/Rb	188	182	244	184	425	253	220	156

Примечание: 1 — Сусамырский батолит, Тянь-Шань [Таусон, 1961, 1977]; 2 — Горские граниты, ЧССР и ГДР [Таусон, 1977]; 3 — кыринский комплекс, Забайкалье [Козлов, Свядковская, 1977]; 4 — Бага-Хентейский батолит, Монголия [Коваль и др., 1978; Якимов и др., 1978]; 5 — удская серия, Становик [Кузьмин, Антонов, 1980]; 6 — батолит Сьерра-Невада [Dodge, 1972].

Главные фазы гиабиссальных массивов гранитоидов известково-щелочного ряда сложены биотитовыми гранитами, которые иногда в эндоконтактах сменяются гранодиоритами. Породы главных фаз пересекаются пластовыми телами дополнительных интрузий и жилами пегматитов и жильных гранитов. Среди пород поздних фаз часто появляются двуслюдяные разновидности с гранатом и турмалином. Граниты главной фазы состоят из плагиоклаза (30—35%), калиевого полевого шпата (25—33%), кварца (25—35%) и биотита (до 5%). Среди акцессорных установлены сфен, апатит, циркон, флюорит, ортит, иногда монацит. Парагенетический анализ позволяет отнести эти граниты к породам поля I щелочности диаграммы Д. С. Коржинского. Биотит гранитов представлен разновидностью, близкой к сидерофиллиту. Калиевый полевой шпат имеет состав  $Or_{83-87}Ab_{13-17}$ , а по степени упорядоченности отвечает решетчатому микроклину. Он содержит высокие концентрации Rb (500—1000 г/т), а Ba и Sr в нем соответственно 600—2000 и 130—230 г/т.

Гранодиориты известково-щелочного ряда относятся к породам, пересыщенным кремнеземом ( $Q = +15 \div +30$ ), умеренно богатым щелочами, в меланократовой составляющей породы Fe несколько преобладает над Mg ( $f' \approx 45$ ;  $m' \approx 35$ ). Граниты известково-щелочного ряда содержат еще большие количества свободного кремнезема ( $Q > +30$ ), Fe в них резко преобладает над Mg ( $f' \gg m'$ ).

При расчете среднего по гранодиоритам использовались данные из разных регионов (табл. 33), средние по гранитам даны на примере известково-щелочных гранитов Монголии [Мезозойская и кайнозойская тектоника, 1975]. Содержания большинства редких элементов в гранодиоритах близки к кларковым для гранитов [Виноградов, 1962], причем одних (Ba

и Sr) — несколько выше среднего для гранитов, других (Rb, Be, Sn) — несколько ниже. В гранитах известково-щелочного ряда отмечается увеличение содержаний большинства литофильных редких элементов и уменьшение концентраций Ba и Sr. Однако большинство элементов остается в них на уровне кларковых и только Rb превышает среднее для гранитов значение.

С гранодиоритами известково-щелочного ряда часто ассоциирует золотое, реже молибденовое оруденение. С гипабиссальными интрузиями гранитов генетически связаны грейзеновые и кварцево-жильные месторождения олова и вольфрама. В рудоносных массивах в породах поздних фаз повышаются содержания рудных элементов и резко увеличиваются дисперсии концентраций элементов [Кузьмин, Антипин, 1972].

Гранитоиды с вулканитами известково-щелочного ряда иногда образуют вулканоплутонические пояса [Кузьмин, 1977]. В активных континентальных окраинах первичные мантийные магмы щелочно-базальтового или андезитового состава, внедряясь в земную кору, вызывают выплавление гранитных расплавов. Взаимодействие мантийных и коровых расплавов по механизму, предложенному В. С. Коптевым-Дворниковым [1952, 1953], может привести к образованию пород известково-щелочного ряда. Трансмагматические потоки, поднимающиеся из мантии и берущие начало от зоны Беньюффа, проникая в земную кору, могут вызывать формирование перемещенных гранитоидов. Трудно оценить масштабы того или другого процесса; несомненно одно: при формировании поясов гранитоидов известково-щелочного ряда ведущая роль принадлежит глубинным процессам.

Гранитоиды латитового ряда включают в себя породы преимущественно средней основности, с повышенной щелочностью. При петрологических исследованиях эти породы обычно объединяют в габбро-монцонит-сиенитовый формационный тип, который, по мнению Ю. А. Кузнецова [1964], отличается пестрым и неустойчивым составом. Впервые название «гранитоиды латитового ряда» предложил Л. В. Таусон, чтобы подчеркнуть генетическую связь гранитоидов с латитовыми магмами. Палеотектонические реконструкции показывают, что эти гранитоиды проявлены в периферических частях зональностей калифорнийского, андийского и невадидского типов [Зоненшайн и др., 1976].

В качестве модельного объекта таких гранитоидов можно рассматривать акатуевский комплекс Восточного Забайкалья, детально изученный М. Н. Захаровым [1972]. Строение массивов комплекса многофазное. Ранняя фаза представлена оливниновыми монцонитами и монцогаббро, вторая, главная, — монцонитами и кварцевыми монцонитами, заключительная (фаза дополнительных интрузий) — сиенит-порфирами и кварцевыми сиенит-порфирами. Формирование пород ранней и главной интрузивных фаз массивов происходит часто одновременно с излияниями коматических с гранитоидами трахибазальтов и латитов. Характерная черта пород комплекса — их высокая щелочность (поля II—III щелочности диаграммы щелочности гранитоидов Д. С. Коржинского). Единую генетическую группу пород в Восточном Забайкалье совместно с породами акатуевского комплекса образуют гранодиориты и биотит-амфиболовые граниты шахтаминского и амуджикано-сретенского комплексов [Кузьмин, 1971].

Максимально развиты среди пород данного геохимического типа гранодиорит-адамеллитовые разновидности пород, состоящие из плагиоклаза № 30—50, калиевого полевого шпата, кварца, роговой обманки и биотита. В сиенит-диоритовых и габбро-монцонитовых разновидностях появляется в породах пироксен, обычно парагенный с калиевым полевым шпатом [Кузьмин, Антипин, 1972; Захаров, 1972]. В гранитоидах латитового ряда высок процент порфиридных и резкопорфиридных разновидностей, содержащих крупные вкрапленники калиевого полевого шпата, формирующиеся на ранних этапах образования пород [Антипин и др., 1969]. В крупных вкрапленниках различных по составу пород (от гранитов до монцо-

Характеристика гранитоидов латитового ряда

Компонент	Гипабиссальные					Мезоабиссальные	
	1	2	3	4	Среднее	5	Среднее
SiO <sub>2</sub>	64,7	61,8	66,9	70,5		59,1	
TiO <sub>2</sub>	0,6	0,3	0,45	0,5		0,9	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,5	18,0	15,0	13,3		17,3	
FeO <sub>общ</sub>	5,1	3,2	2,9	2,5		4,0	
MgO	2,5	1,3	2,4	1,6		2,4	
CaO	3,6	2,7	2,8	2,1		4,3	
Na <sub>2</sub> O	2,8	4,45	4,43	4,10	4,55	4,95	4,20
K <sub>2</sub> O	4,3	4,12	4,10	4,10	4,25	4,25	4,95
Rb	144	116	142	145	125	80	140
Li	40	30	35	70	21	8	27
Ba	1300	1600	915	860	1700	5800	1550
Sr	618	1200	550	440	700	1300	650
Zr	248	—	—	—	200	425	(410)
Pb	23	25	24	30	23	19	19
Zn	66	50	46	39	70	71	64
Cr	28	40	—	—	14	40	18
Ni	15	21	—	—	7	45	7
Co	8	6	—	—	3	40	8
V	66	32	—	—	45	110	24
Be	4,9	3,5	3,0	4,6	2,2	1,7	2,8
Sn	6,2	4,0	3,5	5,0	5,0	4,9	3,8
F	560	1200	700	800	600	1780	500
K/Rb	248	295	240	235	282	440	293

Примечание. 1 — монциты, Приморье (П. Г. Недашковский, устное сообщение, 1980); 2 — монциты, акаутевский комплекс [Захаров, 1972]; 3 — гранодиориты, шахтаминский комплекс; 4 — граниты, амуджикано-среднеазиатский комплекс [Кузьмин, Антипин, 1972]; 5 — сиенит-диориты, Становик [Кузьмин, Антонов, 1980]; средние — по Л. В. Таусону [1977].

нитов) уровни концентраций редких элементов близки, в них очень высокие содержания Ba и Sr, выше, чем в калиевом полевоом шпате основной массы, и более низкие, чем в основной массе, содержания Rb. Биотиты гранитоидов латитового ряда, независимо от основности пород, относятся к магнезиальному ряду, для них характерно присутствие Ti в тетраэдрической координации, что косвенно может свидетельствовать о повышенной щелочности пород [Коваль и др., 1972].

Гранитоиды латитового ряда отличаются от аналогичных по кремнекислотности пород известково-щелочного ряда более высокой щелочностью, большим содержанием K (для гранодиоритов  $n = 50-60$ ) и преобладанием Mg в темноцветной составляющей породы ( $m' \approx 45$ ;  $f' \approx 35$ ).

Характерной геохимической чертой гранитоидов латитового ряда являются высокие содержания в них Ba и Sr (табл. 34). Уровни содержания остальных элементов в этих породах близки к средним для гранитоидов [Виноградов, 1962], только концентрации Rb несколько ниже кларковых.

Рассмотренные выше гранитоиды латитового ряда свойственны гипабиссальным трещинным массивам. В тылу окраин невадийского типа или в связи с внутриконтинентальными зонами Беньоффа известны крупные батолитоподобные мезоабиссальные плутоны, сложенные гранитоидами повышенной щелочности [Зоненшайн и др., 1976]. Л. В. Таусон [1977] выделил эти гранитоиды в качестве самостоятельного геохимического типа — палингенных гранитоидов щелочного ряда. По составу и уровням содержания редких элементов эти породы близки гранитам латитового ряда гипабиссальных фаций глубинности, поэтому мы считаем возможным

выделить их в качестве гранитоидов латитового ряда мезоабиссальных фаций глубинности (см. табл. 34).

Гранитоиды латитового ряда имеют важное металлогеническое значение [Таусон, 1977]. С ними связаны месторождения полиметаллов, золота, молибдена, а также минерализации олово-сульфидного типа. Наиболее продуктивны гиабиссальные массивы, сложенные дифференцированной серией пород.

В формировании рассматриваемых пород, несомненно, принимали участие глубинные мантийные магмы [Таусон, 1977; Таусон и др., 1984]. При образовании гранитоидов латитового ряда, возможно, происходит смещение первичных щелочно-базальтовых мантийных магм с кислыми коровыми расплавами [Таусон и др., 1984]. В образовании батолитообразных массивов мезоабиссальных фаций глубинности, очевидно, большую роль играют процессы палингенного выплавления магм под влиянием первичных мантийных расплавов и трансмагматических потоков повышенной щелочности.

В **плюмазитовых редкометальных лейкогранитах\*** высоки содержания большинства литофильных редких элементов, ранее они выделялись нами под названием «литий-фтористые граниты» [Коваленко и др., 1971]. В настоящей работе принято название, предложенное Л. В. Таусоном [1977]. Плюмазитовые редкометальные лейкограниты широко проявлены в геодинамических обстановках калифорнийского и андийского типов, в континентальных рифтовых зонах, а также в областях внутриплитового магматизма [Зоненшайн и др., 1976; Коваленко, 1977].

Наиболее распространенная петрографическая разновидность среди плюмазитовых редкометальных лейкогранитов — аляскиты, содержащие в очень небольших количествах (1—5%) биотит, изменяющийся по составу от сидерофиллита до протолитионита. Отмечаются зональные кристаллы слюды, состав которых в центре отвечает сидерофиллиту, а на периферии — циннвальдиту: В аляскитах главные минералы — плагиоклаз № 25—4 (23%), калиевый полевой шпат (36%), кварц (38%). Акцессорные, среди которых отмечаются флюорит, топаз, циркон, монацит и рудные (магнетит, мартит, колумбит, касситерит, ильменит), составляют 0,5%. Замечательная особенность рассматриваемых гранитоидов состоит в появлении в процессе их дифференциации амазонитовых и лепидолитовых разновидностей пород. Важная в генетическом отношении разновидность плюмазитовых редкометальных лейкогранитов — онгониты. Это обогащенные Li и F топазсодержащие кварцевые кератофиры, состоящие из крапленников альбита, калиевого полевого шпата, кварца, реже литиевого мусковита и топаза и микрозернистой основной массы, в которой отмечаются те же минералы и в небольшом количестве нераскристаллизованное стекло. Находка онгонитов, служащих субвулканическими аналогами альбит-лепидолитовых гранитов, указывает на возможность магматического генезиса этих пород [Коваленко и др., 1971].

По химическому составу плюмазитовые редкометальные лейкограниты располагаются между средним аляскитом и аплитом по R. Дэли, отличаясь от них несколько повышенным значением параметра *a*. По петрохимическим параметрам они практически неотличимы от кислых дифференциатов гранитоидов других геохимических типов. В то же время высокие концентрации большинства литофильных редких элементов (Li, Rb, Be, Sn, Nb, Ta и т. п.) и очень низкие концентрации Ba и Sr позволяют надежно выделять данный геохимический тип гранитов (табл. 35).

Плюмазитовые редкометальные лейкограниты имеют очень важное металлогеническое значение, так как практически в любом массиве таких гранитов можно ожидать проявлений редкометального сырья. Более того,

\* С плюмазитовыми редкометальными лейкогранитами и агпайтовыми гранитами и щелочными породами генетически связан целый комплекс редкометальных месторождений, поэтому эти породы рассматриваются как редкометальные. Подробное петрологическое и геохимическое описание редкометальных гранитоидов можно найти в работах [Коваленко и др., 1971; Коваленко, 1977].

Характеристика плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов

Компонент	1					Среднее	Компонент	2					Среднее
	1	2	3	4	5			1	2	3	4		
SiO <sub>2</sub>	72,2	74,9	—	74,5	73,9		Nb	36	36	32	30	34	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,6	12,9	—	12,65	13,3		Ta	4,0	4,1	12	5,6	6,4	
FeO <sub>общ</sub>	1,8	1,8	—	2,0	1,9		Pb	(78)	27	24	28	26	
MgO	0,5	0,1	—	0,1	0,2		Zn	80	39	29	42	47	
CaO	0,7	0,6	—	0,7	0,7		Cr	9	—	4	—	6	
Na <sub>2</sub> O	3,65	4,11	3,24	3,88	3,72		Ni	7	—	3	—	5	
K <sub>2</sub> O	5,00	4,45	4,70	4,87	4,73		V	11	—	12	—	12	
Rb	405	367	400	363	380		Be	11	7,0	9	9,1	9,0	
Li	137	110	200	108	140		Sn	18	8,1	29	8,9	16,0	
Ba	200	130	275	170	195		B	24	20		35	26	
Sr	80	50	77	100	75		F	1510	2700	1900	2400	2100	
Zr	122	185	80	—	130		K/Rb	102	103	98	109	103	
Hf	—	8,4	3,7	—	6,0								

Примечание. 1 — Восток СССР (П. Г. Недашковский, устное сообщение, 1980); 2 — Монголия [Коваленко и др., 1971; Якимов и др., 1978]; 3 — Рудные горы, ЧССР [Таусон, 1977]; 4 — Забайкалье [Кузьмин, Антипин, 1972; Козлов, Свадковская, 1977].

как показывают исследования редкометалльных гранитов Монголии, во многих поздних породах таких массивов повышены концентрации редких металлов и в процессе развития технологии обогащения они могут использоваться как руды.

В настоящее время можно считать доказанным, что все разновидности редкометалльных гранитов, вплоть до альбит-лепидолитовых, имеют магматический генезис, хотя еще совсем недавно господствовало мнение об их метасоматическом происхождении. Образование литий-фтористых расплавов, как показывают петрологические и экспериментальные исследования, возможно из остаточных гранитных расплавов в условиях повышенных потенциалов Li и F [Коваленко, 1977]. Такие расплавы можно рассматривать как результат глубокой дифференциации (эволюции) гранитоидных систем.

Тип агпаитовых гранитов и щелочных пород объединяет породы повышенной щелочности, в которых  $K_{ар} > 1$ , среди породообразующих минералов отмечаются щелочные амфиболы и пироксены, а также фельдшпатоиды. Породы рассматриваемого геохимического типа образуют трещинные интрузии или межформационные залежи. Экзоконтактные изменения проявлены слабо и выражаются в маломощных зонах ороговикования и фенитизации. Агпаитовые граниты и щелочные породы встречаются в периферических частях структурно-магматических зональностей, свойственных геодинамическим обстановкам калифорнийского и андийского типов, а также в областях внутриплитового магматизма [Зоненшайн и др., 1976]. Выделяемый геохимический тип объединяет, очевидно, две генетически различные группы пород: поздние продукты эволюции щелочно-базальтовых магм [Таусон, 1977] и поздние дериваты гранитоидных систем. Последние, как показано выше, известны в связи с кайнозойскими кислыми магмами на Западе Северной Америки, а также среди мезозойских образований Монголо-Охотского пояса [Коваленко и др., 1971]. Имеющиеся данные не позволяют разделить эти две группы пород с помощью петрогеохимических признаков, поэтому они выделяются нами в рамках единого геохимического типа.

Среди пород рассматриваемого типа наиболее распространены моношпатовые аляскиты и щелочные граниты. Аляскиты сложены калиевым полевым шпатом — пертитом (60—70%) и кварцем (30—40%), образующими гранофировые сростания. Биотит отмечается в качестве второстепенного минерала, состав его варьирует от сидерофиллитов до сильно

Характеристика агпайтовых гранитов

Компонент	1					Среднее	Компонент	2				
	1	2	3	4	Среднее			1	2	3	4	Среднее
SiO <sub>2</sub>	71,8	73,2	75,2	71,7	73,0	Hf	—	17	80	36	45	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,4	12,6	9,4	11,9	11,6	Nb	134	15	75	46	70	
FeO <sub>общ</sub>	3,8	2,4	4,2	4,1	2,6	Ta	13	1,1	7,4	2,8	6	
MgO	0,45	0,25	0,04	0,2	0,3	Pb	38	20	23	60	35	
CaO	0,9	0,6	0,3	0,5	0,6	Zn	270	74	113	404*	190	
Na <sub>2</sub> O	4,3	4,43	5,06	6,15	4,95	Cr	15	—	—	—	15	
K <sub>2</sub> O	4,8	5,21	4,95	3,34	4,58	Ni	7	—	—	—	7	
Rb	328	176	180	140	200	Co	6	—	—	—	6	
Li	69	25	75	214*	80	Be	6	3,4	6,0	11,7	6,8	
Ba	60	180	20	—	85	Sn	13	4,9	6,9	15,8	10,2	
Sr	40	15	8	—	20	F	1620	1160	1440	1720	1420	
Zr	1070	580	3280	—	1600	K/Rb	121	209	228	198	190	

Примечание. 1 — Восток СССР (П. Г. Недашковский, устное сообщение, 1980); 2 — вулканический пояс Монголии [Коваленко и др., 1971; Якимов и др., 1978]; 3 — Хан-Богдинский массив, Монголия; 4 — Северо-Восточная Тува [Коваленко, 1977].

\*Звездочкой помечены данные, рассчитанные по единичным анализам.

магневых биотитов. Щелочные граниты представлены рибекитовыми и рибекит-эгириновыми разностями. В них также преобладает калиевый полевой шпат — пертит (60—65%), отвечающий по составу  $Or_{43-63}Ab_{37-57}$ . Кварца в породах 30—35%, щелочного амфибола — 3—4, эгирина — 1,5—2%, в небольших количествах (1—2%) отмечается плагиоклаз № 5—12.

По составу амфиболов среди щелочных гранитов выделяется две группы: гранитоиды с амфиболами рибекит-гастингситовой серии; гранитоиды с малокальциевыми амфиболами рибекит-арфведсонитовой изоморфной серии. Рибекит-гастингситовые разности гранитов бедны акцессорными минералами, среди которых отмечаются только ильменит, циркон и флюорит. Породы жильной серии представлены всевозможными порфировыми разностями. Для них характерны постепенные переходы в граносиениты, кварцевые сиениты и в моношпатовые граниты. В щелочных гранитах с амфиболом рибекит-арфведсонитовой серии содержания акцессорных минералов более значительны, особенно в породах поздних фаз. Здесь наблюдаются ильменит, монацит, астрофиллит, торит, циркон, корунд, танталониобаты, сфен и ряд редкометалльных минералов. Среди жильных образований отмечаются обогащенные темноцветными и редкометалльными минералами пегматиты, экериты и грорудиты.

По химическому составу щелочные граниты близки к средним составам щелочных гранитов и пазанитов по Р. Дэли. Для них характерны высокий  $K_{gr}$  и пониженные значения  $a$ . Средние содержания большинства редких элементов в щелочных гранитах близки к средним для гранитов (табл. 36), однако все они в разной степени обогащены Zr, Hf, Nb, Ta, PЗЭ, а концентрации Ba и Sr в них значительно ниже кларковых. В гранитах с рибекит-гастингситовым амфиболом не отмечается заметного увеличения содержания редких элементов в поздних породах. В поздних дифференциатах щелочных гранитов с рибекит-арфведсонитовым амфиболом, наоборот, происходит значительное увеличение содержания многих редких элементов, которые в куполовидных выступах тел поздних пород достигают: Li — до 480 г/т, Rb — 460 г/т, Zr — до 5%, PЗЭ — 0,5, Th — 0,01%. Именно с этими разновидностями щелочных гранитов связана редкометалльная (ниобий-цирконий-редкоземельная) минерализация.

**Сравнительная характеристика геохимических типов гранитоидов.** Выделенные геохимические типы гранитоидов развиты в фанерозойских подвижных поясах. Они разделяются по содержаниям редких элементов,

некоторые типы имеют отличительные петрохимические особенности или специфические минеральные парагенезисы. Например, в плаггиогранитах толеитового и гранитах андезитового рядов К преобладает над Na, в гранитоидах латитового ряда повышена щелочность, и т. п. Среди редких элементов наиболее информативны Rb, Li, Sr, Ba, F, а для выделения гранитоидов повышенной щелочности — Zr, Hf, Nb, Ta, PЗЭ. Некоторые геохимические параметры закономерно изменяются от плаггиогранитов толеитового ряда к плюмазитовым редкометальным лейкогранитам. Например, содержания Rb и величина Rb/Sr отношения в этом ряду гранитоидов связаны прямой корреляционной зависимостью, так как рассматриваемые гранитоиды представляют собой естественный природный ряд пород, но каждый член этого ряда индивидуален. Различия определяются, очевидно, двумя причинами. Во-первых, гранитоиды формируются при разных физико-химических условиях; во-вторых, породы рассматриваемых геохимических типов образованы различными первичными магмами, каждая из которых имеет свои геохимические характеристики.

Как известно, физико-химические условия минералообразования определяются соотношением компонентов в минералах переменного состава [Коржинский, 1957; Жариков, 1959]. В гранитоидах проходящим минералом переменного состава служит биотит, следовательно, если физико-химические условия формирования рассматриваемых геохимических типов гранитов различаются, то это должно сказаться на составе биотитов из таких гранитов. Для проверки названного положения был проанализирован состав биотитов гранитоидов андезитового [Ферштатер, Бородина, 1975; наши данные по гранитам Долины Озер МНР], латитового [Коваль и др., 1972], известково-щелочного [Антипин, 1977; Козлов и др., 1978; Антонов, Кузьмин, 1976; Коваленко, 1977] рядов и редкометальных плюмазитовых и агпаитовых гранитов [Коваль и др., 1972; Коваленко и др., 1971]. Химические составы слюд пересчитывались на формульную единицу слюды по методу Стивенса [Stevens, 1946], исходя из 22 валентных единиц в формуле слюд, приходящихся как на катионы, так и на анионы. Соответствующие анализы слюд опубликованы в упомянутых выше статьях и монографиях, поэтому мы даем только сводные диаграммы состава слюд (рис. 35, а, б).

Рассматриваемые слюды охватывают практически всю область составов биотитов: магнезиальные биотиты максимально развиты в гранитоидах латитового ряда, такие же составы слюд отмечаются частично в агпаитовых гранитах; промежуточный между магнезиальными и железистыми биотитами состав имеют слюды из гранитоидов андезитового ряда и гранодиоритов мезоабиссальных фаций глубинности известково-щелочного ряда; биотиты гранитов гипабиссальных фаций глубинности известково-щелочного ряда соответствуют главным образом железистым биотитам; наконец, слюды из редкометальных плюмазитовых лейкогранитов отвечают сидерофиллитам и лепидомеланам. Четко разделяются составы слюд из гранитоидов различных геохимических типов и на диаграмме Хейнриха (см. рис. 35, б), позволяющей по составу биотитов определять первичную природу материнских пород [Engel, Engel, 1960]. Слюды из гранитоидов латитового ряда попадают в поле материнских пород диоритов — габбро; из гранитоидов андезитового и гранодиоритов известково-щелочного рядов мезоабиссальных фаций глубинности — в поле материнских пород кристаллических сланцев и гнейсов; из гранитов гипабиссальных массивов того же геохимического типа — в поле гранитов, а слюды из редкометальных плюмазитовых лейкогранитов — в поле пегматитов.

Приведенные данные свидетельствуют, что слюды гранитов различных геохимических типов имеют разный состав. Аналогичные данные получены и для калиевых полевых шпатов рассматриваемого ряда гранитоидов [Антипин и др., 1969; Антипин, 1977]. Таким образом, составы породообразующих минералов гранитоидов в выделенных геохимических типах существенно различаются, что связано, очевидно, с неоднородностью

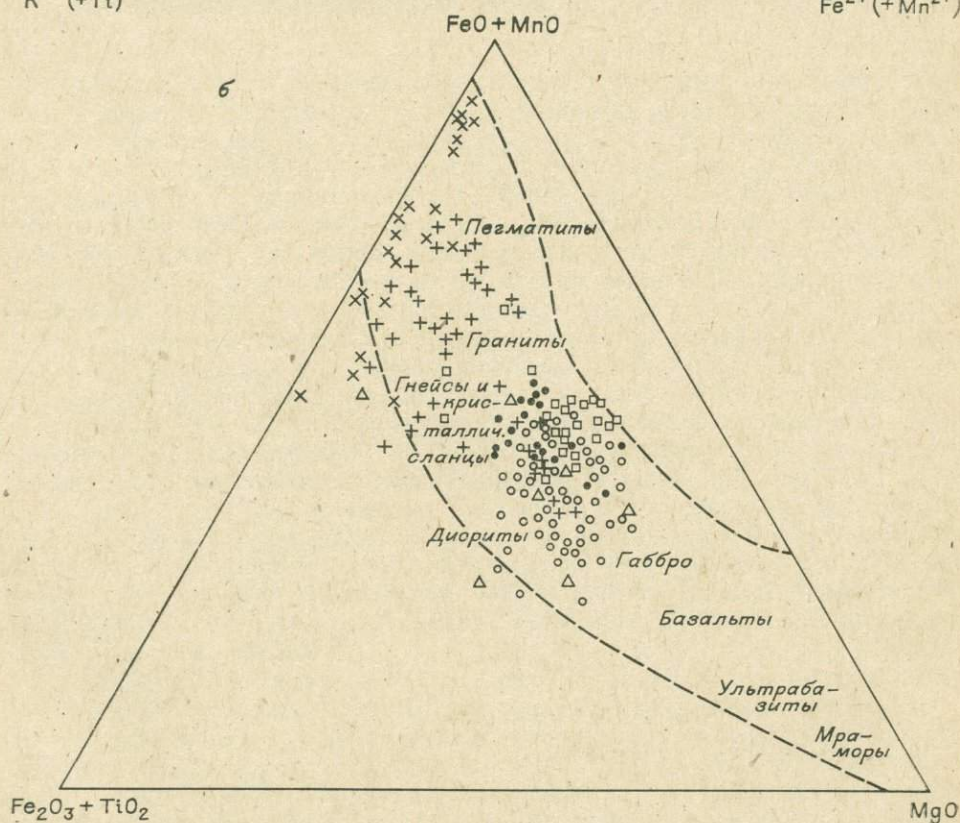
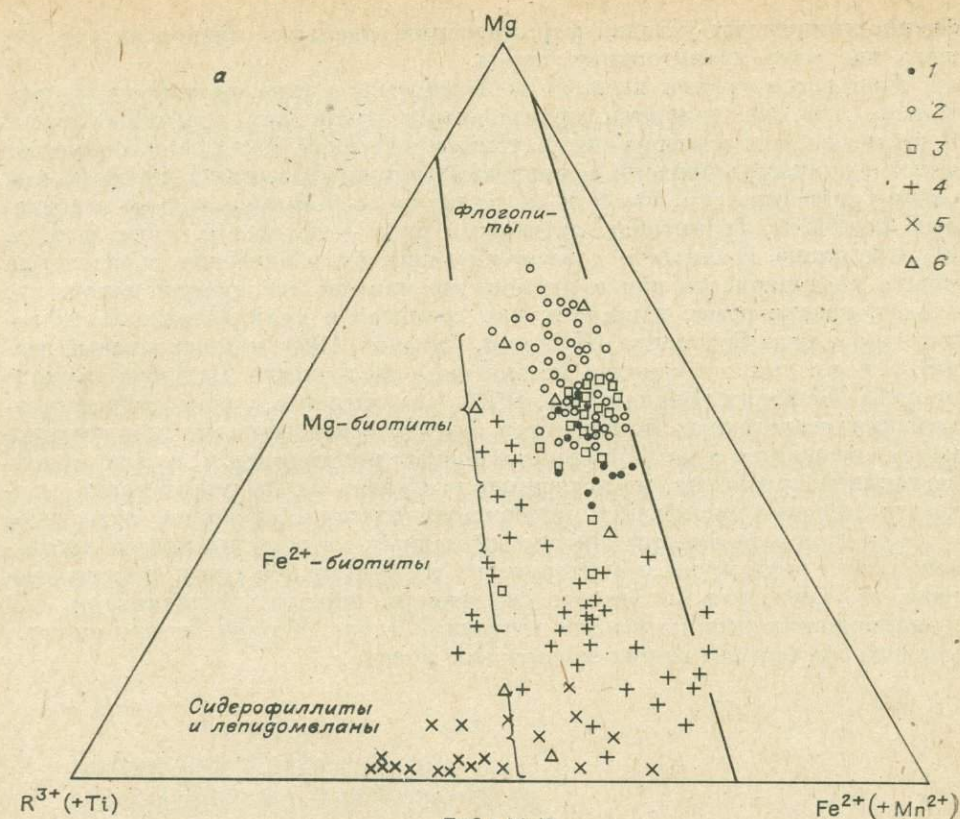


Рис. 35. Составы биотитов из гранитоидов различных геохимических типов. а — по [Foster, 1960], б — диаграмма Хейнриха [Engel, 1960]. 1, 2 — граниты андезитового (1) и латитового (2) рядов; 3, 4 — мезоабиссальные (3) и гипабиссальные (4) граниты известково-щелочного ряда; 5 — плагматитовые редкометалльные лейкограниты; 6 — аптаитовые граниты.

физико-химических условий формирования отдельных членов интересующего нас ряда гранитоидных пород.

При рассмотрении каждого геохимического типа гранитоидов отмечалось, что они являются производными различных первичных магм. В частности, для плагиогранитов толеитового ряда, которые ассоциируют или с основными породами офиолитовых комплексов, или с породами дна океана, доказывається, что они представляют собой производные толеитовых базальтов, гранитоиды латитового ряда — латитовых магм, и т. д. В этом плане граниты и соответствующие вулканические образования можно рассматривать как вулканоплутонические ассоциации пород, что было показано нами, например, для гранитов и вулканитов известково-щелочного ряда Становика [Кузьмин, Антонов, 1980] или агпайтовых гранитов и кислых вулканитов повышенной щелочности Дашибалбарского прогиба Монголии [Брандт и др., 1970]. Как известно, в гранитоидах соотношения петрогенных компонентов эвтектические, поэтому макрокомпоненты содержатся в них примерно в равных количествах и, в связи с конвергенцией признаков, не позволяют разделить их по генетическим признакам. Редкие элементы в большинстве случаев, очевидно, сохраняют соотношения, отвечающие первичным магмам, поэтому их можно использовать для разделения гранитоидов на геохимические типы. В свою очередь, это позволяет привлекать гранитоиды, наряду с вулканитами, для идентификации типов прошлых геодинамических обстановок при анализе магматизма фанерозойских подвижных поясов.

### Часть III

## АНАЛИЗ МАГМАТИЗМА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ФАНЕРОЗОЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

---

В первой части работы мы рассмотрели современные геодинамические обстановки Земли. Все они закономерно сочетаются в пространстве и имеют свои особенности глубинного строения и типоморфные комплексы магматических пород. Можно ли реконструировать в геологическом прошлом геодинамические обстановки, аналогичные современным, и какие методы наиболее перспективны для таких реконструкций? Попытаемся ответить на эти вопросы.

### ГЛАВА 9

#### ВЫЯВЛЕНИЕ ЛАТЕРАЛЬНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Обычный путь исследования геосинклинальных складчатых поясов — попытка установить последовательность формирования геологических образований. Для реконструкции прежних геодинамических обстановок важно выявить латеральные связи геологических комплексов в рамках выделенных циклов (эпизодов) тектонической и магматической активности. Действительно, как мы видели при описании современных активных зон Земли, в них закономерно сменяются по латерали определенные структурные элементы и типы магматических пород. В глобальном масштабе такой анализ позволяет восстановить прежнее расположение континентов и океанов, определить пространственные распределения геодинамических обстановок и их взаимоотношение между собой. Таков путь исследования при анализе как отдельных складчатых поясов [Зоненшайн и др., 1973, 1974, 1976; Ковалев, 1978], так и глобальной эволюции Земли [Зоненшайн, Городницкий, 1977]. На латеральные связи металлогенических зон в Тихоокеанском поясе впервые обратил внимание С. С. Смирнов [1946], где он установил две такие зоны: внутреннюю, преимущественно с халькофильной минерализацией, и внешнюю, с литофильным, прежде всего редкометалльным, оруденением. Под влиянием теории тектоники плит поисками латеральных связей между металлогеническими зонами занялись многие исследователи [Силлитое, 1974; Зоненшайн и др., 1976; Ковалев, 1978].

Латеральный анализ геологических формаций и основных тектонических элементов, выполненный для узкого временного интервала, позволяет в конечном счете установить расположение прежних границ литосферных плит, определить природу этих границ, наметить положение ископаемых зон Заварицкого — Бенъоффа. Сопоставление геодинамических обстановок, развитых в различных складчатых поясах, с современными дает возможность наиболее полно применять актуалистический метод в геологии, а в дальнейшем создать модель развития геодинамических обстановок различных типов, выявить особенности их магматизма и ме-

таллогении. Магматизм, несомненно, один из ведущих признаков, используемых при расшифровке палеогеодинамических обстановок [Зоненшайн и др., 1976; Таусон, Кузьмин, 1976; Иванов, 1976]. Для установления типов этих обстановок большое значение приобретают геохимические методы исследования, так как многие редкие элементы служат индикаторами процессов петрогенезиса. В этих целях, как уже было доказано нами [Зоненшайн и др., 1976; Таусон, Кузьмин, 1976], удобно использовать геохимические типы магматических пород, являющиеся показателями конкретных геодинамических обстановок.

Таким образом, установление латеральной зональности представляет собой основу для выделения геодинамических обстановок прошлого. История развития складчатых поясов определяется сменой различных геодинамических обстановок во времени. Как показывает проведенный нами анализ Центрально- и Восточно-Азиатского и Западно-Американского складчатых поясов, возможны различные сочетания элементарных геодинамических обстановок в их горизонтальных и вертикальных рядах, поэтому нет и не может быть единой схемы развития складчатого пояса. Только палеотектонические реконструкции, восстанавливающие смену тех или иных типов геодинамических обстановок, дают возможность установить истинную картину распределения магматизма и металлогении в пространстве для конкретных интервалов времени.

## ГЛАВА 10

### **ОФИОЛИТЫ: ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ СЛАГАЮЩИХ ПОРОД, ГЕНЕЗИС**

Офиолиты присутствуют практически во всех складчатых поясах. Понять их природу, особенности генезиса и структурную приуроченность — значит в основном решить вопросы геологической истории складчатого пояса. Под офиолитами, как это было впервые предложено А. Штейнманом в 1905 г., понимается ассоциация гипербазитов, габбро, подушечных лав спилит-диабазового состава и глубоководных кремнистых осадков. В последнее время офиолиты стали объектом пристального внимания геологов, так как при океанологических исследованиях было выяснено, что состав и строение океанической коры сопоставимы с разрезами офиолитовых комплексов континентов. А. В. Пейве [1969] выдвинул гипотезу о том, что офиолиты представляют собой океаническую кору геологического прошлого, и она подтверждается данными многих исследований [Книшпер, 1975; Марков, 1975; Перфильев, 1977; Колман, 1979].

Удалось установить, что во всех случаях офиолиты слагают крупные аллохтонные пластины, в перемещении которых большая роль принадлежала горизонтальным движениям, причем минимальные перемещения достигают 200 км [Пейве и др., 1977]. Однако геохимических данных по магматическим породам этих ассоциаций, что отмечено, например, в обобщающей монографии по офиолитам Р. Колмана [1979], явно недостаточно. Мы исследовали офиолитовые комплексы Монголии, широко распространенные в геологических структурах этой страны. В качестве модельного объекта для геохимических исследований был выбран хантайширский офиолитовый комплекс. Ряд данных по геологии, петрологии и геохимии магматических пород этого комплекса опубликован в работах [Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Плюснин и др., 1979; Кузьмин, Конусова, 1982; Кузьмин и др., 1983], однако единое описание их приводится впервые.

## ХАНТАЙШИРСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Комплекс расположен в одноименном хребте, который приурочен к складчатому позднекембрийским—раннепалеозойским структурам Озерной эвгеосинклинальной зоны [Геология Монгольской Народной Республики, 1973]. В хр. Хан-Тайшири структуры Озерной зоны, ориентированные в направлении, близком к широтному, занимают полосу около 100 км. На севере Озерная зона ограничена разновозрастной Цаганоломской зоной, на юге срезается Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоной (рис. 36).

*Цаганоломская зона* обладает выдержанным на всей площади разрезом венда и нижнего кембрия, мощность которого составляет 2—3 тыс. м [Маркова, 1975]. В низах разреза преобладают кислые эффузивы, содержащие местами прослой базальтов; с эффузивами чередуются аркозовые песчаники. Верхи разреза состоят из мелководных карбонатных и карбонатно-терригенных отложений. Все отложения его слабо дислоцированы. Очевидно, цаганоломская зона представляла собой стабильный участок земной коры: остаток позднекембрийского — кембрийского континента, перекрытого чехлом мелководных осадков, фиксирующих собой бывшую пассивную континентальную окраину атлантического типа [Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Зоненшайн, Томуртоого, 1979].

Озерная зона состоит из ряда подзон.

*Хасагтцнская подзона* занимает почти весь хр. Хасагту-Хайрхан и характеризуется крупными шарьяжами. В отличие от Цаганоломской зоны, здесь в низах венд-нижнекембрийского разреза широко проявлены песчано-алевролитовые образования часто флишеидного облика. Общая мощность разреза около 4 тыс. м. По мнению Л. П. Зоненшайна, эти образования формировались в обстановке континентального подножия. В южной части зоны отмечаются вулканы, сопоставимые с эффузивами Цаганоломской зоны, среди которых широко проявлены ортофиры, чередующиеся с липаритовыми порфирами и лавобрекчиями. Состав липаритов, %:  $\text{SiO}_2$  — 72,3;  $\text{TiO}_2$  — 0,3;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 13,0;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,8;  $\text{FeO}$  — 1,4;  $\text{MgO}$  — 0,2;  $\text{CaO}$  — 2,2;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 3,6;  $\text{K}_2\text{O}$  — 3,4 (среднее из 2); г/т: Rb — 112; Li — 10. Эффузивы прорваны серией диабазовых даек. Отмечаются субпараллельные дайки, наблюдаются внедрения дайки в дайку, но чаще они образуют неправильные выклинивающиеся тела. По составу диабазы отвечают щелочным базальтам, %:  $\text{SiO}_2$  — 49,2;  $\text{TiO}_2$  — 1,2;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 15,2;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 5,5;  $\text{FeO}$  — 7,4;  $\text{MgO}$  — 7,7;  $\text{CaO}$  — 9,2;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 2,2;  $\text{K}_2\text{O}$  — 1,4;  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0,3 (среднее из 4); г/т: Rb — 20; Li — 40.

Бимодальный состав вулканических образований при щелочно-базальтовом составе основных членов вулканической серии может указывать на условия рифтинга, раскола континентальной коры, но для окончательного вывода о природе рассматриваемых образований необходимы дополнительные исследования.

*Гоби-Алтайская подзона* представляет собой выступ метаморфизованных в амфиболитовой фации разновозрастных пород. Установлено, что в ряде мест метаморфические толщи перекрывают офиолиты, но известны случаи, когда офиолиты надвинуты на образования Гоби-Алтайской подзоны [Зоненшайн, Томуртоого, 1979]. Это указывает на сложное нагромождение шарьяжей, перемещение которых происходило после метаморфизма.

*Хантайширская подзона*, занимающая северный склон хр. Хан-Тайшири, сложена офиолитовым комплексом, описание которого дается ниже. Здесь четко картируется серия шарьяжных пластин, надвинутых в южном направлении (см. рис. 36).

*Уланшандийская подзона* занимает пространство южных склонов хр. Хан-Тайшири и граничит с Хантайширской подзоной по крутопадающему разлому. Здесь выделяются три свиты вендско-нижнекембрийского

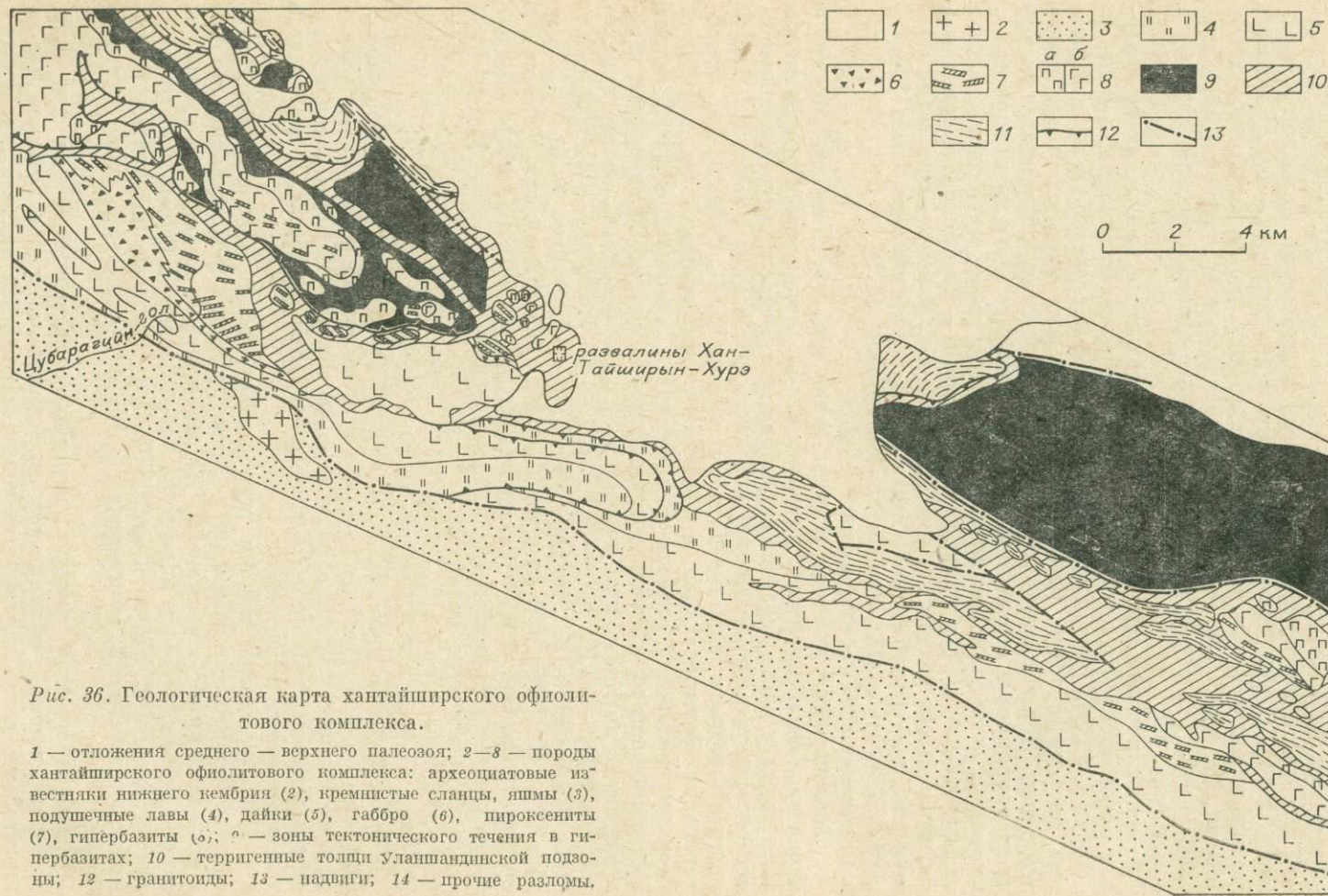


Рис. 36. Геологическая карта хантайширского офиолитового комплекса.

1 — отложения среднего — верхнего палеозоя; 2—3 — породы хантайширского офиолитового комплекса: археоциатовые известняки нижнего кембрия (2), кремнистые сланцы, яшмы (3), подушечные лавы (4), дайки (5), габбро (6), пироксениты (7), гипербазиты (8); α — зоны тектонического течения в гипербазитах; 10 — терригенные толщи Уланшандинской подзоны; 12 — гранитоиды; 13 — надвиги; 14 — прочие разломы.

возраста: уланшандинская, сатирулинская и наранская. Уланшандинская свита сложена базальтами и андезитобазальтами, переслаивающимися с туфопесчаниками и туфоконгломератами, отмечаются горизонты вендских онколитовых известняков [Марков, 1975]. Среди вулканитов распространены шонитовые разности с высокими содержаниями щелочей и низкими — титана [Зоненшайн, Томуртоого, 1979], что позволяет рассматривать их как островодужные образования. Сатирулинская свита представлена толщей рифовых известняков, переслаивающихся с глинистыми сланцами и песчаниками. Наранская свита состоит из толщи глинистых сланцев и песчаников с горизонтами конгломератов и гравелитов.

Предполагается, что уланшандинская свита фиксирует положение прежней островной гряды, сатирулинская отмечает ее мелководный склон, наранская может представлять выполнение окраинного моря [Зоненшайн, Томуртоого, 1979].

*Хуруйская подзона* расположена на самом юге Озерной зоны, на северном склоне хр. Монгольский Алтай. Для нее примечательны мощные толщи зеленых сланцев, насыщенных серпентинитовыми выжимками, иногда из-под сланцев вскрывается серпентинитовый меланж, отмечаются олистостромовые горизонты. Хуруйскую подзону можно интерпретировать как древнюю террасу, расположенную между островной дугой и желобом, а также частично как остаток самого желоба.

Таким образом, палеогеографию Озерной зоны для венд-кембрийского времени можно представить в следующем виде. На севере располагался континент (Цаганоломская зона), в котором фиксируются следы рифтинга, на юге реставрируется желоб и следующая за ним островная дуга. Если эта интерпретация верна, то спрашивается, чем же была в то время Хан-Тайширская зона? Для ответа на этот вопрос необходимо рассмотреть строение и состав ее магматических пород.

Строение хантайширского офиолитового комплекса, особенности состава слагающих его магматических пород. Офиолиты хр. Хан-Тайшири слагают серию тектонических чешуй (см. рис. 36), по некоторым из которых можно восстановить первичный разрез офиолитов. В нем выделяется несколько горизонтов или крупных слоев (снизу вверх): гипербазиты — расслоенная серия, сложенная гарцбургитами, пироксенитами и габбро — серия параллельных пластинчатых даек — горизонт эруптивных брекчий и подушечных лав — толща осадочных пород [Зоненшайн, Кузьмин, 1978]. Аналогичный разрез офиолитов можно видеть и в других офиолитовых комплексах Монголии [Кузьмин и др., 1983] и мира [Кояман, 1979].

**Г и п е р б а з и т ы** повсеместно слагают основание офиолитового комплекса. Они представлены аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, в которых в редких случаях сохранились реликты оливина и ромбического пироксена. Гипербазиты в значительной степени деформированы, причем выявлено по крайней мере три фазы деформаций: первая, с которой связано раздробление пород без их перемещения, к ней относится общая серпентинизация; вторая, в ходе которой происходило смещение крупных блоков гипербазитов друг относительно друга с появлением обильных трещин и вторичных гидротермальных изменений пород; третья, проявленная в зонах разломов и тектонических срывов, где гипербазиты превратились в серпентинитовые сланцы. Нижние горизонты гипербазитов представлены преимущественно массивными разностями, в верхах появляются разности, содержащие слойки мощностью 5—20 см, обогащенные мелкими кристаллами пироксена, по-видимому, метасоматического происхождения. Здесь же отмечаются отдельные дайки клинопироксенитов, а также родингитовые жилы. Гипербазитам свойственна обильная вкрапленность хромита. Г. В. Пинус с сотрудниками отмечают наличие в связи с ними целого ряда хромитовых рудопроявлений. Видимая мощность гипербазитов, вероятно, не менее 5 км. По химическому составу гипербазиты однообразны. Нижние горизонты содержат в среднем 65%

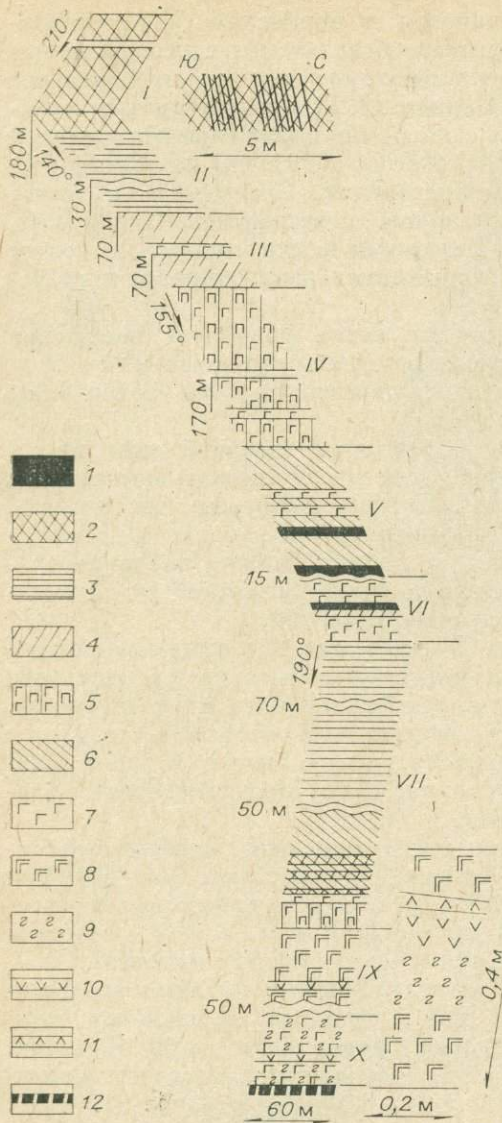


Рис. 37. План обнажения расслоенной серии.

1 — серпентиниты неизвестного химического состава; 2 — гарцбургиты с редкими прослоями вебстеритов; 3 — гарцбургит-вебстеритовая пачка; 4 — вебстериты с редкими прослоями пироксенового габбро; 5 — габбро-пироксенитовая пачка; 6 — верлиты с прослоями серпентинитов и габбро; 7, 8 — пироксеновое (7) и кварц-амфиболовое (8) габбро; 9 — габбро-диабазы; 10 — дайки диабазов; 11 — зоны закалки в дайках диабазов; 12 — зоны меланжа. Справа показаны детали строения пачек I (вверху) и VII (внизу).

нормативного оливина и 30% гиперстена, в верхних — содержания оливина и пироксена примерно одинаковые. В геохимическом отношении (табл. 37) породы сопоставимы с типичными альпинотипными гипербазитами [Лутц, 1975].

Расслоенная серия. Выше гипербазитов залегает расслоенная серия, представленная в большинстве обнажений двумя горизонтами — пироксенитовым и габбровым. В хр. Хан-Тайшири, вблизи дороги Гоби-Алтай — Бегер, изучен наиболее полный ее разрез, который, имея на севере тектонический контакт с гипербазитами низов разреза комплекса, прослежен на юг на расстояние 1300 м. Разрез состоит из семи пачек, причем по мере движения к югу гарцбургиты постепенно сменяются пироксенитами, а затем габбро. В каждой пачке выделяются преобладающие породы — матрица, внутри которой заключены

прослой пород более кислого состава (рис. 37). Химический состав пород матрицы и прослоев приведен в табл. 38 и 39.

Нижняя (северная) пачка (мощностью 90 м) сложена средне-крупнозернистыми апогарцбургитами, содержащими редкие маломощные (5—10 см) слойки вебстеритов, составляющих 10% ее объема. Вторая пачка (220 м) — гарцбургит-вебстеритовая, отличается от нижней увеличением количества и мощности прослоев вебстеритов, которые занимают 40—45% ее объема. По составу соответствующие породы первой и второй пачек близки, хотя в гарцбургитах и вебстеритах второй пачки несколько увеличивается количество сиалических компонентов (см. табл. 38 и 39). Третья пачка (145 м) сложена вебстеритами с тонкой (мощность слойков 0,1—1,5 см) расслоенностью, причем отдельные слойки отличаются по зернистости и по соотношениям ромбического и моноклинного пироксенов; отмечаются зональные и полисинтетически сдвойникованные зерна пироксенов. В этой же пачке появляются первые редкие прослои пироксенового габбро мощностью от нескольких сантиметров до 5 м. Четвертая пачка (260 м) — габбро-пироксенитовая, в ней переслаиваются пироксениты (вебстериты) и пироксеновое габбро, состоящее из ромбического и моноклинного пироксена и зерен нацело сосюритизированных основных

Состав и содержание редких элементов в породах хантайширского офиолитового комплекса

Компонент	1*	2*	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	42,24	42,27	51,39	49,05	57,31	55,81	54,87	54,44	53,90
TiO <sub>2</sub>	—	0,01	0,05	0,12	0,26	0,14	0,17	0,39	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52	0,81	3,00	18,43	13,87	13,95	12,55	14,35	12,90
FeO <sub>общ</sub>	8,87	9,83	10,43	7,74	6,50	7,51	8,27	10,35	9,09
MgO	46,19	38,50	22,79	7,16	7,09	8,83	10,21	6,24	9,62
CaO	0,42	3,71	8,98	12,54	6,74	9,60	7,12	5,35	7,38
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,01	0,12	1,16	3,71	3,30	3,05	4,37	2,90
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,02	0,05	0,56	0,10	0,27	0,12	0,17
Li	4,0	1,8	1,4	3,2	1,6	2,2	2,3	3,6	2,7
Rb	1,4	0,75	0,6	0,7	4,6	1,2	2,2	1,8	1,7
Ba	15	17	13	19	94	22	34	38	33
Sr	6	10	10	19	82	38	64	86	60
Ti	9	79	368	630	1312	1512	920	2346	1261
Cr	3760	3300	1475	183	405	234	750	249	555
Ni	1800	1200	520	187	120	125	150	75	118
V	41	86	157	181	172	91	220	208	202
Co	172	144	134	64	51	43	58	31	61
Cu	11	14	35	41	26	17	20	104	55
Sc	5,8	24,1	85	46	55	56	56	64	60
K/Rb	93	187	231	614	1000	700	1000	565	805
Rb/Sr	0,233	0,75	0,056	0,037	0,056	0,054	0,034	0,020	0,029
Cr/Ni	2,10	2,75	2,83	0,93	3,37	1,87	5,00	3,30	4,70

Примечание. 1, 2 — гипербазиты (низы разреза — 1, верхи — 2); 3 — пироксениты; 4 — пироксеновое габбро; 5 — междайговое амфиболовое габбро; 6 — диабазы, дайки в габбро; 7 — диабазы, комплекс параллельных даек; 8 — диабазы, подушечные лавы; 9 — средний состав хантайширской магмы. Звездочками помечены составы, пересчитанные на сухую породу.

плагноклазов. Матрицу пятой пачки (100 м) образуют верлиты, состоящие из оливина и моноклинного пироксена, с прослоями серпентинитов и пироксенового габбро, в котором отмечаются редкие ксеноморфные зерна кварца. Шестая пачка (55 м) сложена равномерно-зернистым пироксеновым габбро, среди которого встречаются участки пегматоидного строения, содержащие ксеноморфные зерна кварца. В габбро присутствуют линзовидные прослои и угловатые включения серпентинитов, которые представляют собой кумулятивные обособления либо ксенолиты. Седьмая пачка (330 м) сложена серпентинитами (апогарцбургитами), вебстеритами, верлитами и габбро, т. е. отмечается чередование всех тех пород, которые в нижних частях разреза слагали или прослои, или матрицу. В самых верхах разреза появляется «слой» кварц-амфиболового габбро (170 м), содержащего до 10% как модального, так и нормативного кварца. В этих породах наблюдаются зерна первичной, часто полисинтетически сдвойникованной роговой обманки. В этой же части разреза появляются дайки диабазов и секущие их маломощные (не более 10—20 см) жилы плагногранитов, отвечающих по составу плагногранитам толеитового ряда.

Таким образом, снизу вверх по разрезу пироксениты закономерно сменяют гарцбургиты, возрастает количество габбро. В этом направлении в пироксенитах увеличивается доля нормативного полевого шпата; в пироксенитах четвертой пачки появляется модальный плагноклаз. Первое габбро, которое наблюдается в третьей и четвертой пачках, сложено сосюритизированным плагноклазом, ромбическим и моноклинным пироксеном, в нем есть нормативный нефелин. В габбро пятой пачки нормативного нефелина уже нет, а габбро шестой пачки имеет модальный кварц; в самом верху разреза пироксеновое габбро сменяется кварц-амфиболовым.

Состав породы «матрицы» расслоенной серии хантайширского офиолитового комплекса (снизу вверх)

Порода	Пачка	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Нормативные минералы					
											ol	hy	di	Q	ne	пше
Аподуниты низов разреза		42,24	0,52	8,87	0,13	46,19	0,42	0,03	0,02	72,2	25,3	0,9	—	—	1,6	
Апогарцбургиты	I	46,86	0,88	9,60	1,07	0,16	38,63	1,98	0,24	0,06	43,6	45,3	6,5	—	4,7	
»	II	47,30	0,86	9,60	1,08	0,17	38,14	3,38	0,43	0,18	40,9	40,6	13,6	—	5,0	
Вебстериты	III	51,52	3,15	6,74	4,13	0,20	24,68	7,14	0,36	0,09	—	60,6	23,3	2,4	12,2	
»	IV	52,85	3,02	5,52	4,49	0,20	23,94	7,6	0,40	0,21	—	57,6	27,4	4,2	9,4	
Верлиты	V	45,25	4,12	9,33	3,50	0,17	33,13	4,01	0,23	0,05	27,2	39,2	6,8	—	26,8	
Пироксеновое габбро	VI	44,90	18,90	3,59	2,84	0,11	10,88	18,48	0,54	0,11	11,8	—	34,8	2,6	51,1	
Апогарцбургиты	VII	43,82	0,97	10,0	1,08	0,09	43,14	0,05	0,15	0,05	57,9	40,0	—	—	2,1	
Кварц-амфиболовое габбро		55,64	17,52	5,64	3,44	0,08	6,23	6,44	3,74	0,31	—	18,3	0,9	11,2	69,4	
Габбро-диабазы		53,63	17,75	4,38	3,36	0,12	8,32	8,22	3,44	0,95	—	13,5	9,1	10,7	66,8	

Примечание. Состав пород (здесь и в табл. 39) пересчитывался на безводный остаток при п. п. п. более 2%; пше — полевая составляющая породы.

Состав пород прослоев различных пачек расслоенной серии хантайширского офиолитового комплекса

Порода	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Нормативные минералы, %					
										ol	hy	di	Q	ne	пше
Вебстериты															
I	52,52	1,55	3,50	2,33	0,14	22,80	15,6	0,28	0,06	—	32,9	60,3	1,0	—	5,7
II	53,38	1,75	4,80	1,26	0,15	21,80	15,7	0,11	0,01	—	27,9	57,2	2,7	—	12,1
Пироксеновое габбро															
III	48,96	15,70	3,15	2,80	0,18	14,56	12,7	2,60	0,14	19,8	—	26,3	—	1,9	52,0
IV	45,51	21,39	3,10	1,66	0,12	10,57	15,26	1,8	0,14	12,8	—	21,3	—	3,9	62,0
V	49,24	14,76	5,18	2,04	0,12	13,96	13,68	1,17	0,07	1,4	22,9	27,0	—	—	48,7
Диабазы															
дайки в габбро	53,84	9,07	4,64	4,94	0,19	16,00	10,18	0,66	0,08	—	33,8	27,9	8,9	—	29,4
шток	54,55	16,10	5,30	2,46	0,13	9,08	8,87	2,82	0,68	—	18,8	12,4	6,9	—	61,8

Все это указывает на генетическое родство всех пород расслоенной серии, возникших, очевидно, в результате кристаллизационной дифференциации единой базальтовой магмы. С теми или иными отклонениями близкое строение расслоенной серии можно видеть и в других обнажениях, например на Габбровой горке, расположенной в 15 км к юго-востоку от г. Гоби-Алтай [Зоненшайн, Томуртоого, 1979].

Химический состав пироксенитов выдержанный. От гипербазитов они отличаются увеличением содержаний  $\text{SiO}_2$  (50—52%), а также  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$ , в то время как концентрации щелочей остаются низкими (см. табл. 37). Низкие содержания К отмечаются и в пироксеновом габбро, в то время как количество Са,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и Na в этих породах увеличивается по сравнению с пироксенитами, что связано с резким возрастанием в них количества основного плагиоклаза. Характерная особенность пироксенитов и габбро — низкие содержания Ti.

Серия параллельных даек. В габбровом слое появляются дайки диабазов, которые затем слагают самостоятельный горизонт. Отдельные дайки прорывают вышележащие подушечные лавы. По составу многие из них близки кварц-амфиболовым габбро (ср. табл. 38 и 39). «Зарождение» диабазов из габбро видно в ряде пунктов. Показательно обнажение, расположенное на южном окончании выхода пород расслоенной серии, описанного выше. В основании — обычные кварц-амфиболовые габбро. На протяжении 20 см они становятся все более мелкозернистыми, переходя в габбро-диабазы. Далее вверх на протяжении 10 см в габбро-диабазе появляются вкрапленники сначала плагиоклаза, а затем амфибола и пироксена. Эти породы по структуре аналогичны диабазам даек, в самом верху обнажения они имеют четкую закалку (мощностью около 2—3 см), выше расположены раскристаллизованные кварц-амфиболовые габбро.

Аналогичные соотношения между диабазами и габбро наблюдаются в западной части Габбровой горки, где среди кварц-амфиболового габбро появляется максимальное число даек. Тела диабазов часто имеют неправильные, гнездовидные формы и характеризуются постепенными переходами сначала в мелкозернистые, а затем в среднезернистые габбро. Следует отметить, что в зоне «зарождения» даек отмечается максимальное развитие жил плагиогранитов и плагиоаплитов, которые очень невыдержанны по простиранию и имеют мощность от нескольких сантиметров до 20—25 см. Плагиограниты, как правило, не содержат темноцветных минералов и состоят из плагиоклаза и кварца, образующих гранофидные растрания. В них низки (в среднем 0,3%) содержания  $\text{K}_2\text{O}$  и всех литофильных элементов (Rb — 4,4 г/т, Ba — 50, Sr — 68 г/т, и т. д.), что позволяет отнести их к гранитоидам толеитового ряда. В более верхних горизонтах, например в верхах дайковой серии или среди подушечных лав, жилы плагиогранитов не наблюдались. Строгое «стратиграфическое» положение кислых разностей пород свидетельствует об их генетической связи с офиолитами, а преимущественное проявление даек в зоне «зарождения» среди кварц-амфиболового габбро может указывать на то, что этот уровень отвечает максимальной дифференциации магмы. Отметим, что в этой же зоне наблюдаются редкие кварцевые жилы с сульфидной (медной) минерализацией.

Зарождаясь в габбро, дайки далее слагают самостоятельный выдержанный горизонт, картирующий на площади (см. рис. 36). Одно из типичных обнажений дайковой серии расположено в 2 км к юго-западу от развалин монастыря Хан-Тайширин Хурэ. Здесь скальный обрыв шириной 300 м сложен серией сильно сближенных даек. Простирание их —  $\text{СЗ } 290^\circ$ , падение на север под углом 45—60°. Все дайки вытянуты почти строго параллельно, некоторые сходятся или разветвляются, иногда коленообразно изгибаются. Иногда они становятся секущими. Мощность даек варьирует от 0,2 до 2,0 м. В обнажении вскрыто их не менее 100. Обычно дайки внедряются в дайки, во многих местах хорошо видны зоны закалки, вдоль контактов часто отмечаются тонкие зонки дробления. Меж-

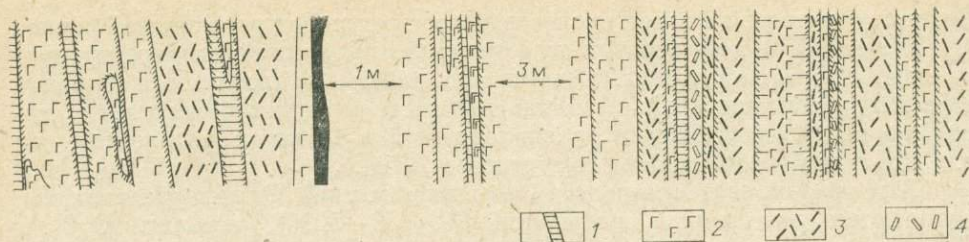


Рис. 38. Строение дайковой серии хантайширского офиолитового комплекса в логу Цубарагин-гол.

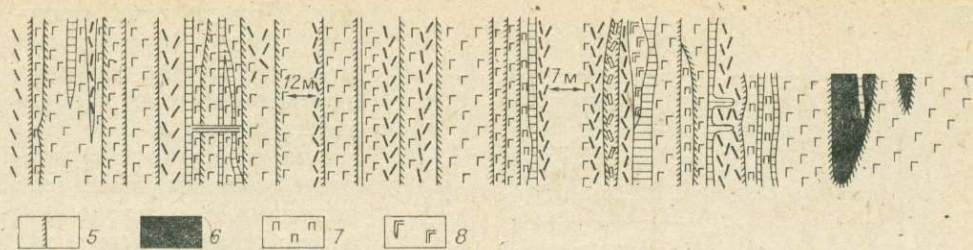
дайковые породы, если они есть, имеют небольшую мощность (не более 15—20 см) и представлены кварц-амфиболовым габбро, реже серпентинитами. В обнажении отмечаются жилы плагиигранитов и кварцевые жилы с сульфидной (медной) минерализацией.

В верховьях лога Цубарагин-гол, на южном склоне хр. Хан-Тайшири (рис. 38), на протяжении 90 м вскрыто 60 даек, вытянутых в субширотном направлении и внедренных одна в другую. Так как дайковая серия в различных участках сохраняет свое строение, можно предположить, что в поле ее распространения, например в логу Цубарагин-гол, имеющем ширину около 5 км, должно быть не менее 4 тыс. даек. Междайковые породы представлены кварц-амфиболовыми габбро, реже серпентинитами и пироксенитами, отмечаются ксенолиты серпентинитов в дайках. Все междайковые породы амфиболитизированы. Зоны закалки мощностью от миллиметров до 1—2 см характерны для всех разностей даек, кроме маломощных афанитовых, когда всю дайку можно рассматривать как зону закалки. Обычно происходило внедрение дайки в дайку: преобладают дайки с односторонней зоной закалки. По расположению зон закалки можно видеть, что одинаковые по составу и структурам дайки в одних случаях внедрялись в какие-то разности диабазов, в других — они могут служить вмещающей средой для диабазов, аналогичных тем, в которые они внедрялись. Очевидно, внедрение происходило на протяжении длительного геологического времени, каждая последующая порция магмы внедрялась тогда, когда предыдущие уже успели остыть.

Диабазы даек зеленокаменно изменены, однако первичные структурно-текстурные особенности пород не затухеваны, во многих образцах сохранились остатки первичных минералов. Выделяются следующие разновидности пород даек: афанитовые и афировые диабазы, пироксеновые и пироксен-плагноклазовые диабазовые порфириды.

Афанитовые и афировые диабазы различаются по степени раскристаллизации. Они сложены призматическими кристаллами плагноклаза № 40—45, в интерстициях отмечаются зерна полисинтетически сдвойникованной роговой обманки и таблитчатые зерна пироксена (?), замещенного вторичной роговой обманкой. По химическому составу рассматриваемые породы отвечают андезитобазальтам (табл. 40).

Основная масса пироксеновых и пироксен-плагноклазовых диабазовых порфиритов соответствует афировым диабазам. Количество вкрапленников не превышает 15%. Крупные вкрапленники пироксенов замещаются агрегатом серпентиновых минералов, а пироксены базиса — хлоритом или роговой обманкой. Вкрапленники плагноклаза зональны: в центральных частях зерен по плагноклазу развивается темно-бурый полупрозрачный агрегат минералов, внешне похожий на вторичные изменения, которым подвергаются плагноклазы габбро из расслоенной серии; краевые части зерен плагноклаза сосюритизированы, но в проходящем свете они прозрачны. Предполагается, что ядра вкрапленников плагноклаза и пироксены, замещенные серпентинитом, являются интертеллурическими образованиями. По составу среди диабазовых порфиритов преобладают андезитобазальты, но есть породы повышенной основности, отвечающие пикри-



1, 2 — афанитовые (1) и афировые (2) диабазы; 3 — пироксеновые диабазовые порфириты; 4 — пироксен-плаггиоклазовые порфириты; 5 — зоны закалки; 6 — серпентиниты; 7 — пироксениты; 8 — кварц-амфиболовое междайковое габбро.

там (см. табл. 40). Возможно, различия в составе диабазов связаны с тем, что они «дренировались» из разных уровней глубинного очага.

Эруптивные брекчи. В верхах дайковой серии появляются крупноглыбовые диабазовые брекчи, связанные с диабазами даек и с подушечными лавами постепенными переходами. Их можно трактовать как эруптивные образования, возникшие в самых верхних частях диабазовых пластин. Они названы нами унгус-брекчиями (*унгус* по-монгольски — «вспучиваться»).

Ширина полосы брекчий колеблется по простиранию до 50 до 1500 м. Брекчи появляются сначала по простиранию отдельных даек, занимая как бы междайковые пространства, отвечающие исчезнувшей дайке. Наблюдаемые переходы между брекчиями и дайками всегда постепенные. Диабазы даек насыщаются мелкими (1—3 мм в поперечнике) миндалинками и затем взламываются на мелкие угловатые или округлые «обломки», которые погружены в мелкозернистую, часто сильно рассланцованную, диабазовую массу. Каждая индивидуальная дайка замещается брекчиями на разных уровнях, в связи с чем рисунок контакта дайковой серии с брекчиями имеет пилообразную форму. В удалении от контакта с дайковой серией брекчи становятся крупноглыбовыми, представляя собой нагромождение обломков диабазов размером 20—25 см, составляющих до 80% объема породы. Обломки, как правило, изометричные, угловатые или округлые, иногда они имеют четкую краевую зону закалки, сложенную более мелкозернистым плотным диабазом. Цемент представлен вариолитовой диабазовой массой, обычно сильно рассланцовой. Брекчи прорваны немногочисленными дайками, которые, в отличие от даек дайковой серии, теряют параллельность, часто перекрещиваются и коленообразно изгибаются.

Диабазы даек вблизи брекчий представлены мелкозернистыми, преимущественно афировыми разностями с диабазовой структурой, но, в отличие от даек нижних горизонтов, в них присутствуют мелкие миндалинки, выполненные кварцем, хлоритом, карбонатом, эпидотом, а также появляются участки с псевдосферолитовыми или вариолитовыми структурами. Среди брекчий возникают потоки подушечных лав. Контакт между подушками и брекчиями извилистый, но каждая подушка имеет четкие границы. Брекчий представлены мелкообломочными разностями, в которых основная масса занимает до 60% объема породы. В зоне перехода участки мелкозернистых афировых диабазов унгус-брекчи быстро, но постепенно сменяются вариолитами, слагающими полосы шириной 5—10 см, которые постепенно же переходят в серые миндалекаменные диабазы. Последние окаймляют подушки, сложенные теми же породами. Таким образом, в зоне перехода от брекчий в лавы и от даек в брекчи появляются сходные породы. Количество миндалинок в диабазах унгус-брекчий намного больше, чем в подушечных лавах, что указывает на максимальное выделение магмой летучих на этом уровне.

Диабазы даек, брекчий и лав имеют близкий состав (табл. 41). Это, несомненно, свидетельствует о генетической общности верхних членов хантайшурского офиолитового комплекса.

Процесс образования брекчий можно представить следующим обра-

Состав диабазов дайковой серии (обнажение лога Цубарагин-гол)

№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.л.л.	Σ	Нормативные минералы, %					
														шше	Q	di	hy	ol	
<i>Афритовые (303/56) и афитовые (303/17; 303/70) диабазы</i>																			
303/56	54,69	0,52	16,05	4,83	5,39	0,08	5,87	8,58	4,48	0,32	0,05	2,01	99,57	61,4	4,3	16,4	18,4	—	—
303/17	54,00	0,47	15,60	2,27	5,39	0,12	6,98	8,93	2,33	0,68	—	3,00	99,77	60,2	7,9	10,0	21,9	—	—
303/70	53,70	0,26	13,80	4,47	5,84	0,11	9,05	7,20	4,69	0,44	—	2,84	99,46	60,3	—	17,2	14,1	8,4	—
<i>Пироксеновые и пироксен-плаггиоклазовые (303/59) диабазы порфириты</i>																			
303/6	49,56	0,42	10,50	4,88	6,47	0,16	17,0	6,40	2,28	0,07	—	4,51	99,38	46,5	—	13,0	36,5	—	—
303/18	55,27	0,31	14,90	2,11	5,74	0,12	7,45	5,70	4,61	0,37	0,02	2,83	99,43	54,6	2,4	11,2	31,7	—	—
303/33	49,90	0,16	8,60	2,42	6,11	0,15	18,7	8,10	0,40	0,12	—	4,64	99,40	27,5	2,2	16,4	53,8	—	—
303/60	53,44	0,26	13,40	2,52	6,11	0,13	10,8	6,60	1,80	0,67	—	4,00	99,14	48,7	8,2	6,8	36,3	—	—
303/25	53,43	0,26	13,00	2,82	6,20	0,13	6,80	8,00	2,97	0,51	0,02	3,31	99,44	56,9	6,7	12,5	23,9	—	—
303/256*	54,19	0,26	15,57	2,58	5,70	0,10	5,55	7,63	4,40	0,43	0,05	3,22	99,38	64,7	4,2	14,8	16,3	—	—
303/59	53,06	0,10	15,53	2,22	6,02	0,14	7,35	5,25	3,87	0,31	0,09	5,38	99,40	65,1	4,7	1,2	29,0	—	—
<i>Междайковые габбро (303/14) и пироксениты (303/55)</i>																			
303/14	49,70	0,10	13,70	2,60	4,85	0,11	12,4	10,7	2,09	0,63	—	2,95	99,81	54,2	0,7	8,0	37,0	—	—
303/55	49,17	—	5,50	2,87	4,22	0,13	18,0	16,0	0,52	0,02	—	3,72	98,15	13,4	—	63,7	21,3	4,6	—

Примечание. Звездочкой помечен образец из зоны акаалки дайки пироксеновых диабазовых порфиритов.

зом. При подъеме «пластин» (даек) базальтовой магмы до глубин в первые десятки метров от поверхности океанического дна магма, в связи со снижением давления, вскипает с выделением растворенной в ней газовой фазы; она начинает пузыриться, образуя вариолитовую массу. Важную роль в этом процессе, очевидно, играет проникновение морской воды и ее контакт с магмой. Все это приводит к вспучиванию «кипящей» магматической каши и ее распаденню на отдельные блоки, обломки, которые захватываются порциями магмы, вновь поступающей по дайковому каналу. В обломки могут попадать и породы стенки, т. е. диабазы более ранних даек. Из этой «кипящей» массы (унгус-брекчий) на морское дно вытекает лава, уже в значительной степени обедненная газовой составляющей. Более ранние порции брекчий и вылившиеся из них подушечные лавы служат вмещающей средой для последующих внедрений даек и унгус-брекчий. Если предложенная интерпретация правильна, то горизонты брекчий в офиолитовых комплексах должны представлять интерес в отношении образования рудных концентраций, так как именно здесь максимально высвобождались летучие компоненты магмы.

Как выясняется, эруптивные брекчий широко распространены в офиолитовых комплексах. Они описаны среди третичных офиолитов Запада США (штат Орегон) [Jörd, 1979], были обнаружены и исследованы в разрезе баянхонгорского офиолитового комплекса Монго-

лии [Коптева и др., 1984], широко проявлены в офиолитах Мугоджар (Южный Урал), где описаны как пульверизационные брекчии [Кузьмин, Альмухамедов, 1984]. Везде они появляются в зоне перехода от даек к подушечным лавам.

Подушечные лавы развиты на значительных площадках (см. рис. 36), представляя собой нагромождение потоков, разбитых на подушки диаметром до 1 м. В верхних частях толщи появляются зелено-фиолетовые лаваагломераты и прослой кремнистых сланцев. По ориентировке подушек видно, что лавы подверглись сильной складчатости, обычны вертикальные залегания, местами лавы находятся в опрокинутом положении. Мощность лавовой толщи 1000—1500 м.

Лавы сильно зеленокаменно изменены. Наименее измененные разности представлены зеленовато-серыми плотными породами, сложенными полупрозрачной основной массой, представляющей собой раскристаллизованное стекло, в котором распределены мелкие микролиты плагиоклаза, в различной степени альбитизированные. В лавах вкраплены зерна моноклинного пироксена и нацело соссюритизированного плагиоклаза. По химическому составу диабазы можно отнести к низкокальциевым кварцевым толеитам (ср. табл. 37 и 41). По концентрациям большинства элементов они близки к океаническим базальтам, а содержания К, Ti и Sr в них даже ниже. От толеитов срединно-океанических хребтов они отличаются повышенными содержаниями  $\text{SiO}_2$ . На классификационных диаграммах (AFM и оливин — диоксид — гиперстен — нефелин — кварц, рис. 39) составы хантайширских диабазов имеют много общего с островодужными породами известково-щелочной серии. Но отнести их к островодужной ассоциации нельзя, поскольку они разительно отличаются от островодужных пород низкими содержаниями К, редких литофильных элементов и значительно более высокими концентрациями элементов группы железа.

Таблица 41

Состав диабазов даек, брекчий и подушечных лав

№ образ-ца	Диабазы	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	П.п.л.	$\Sigma$
302/2	Дайка около брекчии	53,84	0,29	12,70	4,72	3,41	0,16	8,90	8,10	3,17	0,10	0,32	4,03	99,74
302/4	Обломок в брекчии	48,05	0,24	14,10	7,40	1,79	0,15	9,60	10,95	3,02	0,07	0,28	4,47	100,12
302/6	Дайка, секущая брекчию	56,72	0,37	15,45	5,80	4,80	0,11	5,40	4,80	5,99	0,08	0,28	3,06	99,86
302/7	Обломок в брекчии около дайки 302/6	59,20	0,38	13,45	4,75	0,54	0,09	6,90	7,00	5,26	0,08	0,08	1,85	99,58
306/2	Брекчия	54,63	0,16	10,75	5,22	2,15	0,14	12,25	7,46	2,47	0,17	0,23	4,51	100,13
306/4	Брекчия из зоны перехода в лавы	55,26	0,08	10,25	3,33	4,12	0,15	11,90	7,60	2,16	0,25	0,39	4,57	100,06
306/3	Подушечная лава около брекчии	57,10	0,17	14,95	5,51	1,43	0,08	3,60	10,20	2,02	0,09	0,13	4,90	100,18
302/4	Обломок в брекчии	57,54	0,21	11,20	3,11	2,51	0,13	10,1	8,30	3,59	0,07	0,26	2,60	99,62
302/5	Подушечные лавы около брекчии	55,47	0,26	11,95	3,87	3,23	0,14	9,45	8,35	2,93	0,06	0,29	3,49	99,49

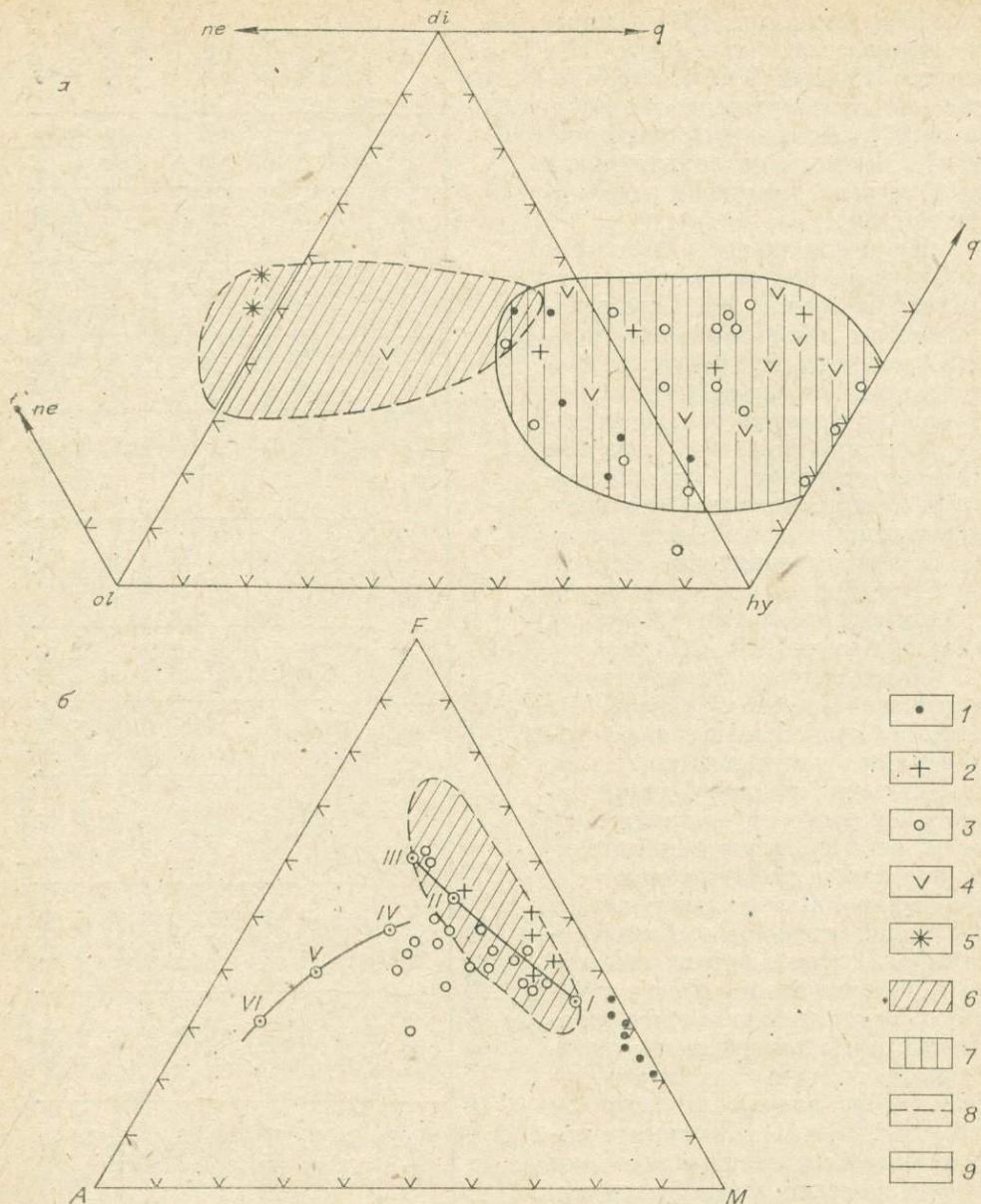


Рис. 39. Диаграммы нормативных составов (с пересчетом железа на закисное) (а) и АФМ (б) для пород хантайширского комплекса.

1 — широксениты; 2 — габбро; 3 — диабазы даек и подушечных лав; 4 — средние составы вулканических пород островных дуг; 5 — диабазы дзюлонского офиолитового комплекса Монголии; 6, 7 — поля базальтов срединно-океанических хребтов (6) и вулканитов островных дуг (7); 8, 9 — линии дифференциации пород толеитовой (8) и известково-щелочной (9) серий. I—III — средние составы пород толеитовой, IV — известково-щелочной серий.

О с а д о ч н а я т о л щ а, венчающая разрез офиолитового комплекса, выделена в качестве хантайширской свиты. Она разделяется на две подсвиты. Нижняя лежит согласно на подушечных лавах и представлена пестрыми кремнистыми сланцами, в том числе яшмами, с тонкими слоями граувакк турбидитного происхождения. Мощность ее не более 300 м, она очень выдержана и представляет собой чехол глубоководных осадков, лежащих на магматических породах комплекса. Верхняя подсвита местами отделена от нижней базальными конгломератами с обломками кремнистых сланцев. В ее составе преобладают темные глинистые сланцы, граувакки и гравелиты и отмечаются рифовые археоцеатовые известняки, позволяющие датировать верхнюю часть офиолитового комплекса нижним кембрием [Марков, 1975].

## ОСОБЕННОСТИ СТАНОВЛЕНИЯ ХАНТАЙШИРСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

**Геологические данные.** Строение разреза, состав магматических пород и присутствие маломощного чехла глубоководных кремнистых осадков свидетельствуют о формировании пород комплекса в океанических условиях. Гипербазиты низов разреза сильно тектонизированы, они испытали несколько стадий деформаций, что не свойственно остальным породам хантайширского комплекса. Следовательно, они оторваны по времени формирования от верхних членов офиолитового разреза, между формированием нижних и верхних членов разреза существовал перерыв, на который и приходится деформации. Остальные магматические породы комплекса постепенно переходят друг в друга и составляют неразрывную серию пород, что свидетельствует об их генетическом родстве. Приводимые данные о породах расслоенной серии, в частности о пироксенитах, свидетельствуют о магматическом генезисе всех пород. Метасоматическим изменениям подвержены самые верхи нижней гипербазитовой толщи, где фиксируются иногда крупные кристаллы пироксена, замещенного баститовым агрегатом.

**Петрохимические данные.** Составы пород хантайширского комплекса на диаграмме Лодочникова (рис. 40) образуют три группы, каждая из которых имеет свои линии комплементарности. Первая группа — гипербазитовая, составы пород располагаются в нижней части диаграммы. Вторая группа — габбро-пироксенитовая, включает породы расслоенной серии. В процессе эволюции пород этой группы в них резко увеличилось количество Са и  $Al_2O_3$ , что связано с возрастанием количества основного плагиоклаза в габбро по сравнению с пироксенитами. Такая тенденция дифференциации названа нами аортозитовой. Третья группа — диабазовая,

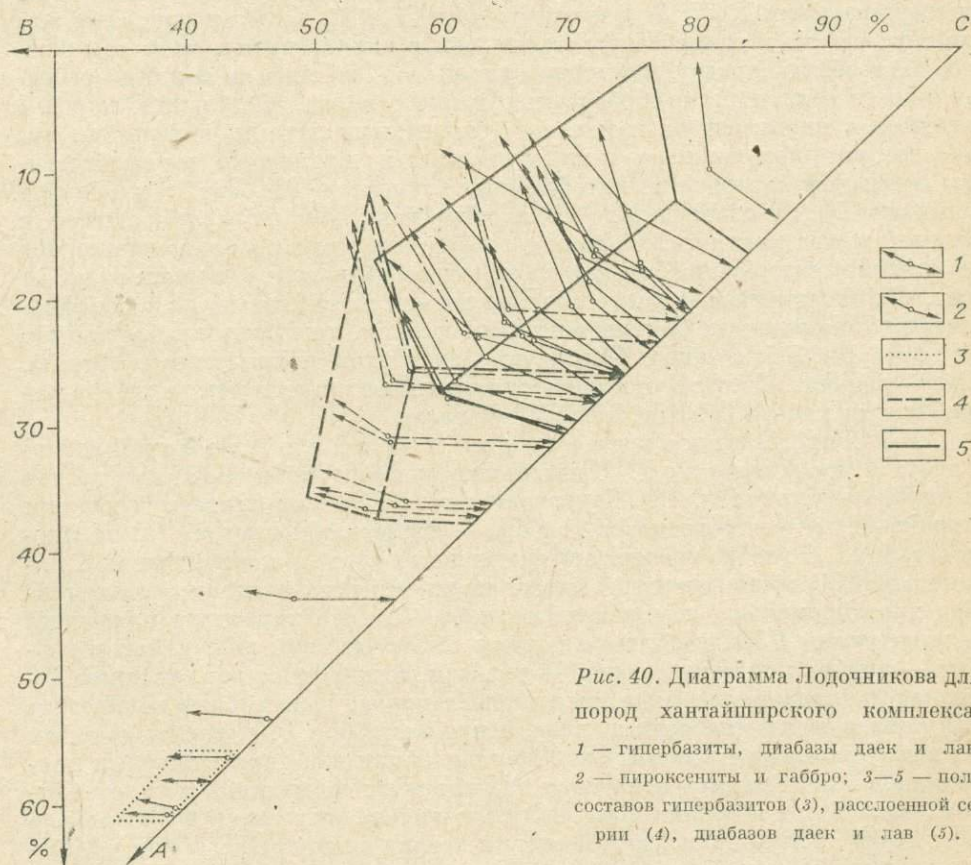


Рис. 40. Диаграмма Лодочникова для пород хантайширского комплекса. 1 — гипербазиты, диабазы даек и лав; 2 — пироксениты и габбро; 3—5 — поля составов гипербазитов (3), расслоенной серии (4), диабазов даек и лав (5).

объединяет породы даек, лав и плагиограниты. Она характеризуется кварцевой тенденцией дифференциации, т. е. в поздних породах увеличивается содержания  $\text{SiO}_2$  при постоянных соотношениях остальных окислов. Поля габбро-пироксенитовой и диабазовой группы частично перекрывают друг друга, а сами линии комплементарности пород диабазовой группы продолжают линии габбро-пироксенитов, но с резким изломом. Это может быть связано либо со случайным наложением друг на друга производных двух разных магм, либо с резким изменением условий кристаллизации и дифференциации единой родоначальной магмы.

Разные тенденции дифференциации пород рассматриваемых групп проявлены и на диаграмме AFM (см. рис. 39), на которой составы пироксенитов и габбро имеют тренд дифференциации, свойственный толеитовой серии, а породы диабазовой группы — известково-щелочной. Поскольку различия между толеитовым и известково-щелочным направлением дифференциации могут быть обусловлены неодинаковым поведением кислорода (постоянным его количеством в первом случае и переменным — во втором [Osborn, 1959]), можно полагать, что кристаллизация пород габбро-пироксенитовой группы происходила в закрытой системе, а диабазовой — в открытой.

**Геохимические данные.** В магматических породах хантайширского комплекса исследовалось распределение редких элементов [Зоненшайн, Кузьмин, 1978]. В ряде представительных проб были определены содержания РЗЭ [Кузьмин, Конусова, 1982] и изотопный состав стронция [Плюснин и др., 1979].

**Распределение редких элементов.** Результаты анализа распределения большинства редких элементов в породах комплекса (см. табл. 37) подтверждают правомерность вывода о том, что гипербазиты не могут быть объединены с породами остальных групп. Даже от близких по кремнекислотности пироксенитов они отличаются пониженными концентрациями Ti, V, Sc и повышенными Cr и Ni. Особо подчеркнем, что количество Rb в гипербазитах выше, чем в пироксенитах, хотя содержание K в обеих породах примерно одинаково. Это одно из важных свидетельств независимости образования данных пород. Остальные породы, начиная с пироксенитов и кончая подушечными лавами, объединяет то, что все они низкокальциевые и низкотитанистые; кроме того, им свойственны невысокие содержания литофильных элементов (Rb, Ba, Sr) и близкие значения Rb/Sr отношения. Если отбросить аномалии, относящиеся к междайковому кварц-амфиболовым габбро, то происходит закономерное изменение содержаний элементов вверх по разрезу, что хорошо видно на рис. 41, показывающем распределение редких элементов по разрезу офиолитового комплекса. Содержание большинства литофильных элементов (K, Rb, Ba, Sr), а также Ti растут, а элементов группы железа (Cr, Ni, Co) — падают. Следует отметить существенное накопление в кварц-амфиболовом габбро Rb, Sr, K (в 3—4 раза).

**РЗЭ в магматических породах хантайширского комплекса.** Наименьшие концентрации РЗЭ отмечаются в пироксенитах (табл. 42). Содержания всех РЗЭ увеличиваются в ряду: пироксениты — пироксеновое габбро — кварц-амфиболовое (междайковое) габбро. В габбро троодосского комплекса уровень концентраций большинства РЗЭ промежуточный между пироксенитами и пироксеновым габбро хантайширского комплекса (см. табл. 42). По характеру изменений концентраций РЗЭ диабазовые породы образуют свой ряд: дайки в габбро — диабазы дайковой серии — диабазы подушечных лав, который несколько отличается от ряда интрузивных пород. Наименьшее количество РЗЭ отмечается в диабазах из даек, секущих габбро, т. е. расположенных в низах офиолитового комплекса. Концентрации некоторых тяжелых лантаноидов в этих дайках находятся на уровне их содержаний в пироксенитах. В диабазах из серии параллельных даек происходит незначительное накопление РЗЭ, однако концентрации легких лантаноидов в них не превышают уровня концентраций в пироксеновых габбро. Наибольшие со-

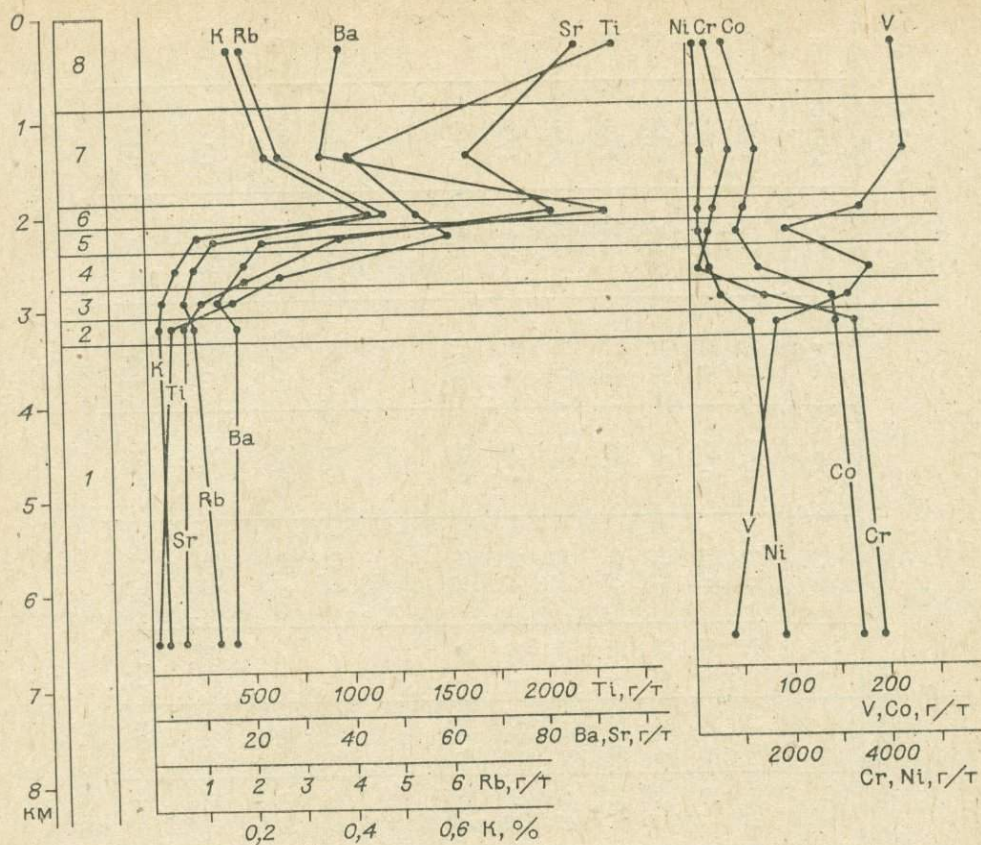


Рис. 41. Изменения содержаний редких элементов в разрезе хантайширского комплекса.

Цифры в колонке: 1 — гипербазиты; 2 — верхняя часть гипербазитов; 3 — пироксениты; 4 — габбро; 5 — дайки и габбро; 6 — междайковые габбро; 7 — дайковая серия; 8 — давы.

держания практически всех РЗЭ отмечаются в диабазах подушечных лав, но и здесь они не превышают уровня концентрации лантаноидов в кварц-амфиболовом габбро.

Для большинства пород комплекса отмечается небольшое увеличение значений нормированных концентраций по мере роста атомного номера РЗЭ (рис. 42), что свойственно и породам тродосского офиолитового комплекса. По наличию цериевого минимума породы хантайширского комплекса, особенно диабазы лав, сопоставимы с толеитовыми базальтами островных дуг. Следует отметить празеодимевый максимум, который свойствен всем разновидностям и подчеркивает их генетическое родство. Европиевый минимум характерен для ранних пород — пироксенитов, он практически исчезает в габбро, а в диабазах даек из габбро отмечается европиевый максимум. На графиках нормированных содержаний прослеживается также обедненность пород хантайширского комплекса РЗЭ по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов и толеитовыми базальтами островных дуг (см. рис. 42, б).

Изотопы Sr в породах хантайширского комплекса. Были определены величины отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для всех разновидностей пород комплекса; исходя из рифейского возраста офиолитов, рассчитаны первичные соотношения изотопов стронция (табл. 43). Значения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  колеблются от 0,7034 в пироксенитах до 0,7124 в гипербазитах, большинство же находится в интервале 0,706—0,707, что согласуется с данными, например, для близкого по характеру разреза и составу магматических пород тродосского комплекса, в породах которого величина отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  изменяется от 0,7038 до 0,7058 [Peter-

Средние содержания РЗЭ в породах хантайширского комплекса

Порода	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y	Eu/Eu*	n
Пироксениты	0,45	1,95	0,7	0,87	0,30	0,055	0,26	0,44	0,10	0,41	0,25	0,09	1,62	0,69	2
Пироксеновое габбро	0,97	2,03	0,8	1,85	0,65	0,20	1,43	1,00	0,22	0,63	0,55	0,14	3,58	0,65	3
Междайковое габбро	2,75	5,95	0,65	4,4	1,35	0,53	2,2	2,3	0,48	1,4	1,4	0,21	11,0	0,98	2
Дайки в габбро	0,54	1,00	0,5	0,79	0,35	0,17	0,5	0,66	0,16	0,53	0,62	0,13	4,32	1,30	2
Серия параллельных даек	0,73	1,40	—	0,80	0,45	0,19	0,87	1,20	0,28	0,80	0,87	0,14	6,30	0,96	1
Подушечные лавы	2,0	4,8	0,77	2,36	0,80	0,40	1,40	1,65	0,34	1,14	1,20	0,19	9,21	1,20	4
Первичная магма (рассчитанная)	1,54	2,83	0,74	1,59	0,6	0,25	1,07	1,24	0,27	0,85	0,86	0,15	6,37	0,99	
Троодосский комплекс [по Кау, Senchal, 1976]															
Габбро	0,254	0,80	—	0,77	0,328	0,161	0,76	0,73	—	0,48	0,47	0,09	—	1,00	4
Лавы [по Балашову, 1976]	1,76	5,40	—	4,92	1,88	0,70	2,70	3,53	—	2,29	2,27	0,396	—	0,995	4
базальты срединно-океанических хребтов	3,36	10,3	1,87	9,87	3,49	1,29	5,05	5,22	1,24	3,48	3,20	0,49	31,7	0,98	64
толеитовые базальты островных дуг	3,74	7,72	1,44	6,92	2,40	0,845	3,31	3,78	0,91	2,21	2,31	0,36	—	0,96	

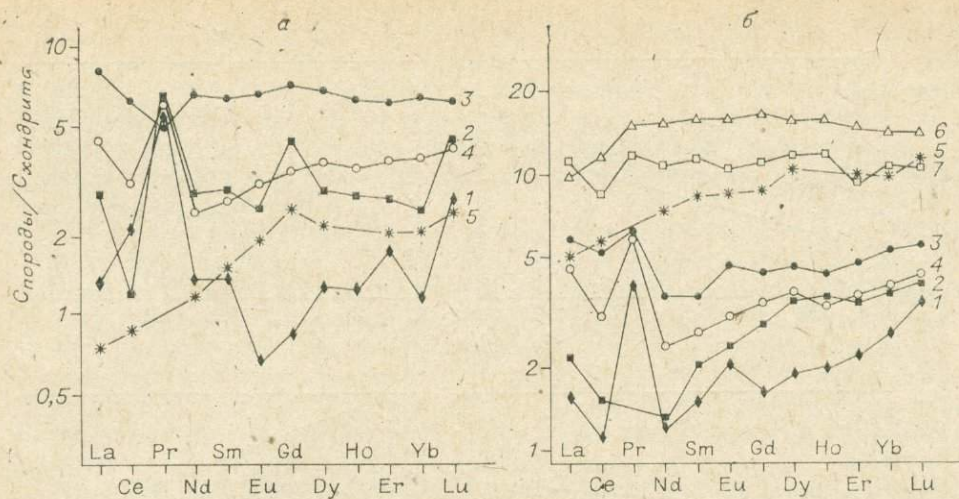


Рис. 42. Графики нормированных содержаний РЗЭ в интрузивных (а) и диабазовых (б) породах хантайширского комплекса.

а: 1 — пироксениты; 2 — габбро; 3 — междайковые габбро; 4 — первичная хантайширская магма; 5 — габбро троодосского комплекса.  
 б: 1 — дайки в габбро; 2 — дайковая серия; 3 — лавы; 4 — первичная хантайширская магма; 5 — лавы троодосского комплекса; 6 — базальты срединно-океанических хребтов; 7 — толеитовые базальты островных дуг.

ман е. а., 1971]. Высокие значения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7118—0,7123) свойственны серпентинитам, что, как отмечалось в гл. 1, присуще альпинотипным гипербазитам и ультраосновным породам дна океана. Нами был построен ряд графиков, иллюстрирующих корреляционные связи величины отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  с содержаниями в породах  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}$  и  $\text{Sr}$  (рис. 43), которые будут обсуждены ниже. Здесь отметим, что на всех графиках гипербазиты занимают обособленное положение, не укладываются в зависимости, свойственные другим породам комплекса, для которых по величине первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  можно говорить, что это — производные мантийных магм.

Таблица 43

Изотопный состав стронция пород хантайширского офиолитового комплекса

№ п/п	№ пробы	Порода	Rb   Sr		$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ норм	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ перв
			г/г				
1	ЛП 906/1	Аподунит	1,5	<10	0,1193±0,0001	0,7118±0,0001	0,7083; 0,7104
2	ЛП 911/3	»	1,3	<10	0,1194±0,0001	0,7123±0,0002	0,7089, 0,7112 (при Rb/Sr = = 0,15 и 0,6)
3	ХТ 907/3	Пироксенит	0,2	13	0,1195±0,0002	0,7064±0,0007	0,7055
4	ХТ 907/17	»	0,4	10	0,1194±0,0002	0,7095±0,0002	0,7090
5	ХТ 907/18	Габбро	0,4	18	0,1199±0,0003	0,7034±0,0001	0,7032
6	ХТ 907/14	»	0,5	21	0,1195±0,0003	0,7065±0,0004	0,7059
7	ХТ 920/5	Диабаз дайка	1,4	50	0,1196±0,0002	0,7057±0,003	0,7051
8	ХТ 920/7	»	2,3	110	0,1204±0,0002	0,7087±0,0004	0,7079
9	ХТ 1201/1	лава	1,0	32	0,1189±0,0004	0,7068±0,0009	0,7060
10	ХТ 1215/5	»	2,6	72	0,1195±0,0003	0,7071±0,0005	0,7063

Примечание. Определения выполнены в лаборатории геохимии изотопов Института геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР Г. С. Плюсиным и Г. П. Сандмировой; первичные отношения рассчитаны для возраста 600 млн. лет по формуле  $\frac{^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}}{\text{перв}} = \frac{^{87}\text{Rb}(e^{\lambda t}-1)}{^{86}\text{Sr}}$ .

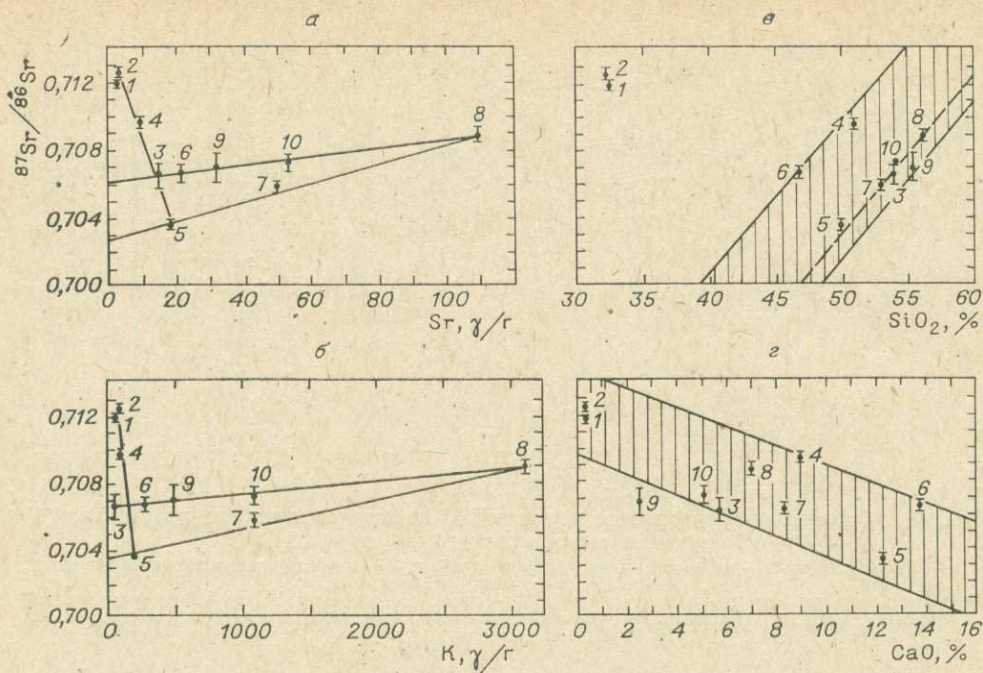


Рис. 43. Графики зависимости величины отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в породах хантайширско-го комплекса от концентрации в них Sr (а), К (б),  $\text{SiO}_2$  (в) и CaO (г); цифры на графиках соответствуют порядковым номерам в табл. 43.

**Возможные интерпретации.** Приведенные материалы показывают, что гипербазиты нельзя рассматривать как родственные остальным членам офиолитового комплекса породы, их надо интерпретировать как своеобразный фундамент, на котором формировались «слои» офиолитового разреза. К этому выводу на основании материалов по различным офиолитовым комплексам пришли многие исследователи [Книппер, 1975; Марков, 1975; Пейве и др., 1977]. В его пользу говорит и то, что гипербазиты и геологически, и петрохимически, и геохимически оторваны от вышележащих магматических пород комплекса. Важные заключения на этот счет позволяют сделать данные по соотношениям изотопов Sr в гипербазитах (см. табл. 43, рис. 43). У гипербазитов хантайширского комплекса величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения такая, какая обычно свойственна породам континентальной коры. В геологической литературе не существует аргументированной гипотезы, которая бы объяснила высокие содержания радиогенного стронция в гипербазитах. Относительно океанических гипербазитов предполагают [Фор, Пауэлл, 1974], что это связано с контаминацией морских осадков, имеющих высокие отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Однако не обнаружено закономерных изменений величины отношения в гипербазитах в связи с увеличением в них количества Sr, что позволило бы допустить возможность такой контаминации.

Нам представляется, что высокие отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в гипербазитах могут быть связаны с двустадийной историей их образования [Stueber, Murthy, 1966; Bonatti e. a., 1970]. Видимо, на ранних этапах истории Земли (3500 млн. лет назад) образовался ультраосновной слой с повышенными значениями Rb/Sr отношения, достигающими величины 0,17 [Stueber, Murthy, 1966]. Поэтому для него свойственна высокая скорость накопления радиогенной добавки Sr, обеспечивающая быстрый рост отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в указанных породах. Возможно, образование этого ультраосновного слоя совпадало по времени с этапом дегазации Земли [Гаст, 1975], когда происходило обогащение гипербазитового слоя верхов мантии литофильными элементами. В последующие этапы истории Земли такой слой гипербазитов, служащий своеобразной протолитосфе-

рой Земли, проявляется на поверхности в виде протрузий, аллохтонных пластин, что свойственно массивам гипербазитов [Колман, 1974, 1979]. Таким образом, гипербазиты, слагающие низы хантайширского комплекса, можно рассматривать в качестве реликтов протолитосферы Земли [Плюснин и др., 1979], соответственно они были своего рода вмещающей средой для магматического очага, эволюция которого дала разности пород офиолитового комплекса.

Среди изверженных пород, залегающих выше гипербазитов, бесспорно существование двух групп пород: габбро-пироксенитовой, с анортозитовой тенденцией дифференциации, и базальтовой, с кварцевой тенденцией, причем происхождение всех пород магматическое. Расслоенная серия, сложенная габбро-пироксенитовой группой пород, распадается в общем виде на пироксенитовый слой внизу и габбровый — вверху. Образование такой расслоенности лучше всего можно объяснить гравитационной дифференциацией магмы, когда пироксенитовые кумуляты скапливаются внизу магматического очага, а верхние его части обогащаются более легкими кристаллами плагиоклаза. Дифференциации подвергалась, по всей вероятности, базальтовая магма, так как средний состав габбро-пироксенитовой группы ближе всего отвечает базальтам.

Габбро-пироксенитовая и диабазовая группы пород в целом близки между собой; это позволяет предполагать, что произошли они из единой магмы. Основные факты, говорящие об этом, таковы: тесная геологическая связь двух групп пород, наблюдаемые постепенные переходы между диабазами и габбро; появление среди дайковых образований пород пикритового состава; одинаковый минеральный состав пород обеих групп; закономерное изменение геохимических характеристик пород от низов комплекса к его верхним уровням. За генетическое родство всех пород комплекса говорят также низкие концентрации РЗЭ во всех породах, наличие везде празеодимиевых максимумов, одинаковый тип графиков нормированных концентраций РЗЭ.

Можно полагать, что формирование комплекса происходило в результате гравитационной дифференциации основной магмы. Фиксация в одних породах европиевого минимума (пироксениты), в других — максимума (диабазы даек из габбро) (см. рис. 42) свидетельствует, что при дифференциации происходило фракционирование наряду с пироксеном плагиоклаза, которым, очевидно, обогащались верхние горизонты очага. Значительные вариации в составе диабазов даек — от пикритов до андезитобазальтов, — а также различия в содержаниях редких элементов в диабазах из даек в габбро и диабазов из дайковой серии могут свидетельствовать о зарождении даек на разных горизонтах (уровнях) магматического очага. В то же время закономерные изменения РЗЭ в диабазах даек и подушечных лав показывают, что при формировании пород диабазовой группы продолжалась эволюция магматического расплава в очаге.

Рассматривая особенности изотопного состава Sr в породах комплекса, следует отметить, что намечается прямая зависимость его от кремнекислотности пород (см. рис. 43, в). Это может указывать на то, что процесс магматической дифференциации был единым для всех образцов и развивался последовательно от габбро к диабазам даек и лав. Почти все точки пород попадают на одну прямую. Исключением являются два образца (хт. 907/17 и 907/14) со смешанным изотопным составом. Аналогичное смещение для пироксенита (хт. 907/17) наблюдается и на других графиках. Всюду пироксениты предполагаются между гипербазитами и габбро с минимальным изотопным отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , образуя дополнительную эволюционную линию (см. рис. 43, а, б). Судя по этим данным, родоначальная хантайширская магма взаимодействовала с гипербазитами. Наиболее обоснованно предположение о наличии во внедрившейся хантайширской магме тугоплавких включений (как пород, так и отдельных минералов) вещества протолитосферы [Плюснин и др., 1979]. В связи с этим внедрившаяся кварц-толеитовая магма на первой стадии существования магматического очага характеризовалась повышенными значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

отношения (0,706). В этой неомогенной магматической каше главными носителями Sr, обогащенного радиогенной добавкой, были оливин и пироксен. Они входили в состав кристаллизующих пород в разных количествах, максимально обогащая низы разреза, т. е. пироксенитовый слой. На заключительном этапе существования магматического очага, когда в остаточном расплаве оставались минимальные количества тугоплавких тяжелых минералов, изотопный состав Sr в наибольшей мере соответствовал мантийному (0,703).

Проба хт. 920/7 занимает на графиках (см. рис. 43, а, б) крайне правое положение, первичное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,7079) в ней близко к отношению изотопов Sr в морской воде (0,7078) раннепалеозойских океанов [Peterman e. a., 1970]. В связи с этим представляется, что вторичные процессы, в частности гальмиролиз, играли важную роль в формировании хантайширских пород и во многом определяли величину отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Взаимодействие магматических пород офиолитов с морской водой до глубин 2 км установлено для троодосского комплекса [Kay, Senchal, 1976].

Таким образом, в разрезе хантайширского офиолитового комплекса вскрыто, очевидно, полное сечение магматического очага, остатки которого фиксируются интрузивными породами расслоенной серии, а излившиеся и субвулканические образования — подушечными лавами и серий пластинчатых даек. Подошва очага маркируется гипербазитами. Учитывая мощности горизонтов офиолитового разреза, можно рассчитать состав исходной хантайширской магмы (см. табл. 37), которая отвечала низкокальцевому кварцевому толеиту и была близка к океаническим базальтам, отличаясь от них пониженными содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  и повышенным —  $\text{SiO}_2$ . В первичной магме были несколько понижены по сравнению с океаническими базальтами концентрации РЗЭ (см. табл. 42). Она характеризовалась отсутствием европиевого минимума, что, наряду с другими геохимическими и геологическими наблюдениями, может свидетельствовать об ее мантийном генезисе.

#### МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ

#### ХАНТАЙШИРСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Происхождение базальтовой магмы за счет частичного плавления мантийного вещества вряд ли вызывает сомнение. По экспериментальным данным [Грин, Рингвуд, 1968], насыщенные кварцем толеиты возникают при частичном плавлении пиролита при давлениях до 5 кбар, т. е. на глубинах не свыше 15 км. Этот вывод можно полностью распространить и на хантайширские офиолиты. Он подтверждается и данными по РЗЭ. Основное отличие графиков нормированных концентраций РЗЭ хантайширской толеитовой магмы от базальтов срединно-океанических хребтов состоит в том, что в ней отмечается уменьшение нормированных концентраций легких лантаноидов вплоть до Nd, а затем происходит их рост по мере увеличения атомного номера РЗЭ, в то время как для океанических базальтов свойствен примерно одинаковый уровень содержаний всех нормированных РЗЭ.

Вероятно, дело в следующем. При малых глубинах плавления пиролита в субсолидусе наряду с оливином появляется скорее моноклинный, чем ромбический пироксен [Грин, Рингвуд, 1968], который переходит в расплав. Ромбический пироксен — один из немногих мантийных минералов, обогащенных в значительной степени тяжелыми лантаноидами по сравнению с легкими, как это следует из коэффициентов распределения РЗЭ между минералами и базальтовым расплавом [Шиллинг, 1973; Zielinski, Lipman, 1976]. Некоторое обогащение первичной магмы легкими лантаноидами (La, Ce) может быть связано с переходом в расплав плагиокла-

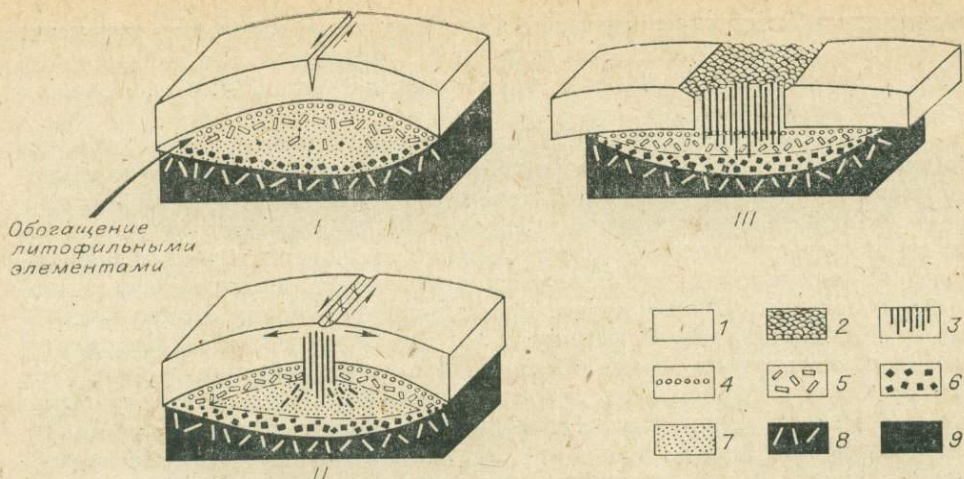


Рис. 44. Модель эволюции магматического хантайширского очага.

1 — океаническая кора; 2 — лавы; 3 — дайки; 4 — междайковые габбро; 5 — габбро, на ранней стадии — обособленные кристаллы плагиоклаза; 6 — пироксениты, на ранних стадиях — обособленные кристаллы пироксенов; 7 — магматический расплав; 8 — метасоматически измененные гипербазиты; 9 — гипербазиты.

за, в то время как оливин остается в качестве минерала солидуса. Именно легкие лантаноиды содержатся в плагиоклазах в повышенных количествах, в то время как оливины обогащены тяжелыми [Шиллинг, 1973]. Все сказанное свидетельствует о возможности образования первичной магмы при частичном плавлении вещества мантии на небольших глубинах.

Сильная обедненность исходной магмы большинством литофильных элементов по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов указывает на то, что частичному плавлению подвергалось вещество, уже сильно истощенное этими существенно легкоплавкими элементами. Можно утверждать, что привноса литофильных элементов, которые могли бы служить плавнями, не было, т. е. плавление шло, скорее всего, за счет изменения термических условий. Значит, выплавка происходила не над активными, восходящими ветвями конвекционных потоков в астеносфере.

Остатками самого магматического очага являются породы расслоенной серии. Его ложем служили гипербазиты, причем некоторые петрохимические и геохимические аномалии состава верхней части гипербазитов, очевидно, связаны с метасоматическим воздействием базальтовой магмы на ложе. Кровлей магматического очага, по-видимому, были породы океанической коры, среди которых могли быть и ультраосновные разности (рис. 44).

Существование двух групп пород с разным направлением химической дифференциации указывает на две стадии эволюции магматического расплава в камере. В первую очередь происходило формирование пород расслоенной серии. Положение магматического очага на малой глубине обусловило появление в субсолидусе кристаллизующейся базальтовой магмы наряду с пироксеном плагиоклаза, что согласуется с экспериментальными данными по фракционной кристаллизации базальтовых магм [Грин, Рингвуд, 1968]. Процесс шел в закрытой системе, при постоянном содержании кислорода, что, очевидно, способствовало анортозитовой, близкой к толеитовой тенденции дифференциации. Кристаллизующиеся из расплава минералы — пироксен и плагиоклаз — обладали различной плотностью, причем плотность пироксена ( $3,2-3,5 \text{ г/см}^3$ ) больше плотности базальтовой магмы ( $2,8 \text{ г/см}^3$ ), а основного плагиоклаза ( $2,7-2,75 \text{ г/см}^3$ ) — меньше. Это приводило к тому, что кристаллы пироксена опускались вниз и скапливались на дне магматической камеры, а кристаллы плагиоклаза концентрировались в верхних частях очага. В результате вещество камеры расслоилось (см. рис. 44, I): в нижней части обособилась зона, обогащенная пироксеном, а в верхней — плагиоклазом. В центральной части камеры

сохранялась остаточная жидкость. Состав ее после отделения пироксена и основного плагиоклаза обогатился  $\text{SiO}_2$ . Поскольку эти минералы не концентрируют литофильные редкие элементы и титан, ими обогащается остаточный расплав.

Вторая стадия (см. рис. 44, II) начинается раскрытием магматического очага и отчетливо фиксируется дайковой серией. Содержание кислорода резко меняется, приводя к изменению тенденции дифференциации на кварцевую (близкую к известково-щелочной). Остаточная жидкость в виде серии даек сравнительно быстро выводится наверх и дает начало излияниям подушечных лав. Перед излиянием магмы на океаническое дно, в самых верхах дайковой серии, в зоне дегазации магмы или взаимодействия ее с морской водой, формировался горизонт брекчий. Дайки поступали с разных глубин, что определило широкие вариации их состава. Магма поступала на поверхность до тех пор, пока не был исчерпан весь объем магматической камеры. Самые последние дифференциаты остаточной жидкости, наиболее кислые по составу, сохранились в корневых частях дайковой серии, давая начало рвущим телам плагиогранитного состава. После излияния базальтов и закристаллизации всей магмы в очаге устанавливается статическое состояние и прекращается спрединг (см. рис. 44, III).

Вторая стадия должна была сопровождаться очень сильным растяжением и раздвижением блоков земной коры в кровле магматического очага, чтобы дать возможность дайковой серии проникнуть на поверхность. Очевидно, большая часть верхней оболочки была сдвинута в стороны, освободив место для новой океанической коры, сложенной офиолитами.

В рассмотренной модели объясняются главные особенности хантайширского офиолитового комплекса: его стратификация, оторванность гипербазитов от других горизонтов, наличие двух групп магматических пород, образование дайковой серии и др. С помощью этой модели можно понять, почему дайки концентрируются в виде единого стратиграфического горизонта, корни которого находятся в габбро и не проникают далеко вниз. Предложенная нами модель согласуется с данными о формировании магматических пород дна океана, которые были рассмотрены в части I. Похожая модель эволюции магматического очага при формировании магматических пород офиолитов предложена для комплекса Самаил (Оман) [Pallister, Napson, 1982].

## ТИПЫ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Офиолитовые комплексы могут формироваться в различных геодинамических обстановках океана или его окраин [Miyashiro, 1975; Петрология..., 1977; Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Книппер, 1979]. Однако единой классификации офиолитов пока нет, сейчас можно говорить только о некоторых офиолитовых комплексах, сформированных в разных структурах океана или его окраин. Сопоставим хантайширский комплекс с другими офиолитовыми комплексами.

Самая характерная черта хантайширских офиолитов — присутствие в них серии параллельных даек. Из офиолитовых комплексов, содержащих дайковую серию, наиболее детально изучен троодосский комплекс Кипра [Cass, 1968; Мурс, Вайн, 1973]. Между хантайширскими и троодосскими офиолитами существует большая аналогия [Зоненшайн, Кузьмин, 1978], что позволяет считать, что оба комплекса формировались в сходных геодинамических условиях. Большинство исследователей рассматривают троодосский комплекс как остаток мезозойского срединно-океанического хребта океана Тетис. В то же время А. Миасиро [Miyashiro, 1973] полагает, что он сформировался в подложке островной дуги на ранней стадии ее эволюции. Этот вывод так же не беспорочен. Р. Кей и Р. Сенехел [Kay, Senechal, 1976] показали, что по геохимическим характе-

ридикам породы троодосского комплекса отличаются от базальтов срединно-океанических хребтов и островных дуг.

Палеотектонические реконструкции для нижнего кембрия [Зоненшайн, Томуртоого, 1979], рассмотренные нами выше, позволяют полагать, что хантайширский комплекс фиксировал прежнее окраинное море. В некоторых окраинных морях (типа моря Скоша) известны вулканические породы с близкими к океаническим базальтам содержаниями редких элементов, но с повышенной кремнекислотностью, отвечающие по составу андезитобазальтам [Saunders, Tarney, 1979].

К северу от хр. Хан-Тайшири, по южному краю Хангай-Хентейской зоны, отделяя ее от выступов протерозойского основания Центрально-Монгольской зоны, протягивается Баянхонгорский офиолитовый пояс, детально изученный в последние годы О. Томуртоого. Время формирования этого офиолитового комплекса — нижний кембрий, а строение его близко к хантайширскому [Кузьмин и др., 1983; Коптева и др., 1984]. В разрезе комплекса отмечаются гипербазиты, расслоенная серия, представленная пироксенитами и пироксеновыми габбро, серия параллельных даек, которая через горизонт брекчий переходит в подушечные лавы. Мы полагаем, что и баянхонгорский комплекс формировался в условиях окраинного моря. Если это так, то в конце протерозоя — начале фанерозоя по краю Азиатского континента существовала, очевидно, целая серия малых океанических бассейнов, окраинных морей, т. е. здесь наблюдалась картина, аналогичная той, которая в настоящее время свойственна западной окраине Тихого океана.

Многие комплексы Урала, Альпийского пояса, Корякского нагорья и других районов не содержат в разрезе серию параллельных даек. В Монголии подобный комплекс известен в Южно-Монгольской зоне, где он фиксирует океанические пространства герцинского океана Тетис. В настоящее время наиболее полные геологические исследования этих офиолитов проведены в хр. Дзолен [Зоненшайн и др., 1975; Зоненшайн, 1977]. Офиолиты слагают аллохтон, который представлен серией тектонических пластин, шарьированных на отложения девона и силура. Пластины образованы целой гаммой пород, среди которых отмечаются гипербазиты, габбро и зеленокаменно измененные эффузивы. В основании пластин обнаруживается серпентинитовый меланж.

По составу среди гипербазитов, которые в значительной степени серпентинизированы, выделяются перидотиты, гарцбургиты, верлиты, иногда дуниты и лерцолиты; ультраосновные породы часто расслоены. В ряде мест гипербазиты вверх по разрезу сменяются меланократовыми пироксеновыми габбро с такситовой текстурой. Выше располагаются зеленокаменно измененные диабазовые порфириты и спилиты, которые перекрываются яшмами и кремнистыми алевролитами. Палеотектонические реконструкции [Зоненшайн и др., 1975; Зоненшайн, 1977] дают основание думать, что офиолиты располагались в океаническом бассейне между континентом Северной Монголии и островной дугой, находившейся на юге. После среднего девона офиолиты были шарьированы на юг и перекрыли островную дугу. Диабазы по составу отвечают низкокальциевым толеитовым базальтам и по уровням содержания многих редких элементов близки к океаническим толеитам [Зоненшайн, Кузьмин, 1978]. По химическому составу гипербазиты комплекса принадлежат к слабо дифференцированной серии и близки к ультраосновным породам, поднятым со дна современных океанов.

Таким образом, геологические и геохимические данные показывают, что существуют разные типы офиолитовых комплексов. Первостепенная задача геологии — детально изучить офиолитовые разрезы, геохимию слагающих их магматических пород и сравнить их с составом магматических пород, развитых в различных структурах Мирового океана. Только такой путь исследования позволит выделить типы офиолитов, связанные с геодинамическими условиями их формирования в структурах океана или его окраин.

## ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ: РЕКОНСТРУКЦИИ, СРАВНЕНИЕ С СОВРЕМЕННЫМИ

Офиолитовые комплексы позволяют реконструировать древние океанические пространства. Проводя палеотектонические реконструкции для узких временных интервалов, учитывая при анализе магматизма типоморфные геохимические типы пород, можно восстановить различные геодинамические обстановки в фанерозойских складчатых поясах. Такая работа была выполнена нами совместно с Л. П. Зоненшайном и В. М. Моралевым [Зоненшайн и др., 1976]. Она показала, что в разные эпохи фанерозоя существовали практически все те типы геодинамических обстановок, которые свойственны и современным активным зонам Земли. Оригинальный геохимический материал имеется у нас по магматическим породам Монголо-Охотского пояса, поэтому палеогеодинамические реконструкции этого региона рассмотрим отдельно. Здесь приведем только структурно-магматические зональности для палеоостровных дуг и активных континентальных окраин, которые были установлены нами ранее [Зоненшайн и др., 1974, 1976].

Примерами островодужных обстановок являются хотя бы обстановки позднего кембрия — раннего ордовика и раннего карбона Центрально-Азиатского пояса, ордовика Великобритании, ордовика и силура Ньюфаундленда, раннего и среднего палеозоя Австралии, триаса и ранней юры Кордильер, юры Анд и др. Для всех них характерна следующая зональность магматизма и металлогении (от фронтальных частей дуги к тыловым):

зона толеитового вулканизма, сопровождаемая протрузиями гипербазитов, глубоководными осадками, меланжем, олистостромой и глаукофановым метаморфизмом; она отвечает глубоководному желобу и осадочной террасе; с нею связаны медно-колчеданные месторождения в эффузивах;

зона вулканических пород островодужной ассоциации, объединяющая низкохром-никелевые вулканы толеитовой серии, натровые известково-щелочные серии пород, вулканы шонзонитовых серий и габбро-плагиогранитные интрузии, сложенные гранитоидами толеитового ряда; зона фиксирует саму вулканическую дугу; к ней приурочена колчеданная медная и полиметаллическая минерализация, иногда с золотом, примечательны стратиформные месторождения типа «куроко»;

зона терригенного прогиба, располагающаяся в тылу островной дуги и отвечающая выполнению окраинного моря; основание его сложено ассоциацией пород офиолитового типа, как, например, в хр. Хан-Тайшири; в этих случаях с зоной могут быть связаны месторождения хрома, никеля, асбеста;

зона развития гранитоидов андезитового ряда, слагающих крупные батолитообразные массивы, с которыми ассоциируют золотая минерализация и железо-медное скарновое оруденение; расположена на прилегающей континентальной окраине.

Геодинамические обстановки андийского типа, как показывают палеотектонические реконструкции [Зоненшайн и др., 1976], эпизодически возникали в различных складчатых поясах в течение всего фанерозоя. Они реставрируются для позднего ордовика в Средней Азии. Ярким примером мезозойских зон андийского типа служат вулканические пояса Востока Азии, которые аналогичны современным Андам и по строению [Зоненшайн и др., 1973], и по составу вулканических пород [Кузьмин, 1977]. Структурно-магматическая зональность обстановок этого типа имеет следующий вид:

зона развития гранитоидных батолитов, сложенных гранодиоритами известково-щелочного ряда, с которыми в некоторых случаях комаг-

матичны вулканиты известково-щелочного ряда («континентальные» андезиты); в связи с интрузивными породами наблюдаются проявления золото-молибденовой минерализации, иногда известны медно-порфировые месторождения;

зона развития как вулканитов, так и гиабиссальных интрузий, сложенных гранитоидами латитового ряда, т. е. зона латитового магматизма, к которой приурочены полиметаллические, а также оловянные месторождения сульфидно-касситеритовой формации;

зона развития гиабиссальных интрузий гранитов известково-щелочного ряда и плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, для которой характерно проявление генетически связанного с гранитоидами редкометалльного оруденения;

зона магматизма повышенной щелочности, причем преобладают разновидности моношатовых щелочных гранитов; возможны обнаружения цирконий-редкоземельно-ниобиевой минерализации.

Исходя из аналогии с современными Андами, следует признать, что зональность андийского типа приурочена к окраине континентальной литосферной плиты у ее границы с океанической плитой, появление обстановок этого типа обусловлено надвиганием континентальной плиты на океаническую.

Палеотектонические реконструкции позволили выделить невадийский тип геодинамических обстановок [Зоненшайн и др., 1976]. Для него характерно широкое развитие поясов гранитоидных батолитов, по обрамлению которых и в их кровле отмечаются поля комагматичных вулканитов [Hamilton, 1969]. Такая обстановка свойственна, например, для позднего мезозоя Запада Северной Америки. Здесь к западу от Францисканской зоны, где проявлена мезозойская офиолитовая ассоциация, фиксирующая остатки мезозойской океанической коры [Бейли, Блейк, 1969], развит широкий пояс гранитоидных батолитов. Для него устанавливается следующая вещественная зональность (с запада на восток):

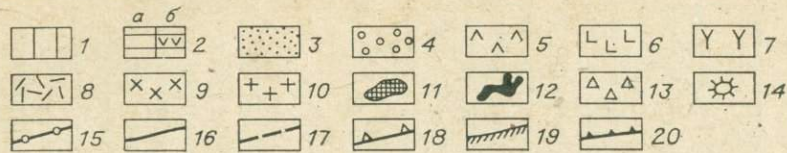
зона низкокальциевых кварцевых диоритов и трондjemитов (гранитоидов андезитового ряда);

зона гранодиоритов известково-щелочного ряда мезоабиссальной фации глубинности;

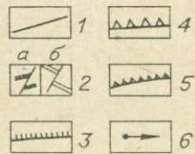
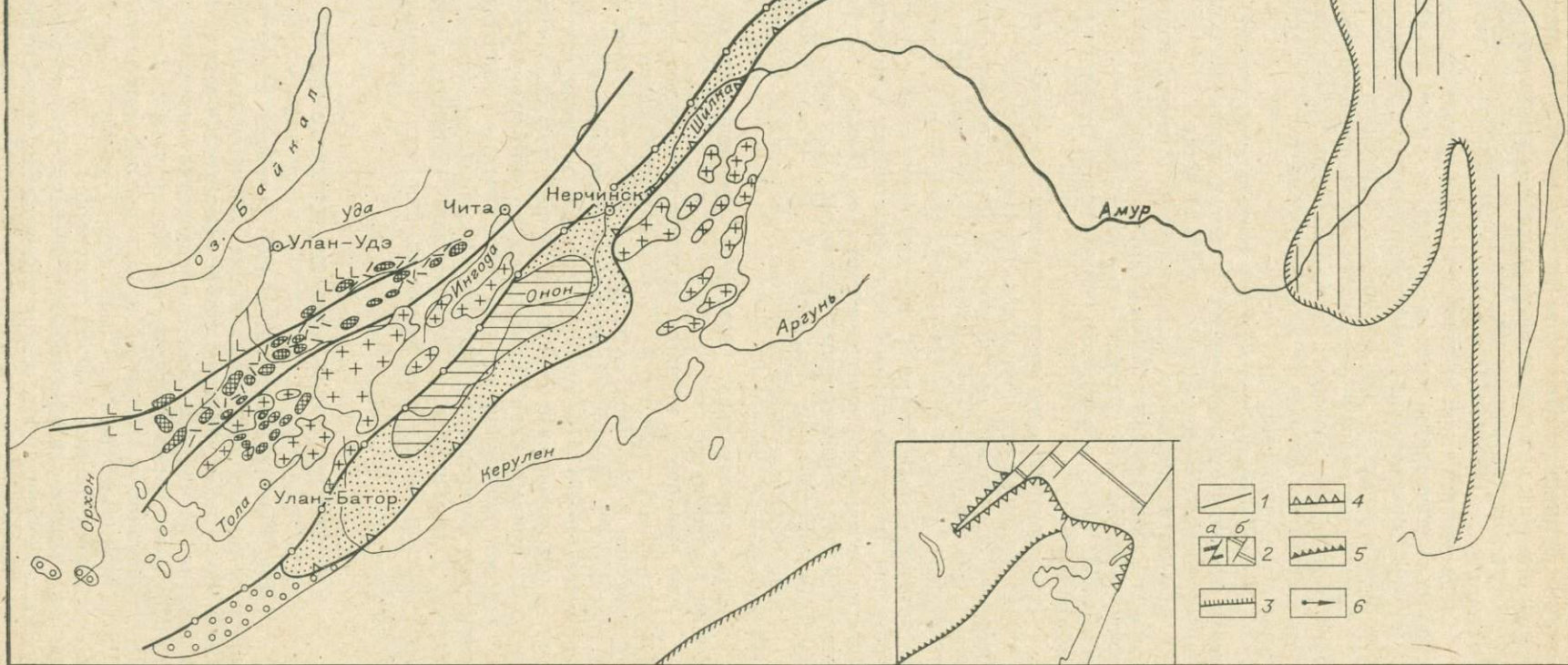
зона кварцевых монцонитов и гранитов латитового ряда мезоабиссальных фаций глубинности. С батолитами связаны золотые проявления, тяготеющие к западной части пояса, далее на восток вместе с золотыми встречаются и полиметаллические месторождения, а в наиболее восточной части пояса — медно-молибденовые и единичные проявления вольфрама (шеелитоносные скарны) и олова турмалин-касситеритовой формации. Из приведенного описания видно, что магматизм геодинамических обстановок невадийского типа отличается от островодужного широким развитием подщелоченных разновидностей пород (монцонитов, кварцевых монцонитов), а от андийского — отсутствием гранитоидов известково-щелочного ряда гиабиссальных фаций глубинности и редкометалльных гранитоидов.

#### ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Под Монголо-Охотским поясом, впервые выделенным А. Е. Ферсманом в качестве особой геохимической провинции, связанной с мезозойской магматической активностью региона [Ферсман, 1926], понимается комплекс разновозрастных геологических структур, протягивающихся от Монголии через Забайкалье и Приаргунье вплоть до Тихого океана. Пояс расположен между областями древней консолидации: Сибирской и Китайской платформами. Связывающей структурой его служит Монголо-Охотский глубинный разлом, тянущийся от Монголии до Охотского моря; он активен с докембрийского времени. Протерозойские и нижнекембрийские образования к северу и югу от Монголо-Охотского разлома раз-



P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>



личны, а в самом линеаменте отмечаются древние офиолитовые комплексы, позволяющие полагать, что он фиксирует границу прежних литосферных плит. Начиная с девона, на большей части Монголо-Охотского пояса не наблюдается типичных эвгеосинклинальных образований. В нем формировались только разновозрастные прогибы, выполненные часто морскими образованиями, происходило интенсивное гранитообразование и формирование субсеквентных вулканоплутонических комплексов.

Природа мезозойских структур пояса, с которыми связаны многие полезные ископаемые региона, издавна привлекала внимание геологов. В. Н. Козеренко [1956] выделил их в особый тип геосинклиналей. М. С. Нагибина, Ю. В. Комаров и П. М. Хренов [Комаров, Хренов, 1963; Нагибина, 1963; Комаров, 1972] обратили внимание на существенное отличие Монголо-Охотского пояса от геосинклинальных и платформенных областей; они отнесли мезозойские структуры региона к особой категории, что позволило по-новому понять геологическую историю и металлогению данной территории.

История развития Монголо-Охотского пояса была рассмотрена нами совместно с И. Б. Филипповой [Кузьмин, Филиппова, 1979] на основе палеотектонических реконструкций, выполненных в рамках узких временных интервалов, начиная с девона, т. е. со времени, когда во всем регионе существовала континентальная кора. Такой подход в последнее время можно видеть у ряда авторов [Козубова и др., 1979]. В связи с тем, что для мезозоя Монголо-Охотского пояса были свойственны геодинамические обстановки калифорнийского типа [Зоненшайн и др., 1976], эти интервалы времени рассмотрены нами подробно, а палеозойские реконструкции в настоящей монографии не приводятся.

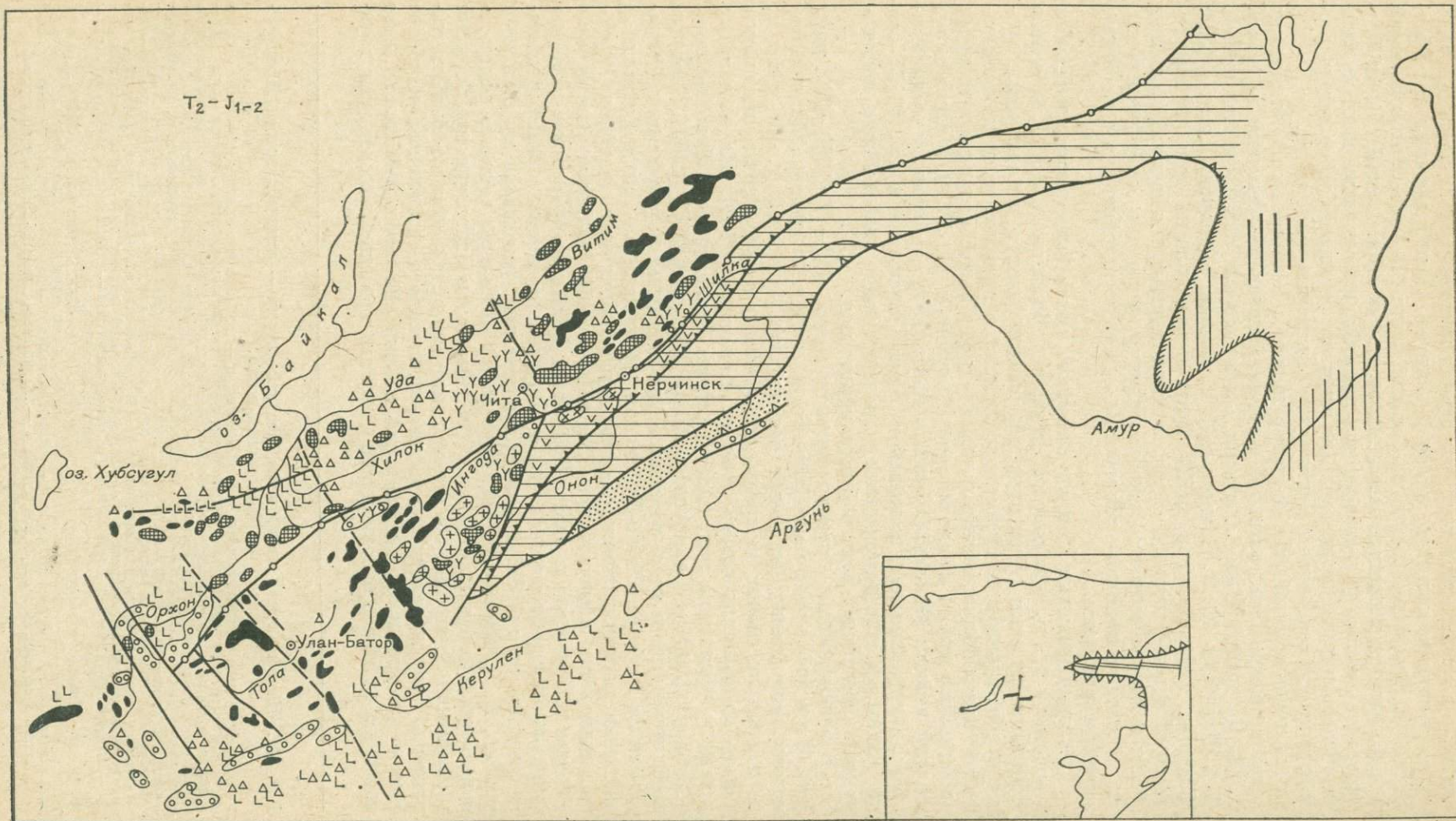
**Верхнепермская — нижнетриасовая эпоха ( $P_2$  —  $T_1$ ; 240—200 млн. лет).** В это время закрылся Палео-Тетис, хотя в Солонкерской зоне, возможно, существовал еще узкий океанический бассейн (рис. 45), так как, по данным китайских геологов, здесь известны офиолитовые комплексы вплоть до раннетриасового времени [Основы..., 1962]. На востоке по развитию офиолитов ложе Тихого океана фиксируется в Сихотэ-Алине, Хабаровском и Кур-Урминском районах [Геология СССР, 1966]. В Монголо-Охотском поясе вновь возникает глубоководный морской прогиб, ограниченный с севера Ононо-Туринским разломом. На большей части он выполнен морскими мелководными грубообломочными толщами. Глубоководная часть выделяется в Северо-Восточной Монголии (междуречье Ульдзы и Керулена) и в Юго-Восточном Забайкалье (Агинское поле) по флишовой терригенным осадкам Джаргалантуин-гола (МНР) и хапчеганской серии (Забайкалье), для которых установлен турбидитный генезис. Е. В. Барабашев [1975] детально рассмотрел состав и распространенность триасовых отложений Забайкалья и разновозрастных с ними образований Монголии. Он отметил, что для начала триасовой эпохи характерно формирование кремнисто-терригенного комплекса, наиболее широко представленного в Даурской и Агинской зонах Забайкалья. Этот комплекс сложен в основном алевритами, кремнистыми сланцами, гори-

Рис. 45. Палеотектоническая схема поздней перми — раннего триаса Монголо-Охотского пояса.

1 — океанические комплексы, включая офиолиты; 2 — глубоководные алевроглинистые осадки (а), они же с вулканитами (б); 3 — мелководные терригенные и карбонатные осадки; 4 — континентальные, местами прибрежно-морские осадки; 5 — вулканогенные известково-щелочные толщи с граувакками (островодужный комплекс); 6 — континентальные вулканиты преимущественно основного щелочного состава; 7 — континентальные средние и кислые вулканиты известково-щелочной серии; 8 — вулканиты контрастной серии; 9—13 гранитоиды: 9 — толентового ряда, 10 — известково-щелочного ряда мезоабиссальных фаций глубинности, 11 — латитового ряда, 12 — известково-щелочного ряда гиабиссальных фаций глубинности, 13 — щелочного ряда; 14 — ультраосновные щелочные комплексы; 15 — Монголо-Охотский разлом; 16 — прочие разломы; 17 — 18 — поперечные разломы северо-западного направления; 19 — граница континента и океана; 20 — палеозоны Беньюффа.

На врезке — палинспастические реконструкции [по Зоненшайну, Городницкому, 1977]. 1 — контуры континентов, 2 — срединно-океанические хребты (б) и предполагаемые хребты, перекрытые континентом (а); 3 — островные дуги; 4 — активные континентальные окраины; 5 — зона столкновения континентов с островной дугой; 6 — направление движения литосферных плит.

T<sub>2</sub>-J<sub>1-2</sub>



зонтами яшм и ассоциирующих с ними эффузивов, отвечающих по составу низкокальциевым кварцевым толеитам.

В рассматриваемую эпоху на территориях, прилегающих к Монголо-Охотскому прогибу, был развит гранитоидный магматизм. Большинство магматических комплексов тяготеет к северному его обрамлению. В Восточном Забайкалье выделяется большая группа гранитоидных массивов, относимых к удинскому и газимуровскому комплексам. Геологических данных о возрасте этих гранитоидов практически нет. По данным систематических геохронологических исследований [Гладков и др., 1974] возраст Удинского батолита 220—180 млн. лет. Геохимическое изучение [Козлов, 1972] гранитов показывает, что это типичные граниты и гранодиориты известково-щелочного ряда с близкими к кларковым содержаниями большинства редких элементов. К северо-западу от Монголо-Охотского прогиба прослеживается полоса крупных массивов, типичным примером которых в Монголии являются Бага-Хентейский, Ононский и т. п., а в Забайкалье аналогом их служат массивы асинского и даурского интрузивных комплексов. Все массивы сложены преимущественно гранодиоритовыми разновидностями пород с примерно равными соотношениями К и Na, а содержания Rb в них колеблются в пределах 80—120 г/т, Ва — 600—800, Sr — 200—300 г/т, что дает основание относить их к гранитоидам известково-щелочного ряда [Коваль и др., 1978].

К западу и северо-западу от зоны батолитов в Селенгинском районе (МНР) и Западном Забайкалье развиты интрузии гранитоидов и поля вулкаников повышенной щелочности. В Селенгинском районе проявлены гранитоиды селенгинского комплекса, которые, по данным ряда геологов, прорываются флористически охарактеризованные пермские образования и перекрываются конгломератами, содержащими триасовую флору [Геология Монгольской Народной Республики, 1973]. В гранитоидах повышена щелочность, они представлены диорито-монцититами, граносиенитами и гранитами и относятся к типичным породам латитового ряда. Аналог этих пород в Западном Забайкалье — очевидно, интрузии бичурского комплекса, большинство цифр абсолютного возраста для которых находится в интервале 220—180 млн. лет [Комаров, 1972]. С интрузиями ассоциируют андезит-дацит-липаритовые серии эффузивов. Четко прослеживается повышение щелочности вулканических образований с юга на север с появлением трахиандезитовых и трахибазальтовых разновидностей пород. В Забайкалье в бассейнах рек Селенга и Хилок отмечаются бимодальные серии вулкаников, представителями которых выступают вулканы аленгуйской ( $P_2 - T_1$ ) и тамирской ( $T_{1-2}$ ) свит, относимых Ю. В. Комаровым [1972] к контрастной базальт-липаритовой формации.

Таким образом, с верхнепермского времени, после закрытия Палеотетиса, рассматриваемый регион развивается как внутриконтинентальная зона. Новый этап развития отмечается заложением глубоководного морского Монголо-Охотского прогиба, по северному борту которого возникали глубокие сколы. По закономерному изменению состава магматических образований, связанных с этими глубинными разломами, их можно, очевидно, сопоставлять с внутриконтинентальными зонами Бенюффа.

**Верхнетриасовая — нижнеюрская эпоха ( $T_3 - J_1$ ; 190—170 млн. лет).** Офиолитовые комплексы этого времени известны только в Сихотэ-Алине, где они фиксируются западную границу нижнемезозойского ложа Тихого океана. От Сихотэ-Алиня до Северной Монголии (междуречье Ульдзы и Керулена) вдоль Монголо-Охотского шва прослеживается морской прогиб (рис. 46). По простиранию он распадается на несколько седиментационных ванн (Агинское поле, Ингодино-Шилкинский прогиб, Верхнее Приамурье и т. д.), разделенных относительно поднятиями. «Ванны»

Рис. 46. Палеотектоническая схема позднего триаса — ранней юры Монголо-Охотского пояса.

Усл. обозн. см. на рис. 45.

выполнены мощной (до 5—7 км) толщей флишеидных осадков, часто турбидитного генезиса, в некоторых из них (Ингодино-Шилкинский прогиб) среди осадков отмечаются эффузивы, отвечающие по составу примитивным толеитовым базальтам [Лоскутов, 1968; Долганев, 1968].

Территории, прилегающие к прогибу, служат ареной интенсивного магматизма, охватившего Восточную Монголию и Забайкалье. К югу от прогиба в Центрально-Монгольском поясе проявлены магматические породы повышенной щелочности, представленные вулканоплутонической ассоциацией [Брандт и др., 1970]. Среди интрузивных пород (Баян-Уланский, Дашибалбарский массивы) отмечаются моношатовые и рибекитовые граниты [Коваленко и др., 1971, 1975]. Возможно, формирование рассматриваемых пород началось еще в нижнем триасе.

По характеру магматических пород, развитых к северу от прогиба, можно выделить три района. Первый расположен северо-западнее среднего течения рек Ингода и Шилка, второй охватывает районы юго-западного окончания Монголо-Охотского прогиба, третий располагается на продолжении прогиба в районах Центральной Монголии (см. рис. 46).

В первом районе, непосредственно на северном борту прогиба, развиты крупные многофазные массивы пород береинского комплекса, сложенные пироксенитами, пироксеновыми габбро, габбро-диоритами и плагиогранитами [Рутштейн, 1970], представляющими собой продукты дифференциации кварц-толеитовой базальтовой магмы и сопоставимыми с магматическими породами Калифорнийского залива. К северо-западу от полосы распространения гранитоидов береинского комплекса на территориях, прилегающих к прогибу, формировались интрузии амананского комплекса, сложенные преимущественно гранитоидами латитового ряда. Далее на северо-запад появляются в большом количестве гипабиссальные массивы, сложенные лейкократовыми гранитами известково-щелочного ряда, а также массивы агпаитовых гранитов, выделяемые здесь в качестве четвертой фазы амананского комплекса. Таким образом, для этого района намечается зональность, выражающаяся в увеличении щелочности пород с юго-востока на северо-запад.

Во втором районе, в клине между западным бортом глубоководного прогиба и Монголо-Охотским разломом, проявлен известково-щелочной магматизм (см. рис. 46). В примыкающих к прогибу участках развиты крупные мезоабиссальные плутоны гранитоидов кыринского комплекса, сложенные преимущественно гранодиоритовыми разновидностями пород со сходными соотношениями Na и K и близкими к кларковым содержаниями многих редких элементов [Козлов, Свадковская, 1977]. Эти гранитоиды — типичные представители гранодиоритов известково-щелочного ряда. Восточнее кыринских гранитоидов развиты интрузии сохондинского комплекса; среди слагающих его пород отмечаются адамеллитовые, сиенитовые и граносиенитовые разновидности. На основании вещественных характеристик [Козлов, Свадковская, 1977] породы отнесены нами к гранитоидам латитового ряда. В районах, примыкающих к Монголо-Охотскому разлому, широко развиты интрузии асакан-шумиловского комплекса, сложенные биотитовыми и лейкократовыми гранитами с несколько повышенными содержаниями Rb. Они рассматриваются в качестве гранитов известково-щелочного ряда. Здесь так же наблюдаются отдельные более мелкие массивы плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов с повышенными концентрациями практически всех литофильных элементов и фтора.

В третьем районе, охватывающем территории главным образом Центральной Монголии, широко развиты редкометалльные граниты (см. рис. 46). Здесь известны гипабиссальные массивы, сложенные гранитами известково-щелочного ряда, и массивы плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов [Коваленко и др., 1971, 1975]. Размеры массивов невелики, они образуют цепочки, приуроченные к разломам северо-западного простирания. На юго-западном окончании ареала магматизма появляются небольшие массивы гранитоидов повышенной щелочности, например массивы

рибекитовых и моноплатовых гранитоидов в районе самона Баян-Дунг [Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975].

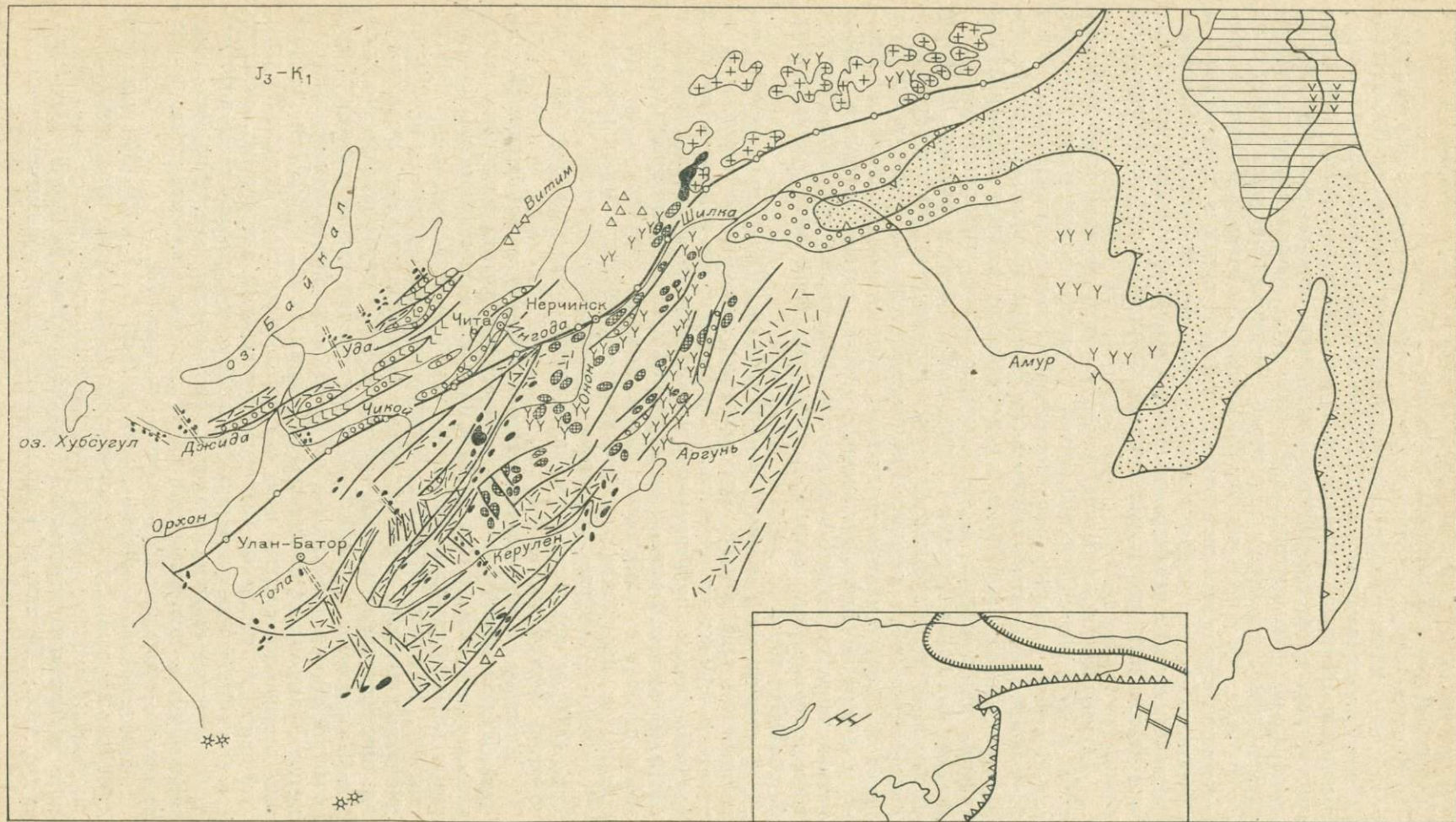
К северо-западу от мест распространения известково-щелочных пород развиты магматические породы повышенной щелочности: В Селенгинском и Джидинском районах МНР известны диорит-монцитовые интрузии орхонской серии. С ними ассоциируют эффузивные толщи, варьирующие по составу от базальтов до липаритов, причем среди вулканитов преобладают трахиандезиты, а трахибазальты, трахилипариты и ортофиры отмечаются в меньшем количестве [Геология Монгольской Народной Республики, 1973]. В Западном Забайкалье [Комаров, 1972] это диорит-монциты кудунского комплекса, агпайтовые граниты, граносиениты и сиениты куналейского комплекса, а также вулканические образования цаган-хунтейской и чернойяровской свит, сложенные породами повышенной щелочности, часть из которых принадлежит к образованиям бимодальной серии.

Таким образом, в рассматриваемую эпоху окончательно сформировался глубоководный морской прогиб, который по характеру слагающих его осадочных толщ и составу приуроченных к нему магматических пород может быть сопоставлен с современным Калифорнийским заливом. На территориях Центральной Монголии, в Орхонском и Джидинском районах, развиты магматические породы, которые можно параллелизовать с магматическими образованиями Провинции Бассейнов и Хребтов. К северу от прогиба распространены магматические породы главным образом известково-щелочного состава. Увеличивающаяся на север щелочность пород позволяет связывать их с внутриконтинентальной палеозонной Бень-оффа. Нетрудно видеть по наличию глубоководного прогиба и составу магматических пород, что в нижнемезозойское время в Монголо-Охотском поясе возникла геодинамическая обстановка, близкая к обстановке калифорнийского типа.

В среднеюрское время (170—140 млн. лет) Монголо-Охотский прогиб сместился на восток. Глубоководная часть его прослеживается по развитию черносланцевых толщ до Приаргунья, юго-западнее отмечаются грубообломочные прибрежно-морские отложения верхнегазимуровской свиты. В районах, расположенных на месте нижнеюрского морского прогиба, внедрялись небольшие гипабиссальные интрузии амуджиканосретенского, акатуевского, шахтаминского (Забайкалье) и ималкинского (Монголия) комплексов, сложенные гранитами латитового ряда [Кузьмин, 1971], с которыми часто ассоциируют комагматичные вулканиты [Таусон, Захаров, 1974].

К северу от Монголо-Охотского линеймента в Забайкалье (Хилокский, Привитимский районы) формируются в среднеюрское время континентальные молассы с прослоями в Даурской зоне андезитовых порфиритов, а в более северных районах — трахибазальтов и ортофириров [Салтыковский, Оролмаа, 1977], в Центральной Монголии — своеобразный комплекс щелочных (базаниты, меланефелиниты, трахиты, трахилипариты, трахибазальты, сиениты, граносиениты) и карбонатитоподобных пород [Коваленко и др., 1976]. Некоторые массивы щелочных пород (Лугингольский массив нефелиновых сиенитов) появились еще в нижнеюрское время [Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975]. Эти образования хорошо сопоставимы с магматическими породами континентальных рифтовых зон, например Восточно-Африканской; наличие их, очевидно, может указывать на существование в Монголо-Охотском поясе рифтогенных структур юрского возраста. Большинство магматических пород среднеюрского возраста показано на палеотектонической схеме верхнеюрского — нижнемелового возраста (см. рис. 47).

Верхнеюрская — нижнемеловая эпоха ( $J_3 - K_1$ ; 110—140 млн. лет). Офиолитовые комплексы верхнеюрского — нижнемелового возраста, фиксирующие западную границу Тихого океана, известны в районах Восточного Сахалина, Центрального Хоккайдо и далее на Хонсю [Зоненшайн и др., 1976]. На западе (Комсомольский район) офиолитовые комплексы



сменяются глубоководными турбидитными осадками с локальным проявлением андезитового вулканизма. В это время глубоководный морской прогиб перестал существовать. На всей территории Сихота-Алиня располагалось мелководное эпиконтинентальное море, которое в виде небольшого залива вдавалось вдоль Монголо-Охотского разлома в глубь континента вплоть до районов Верхнего Приамурья. Ось прогиба была смещена на юг по отношению к глубоководному прогибу предыдущей эпохи, который располагался несколько южнее самого Монголо-Охотского линеймента (рис. 47).

К северу от Монголо-Охотского разлома, главным образом в Становом хребте, в верхнеюрское — нижнемеловое время формировались крупные массивы гранитоидов удской серии, которые, как показывают геохимические исследования [Кузьмин, Антонов, 1980], сложены гранодиоритами известково-щелочного ряда, а сами массивы кристаллизовались в мезоабиссальных фациях глубинности. Здесь также известны вулканические образования того же возраста, которые геохимически близки к гранитоидам и сопоставимы с вулканитами активных континентальных окраин [Кузьмин, 1977].

На продолжении морского прогиба, на юго-запад от Становика, наблюдается веерообразная серия разломов, имеющих большей частью северо-восточное простирание. С этими разломами связаны грабенные структуры, выполненные вулканитами бимодальной и латитовой серий, переслаивающиеся с континентальной молассой. Это цаганцанские эффузивы Монголии, хилокской свиты Западного Забайкалья и шадаронской — Восточного. В составе бимодальных серий отмечаются толщи базальтов и липаритов — трахилипаритов, среди вулканитов латитовых серий преобладают латитовые разности, но отмечаются шошониты, трахидациты, трахилипариты. Иногда эффузивы имеют редкометальную специфику, например цезиеносные редкометальные верхнеюрские — нижнемеловые вулканические стекла в Забайкалье и Монголии [Шатков, Гуцин, 1969; Коваленко и др., 1971]. Преимущественно в приподнятых участках между грабеновыми структурами формируются массивы гранитоидов, сложенные гранитами известково-щелочного ряда и плюмазитовыми редкометальными гранитами. Широкое развитие редкометальных гранитоидов в Монголии и Забайкалье — примечательная особенность рассматриваемой эпохи. Это интрузии кукульбейского, харалгинского, гуджирского и шарахадинского комплексов [Геология Монгольской Народной Республики, 1973; Комаров, 1972; Коваленко и др., 1971, 1975; Кузьмин, Антипин, 1972; Трошин, 1978].

Обычно интрузии вытягиваются вдоль разломов северо-западного простирания в цепочки, образуя так называемые «стволы интрузий». На глубине отдельные массивы сливаются, формируя крупные подземные тела [Турутанов, Зорин, 1978]. Приуроченность гранитоидов к положительным формам рельефа, как считают геофизики [Турутанов, Зорин, 1978], связана с тем, что гранитоидные массы могут изостатически всплывать под воздействием архимедовых сил в гравитационном поле Земли. «Всплывание» начинается еще на магматической стадии и продолжается в твердом состоянии. Возможно, эти процессы обуславливают формирование характерного рельефа, в котором наблюдается чередование впадин и хребтов. Именно такой рельеф типичен для современной рифтогенной структуры — Провинции Бассейнов и Хребтов.

На периферии магматического ареала известны массивы гранитоидов повышенной щелочности. Это, например, агнаитовые граниты, граносиениты и сиениты перчуганского комплекса Забайкалья и хальдерминского. —

Рис. 47. Палеотектоническая схема поздней юры — раннего мела Монголо-Охотского пояса.

Усл. обозн. см. на рис. 45.

Монголии. Известны щелочные породы к северу от Становой зоны по обрамлению Алданского щита.

Для рассматриваемой эпохи характерно развитие магматических образований внутри континента. Сколовые явления с образованием внутриконтинентальных зон Беньоффа происходили на востоке пояса, где с такими зонами связаны, очевидно, известково-щелочные серии магматических пород Становика. На остальной территории Монголо-Охотского пояса, в Забайкалье и Монголии, в рифтоподобных структурах формировались как вулканы бимодальных и латитовых серий, так и редкометальные плюмазитовые и агпайтовы гранитоиды. В целом в рассматриваемую эпоху в Монголо-Охотском регионе существовала геодинамическая обстановка калифорнийского типа.

Изучение геологической истории региона показывает, что в палеозое он располагался на краю Сибирского континента, а вдоль Монголо-Охотского линейного пояса возникали морские прогибы, часто связанные с Тихим океаном. В позднем палеозое здесь существовали различные геодинамические обстановки, которые на основании имеющегося материала можно трактовать как обстановки островодужного и андийского типов [Кузьмин, Филиппова, 1979]. Очевидно, характер сочленения континента с океаном определял вещественный состав магматических пород: натровые известково-щелочные серии вулкаников и гранитоиды андезитового ряда проявлялись в обстановках островодужного типа, известково-щелочные («континентальные») андезитовые серии, гранитоиды известково-щелочного, латитового рядов и породы повышенной щелочности — в обстановках андийского типа. Однако размещение магматических комплексов на континенте всегда контролировалось Монголо-Охотским линейным поясом. Основная масса магматических пород располагалась как по обрамлению системы Монголо-Охотских прогибов, так и на их непосредственном продолжении. Такая закономерность обусловлена, по нашему мнению, возникновением вдоль Монголо-Охотских прогибов дополнительных зон типа внутриконтинентальных зон Беньоффа. Сам Монголо-Охотский линейный пояс можно рассматривать как границу, разделяющую край Сибирского континента на дополнительные, более мелкие плиты. Наличие таких микроплит, вернее границ между ними, определяет размещение палеозойских магматических комплексов на краю Сибирского континента [Кузьмин, Филиппова, 1979].

В мезозойскую эпоху, когда Сибирская плита спаялась с Китайским микроконтинентом, Монголо-Охотский регион развивался как внутриконтинентальная активная зона. Движение Сибирской плиты в юрско-меловое время, рассчитанное на ЭВМ по программе Л. А. Савостина, по положению континентов на схемах палеотектонических реконструкций [Зоненшайн, Городницкий, 1977], показывает, что Сибирский континент двигался в направлении восток — юго-восток (полюс вращения в интервале времени 160—180 млн. лет находился:  $23^\circ$  с. ш. —  $115^\circ$  в. д.; угол поворота  $24^\circ$  по часовой стрелке). Это привело к перекрытию континентальной плитой «горячего пятна» мантии, с которым в предыдущие эпохи был связан спрединговый хребет океана Палео-Тетис. «Горячее пятно» мантии обусловило в мезозое активность в Монголо-Охотском регионе, которая проявилась, во-первых, в формировании глубоководного морского залива, который по характеру выполняющих его осадков и составу магматических пород сопоставим с Калифорнийским; во-вторых, в образовании рифтогенных (грабеновых) структур Восточной Монголии и Забайкалья, в которых известны латитовые и бимодальные магматические серии пород с широким развитием редкометальных разновидностей, что позволяет сравнивать эту территорию с Провинцией Бассейнов и Хребтов; в-третьих, в развитии зоны известково-щелочного магматизма в Бага-Хентейском регионе в нижнемезозойское время и на Становике — в позднемезозойское.

Стержнем мезозойской активной зоны Монголо-Охотского пояса служит глубоководный морской прогиб. Важно подчеркнуть, что продолже-

нием его в Тихом океане является мезозойский срединный срединно-океанический хребет [Зоненшайн и др., 1976], который реконструируется по Гавайской и Японской системам мезозойских полосовых магнитных аномалий вдоль Императорского и Гавайского хребтов практически до Японии [Larsen, Chase, 1972], поэтому есть все основания предполагать, что он продолжался в системе Монголо-Охотских прогибов.

Таким образом, магматическая и тектоническая активность в рассматриваемом регионе в мезозое была обусловлена надвиганием континента на всю систему срединно-океанического хребта. Такой характер взаимодействия литосферных плит, как мы видели на примере современной активной зоны Запада Северной Америки, обуславливает появление обстановки калифорнийского типа. Подтверждает правильность наших построений то, что в Монголо-Охотском поясе проявлены мезозойские магматические породы, которые петрохимически и геохимически сопоставимы с позднекайнозойскими магматическими образованиями Запада Северной Америки.

### **ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА**

Для Монголо-Охотского пояса в мезозое установлена четкая структурно-магматическая зональность [Зоненшайн и др., 1973, 1976; Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975]: глубоководный морской залив с проявлениями магматических пород толеитового ряда; зона батолитообразных интрузий и отдельных вулканических полей, сформированных магматическими породами известково-щелочного состава, прилегающая к прогибу или расположенная на его продолжении; зона рифтогенных структур, как бы окаймляющая полукольцом зону гранитоидных батолитов, в которой развиты латитовые, бимодальные и щелочные магматические образования, причем широко развиты редкометалльные разновидности пород. Геохимические особенности магматических пород рассмотрены по их естественным ассоциациям.

**Толентовый магматизм (береинский комплекс Ингодино-Шилкинского прогиба).** Впервые триасовые эффузивы в Ингодино-Шилкинском прогибе на основании их согласного залегания с фаунистически охарактеризованными триасовыми отложениями, а также по данным определения абсолютного возраста (188 млн. лет) методом скалярных магнитных параметров (метод  $Q_n X_m$ ) были выделены Р. С. Безбородовым [1968], В. Ф. Долганевым [1968] и В. Ф. Лоскутовым [1968]. Правда, М. С. Нагибина [1969] ставит под сомнения выводы этих исследователей. Однако Е. В. Барабашев [1975], на наш взгляд, убедительно показал, что в Агинской и Даурской структурно-формационных зонах отмечаются вулканические породы, ассоциирующие с кремнистыми морскими осадками, содержащими морскую фауну. Во всех этих районах вулканические образования близки по составу, в них очень низки содержания К (табл. 44). Все это позволяет считать, что триасовые эффузивы среди образований Монголо-Охотской системы прогибов развиты широко.

Среди триасовых вулканических пород выделяются диабазы, базальтовые порфириды, гиалокластиты и туфы базальтовых порфиритов [Долганев, 1968]. Дабазы характеризуются равномерно-зернистым строением, диабазовыми, офитовыми, реже микропайкилоофировыми структурами. Они состоят из идиоморфных кристаллов плагиоклаза № 55, обычно в значительной степени деанортитизированного, и ксеноморфных зерен моноклинного пироксена. В базальтовых порфиритах отмечаются вкрапленники полностью сосюритизированного плагиоклаза, а структуры основной массы более мелкозернистые, чем у диабазов. Иногда основная масса имеет витрофировую структуру, причем при разложении стекла образуется криптозернистый агрегат хлорита, минералов группы эпидота и гидро-

Состав триасовых вулканитов и пород берейнского комплекса

Порода, свита	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п. л.	Σ	n
Бутовкенская [Долганев, 1968]	49,6	1,4	14,9	3,0	7,0	0,1	5,9	10,0	3,4	0,5	0,2	4,1	100,1	19
Ингодинская [Барабашев, 1974]	50,98	1,33	13,75	2,22	8,72	0,08	5,61	10,28	3,59	0,35	0,07	2,75	99,73	3
Хачерангшская »	50,90	1,46	13,85	2,24	8,56	0,08	5,87	10,50	3,33	0,39	0,10	2,24	99,22	3
Агинская »	50,95	1,30	13,71	2,24	8,72	0,08	5,60	10,30	3,54	0,37	0,07	2,80	99,68	3
<i>Берейнский комплекс</i>														
Перидотитовые агрегаты	36,34	0,14	6,38	8,72	4,72	0,22	29,28	2,64	0,26	0,15	0,10	9,82	98,77	4
Пироксеновое габбро, фаза I	40,98	0,30	19,51	2,80	5,30	0,43	12,11	10,97	1,48	0,68	0,15	5,23	99,64	5
Кварц-амфиболовое габбро, фаза II	47,24	1,49	15,07	3,80	8,00	0,22	6,15	10,53	2,27	0,40	0,18	2,57	99,92	4
Аплит, секущий габбро, фаза I	74,30	0,19	13,48	4,95*	—	н. о.	0,53	2,16	4,86	0,75	0,01	1,00	99,23	1
Тоналиты и диориты, фаза II	61,76	1,27	15,63	2,90	3,14	0,12	2,49	4,07	3,79	1,86	0,22	2,21	99,46	4
Аплит, секущий пороцы, фаза II	72,54	0,20	14,75	4,75*	—	0,02	0,60	1,90	4,48	1,84	0,03	1,06	99,17	1
Плаггиограниты, фаза III	69,77	0,44	13,82	4,10*	—	0,08	0,90	2,75	4,06	1,85	0,03	1,16	98,96	4

Примечание. Для помеченных звездочкой проб все железо дано как Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

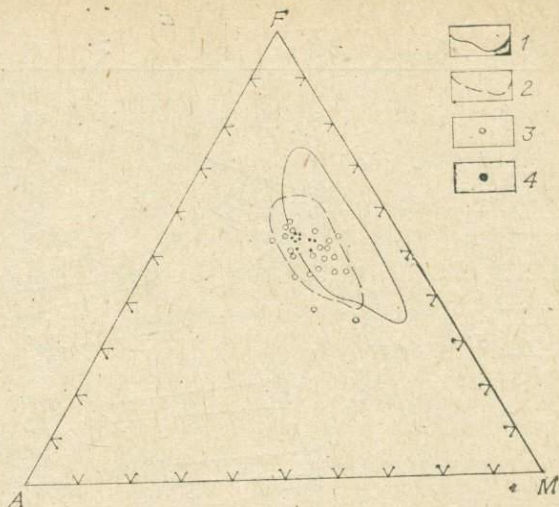
окислов железа. По составу это типичные низкокальцевые толеиты. Поле составов их на диаграмме АФМ вытянуто вдоль железо-магниевого стороны треугольника (рис. 48), причём оно совпадает с полем базальтов Калифорнийского залива.

К северному борту Ингодино-Шилкинского прогиба приурочены массивы габбро-диорит-плаггиогранитов, выделяемые в качестве берейнского комплекса. Изученный нами Берейнский массив имеет многофазное строение, породы его комагматичны с вулканитами каменной (Т<sub>3</sub>) свиты [Рутштейн, 1970]. Низы свиты сложены плаггиоклазовыми порфиритами андезитового и андезитобазальтового состава, верхи представлены эффузивами дацитового состава. Абсолютный К — Аг возраст дацитовых порфиров — 212 млн. лет.

Берейнский массив, расположенный по левобережью р. Ингоды (рис. 49), в зоне влияния Монголо-Охотского разлома, имеет площадь выхода около 200 км<sup>2</sup>. Породы фазы I габбро составляют до 45% выходов пород комплекса. Среди габбро отмечаются многочисленные сегрегации (ксенолиты?) пород ультраосновного состава размером от нескольких до 100 м<sup>2</sup>. Габбро имеют интрузивные контакты с эффузивами низов каменной свиты и перекрываются дацитовыми порфиритами, слагающими верхнюю часть свиты. Остальные породы комплекса прорывают все образования каменной свиты. Среди пород фазы II, имеющих четкие интрузивные контакты с габбро фазы I, преобладают связанные между собой постепенными переходами кварц-амфиболовые диориты и тоналиты. Породы фаз I и II пересекаются жилами плаггиогранитов. Самые поздние породы комплекса — плаггиограниты, слагающие отдельные изолированные тела. Абсолютный возраст всех пород комплекса — 183—212 млн. лет [Рутштейн, 1970].

Рис. 48. Диаграмма АФМ для триасовых вулканитов Монголо-Охотского прогиба.

1 — поле океанических базальтов; 2 — поле базальтов Калифорнийского залива; 3 — эффузивы бутувинской свиты [по Долганеву, 1968]; 4 — вулканиты халчерантинской, ингодинской и агинской свит [по Барабашеву, 1979].



Среди габбро фазы I выделяются пироксеновые и кварц-амфиболовые разновидности, связанные между собой постепенными переходами. Пироксеновое габбро сложено идиоморфными, обычно хлоритизированными или частично серпентинизированными, зернами пироксена, иногда окаймленными роговой обманкой, и табличками сосюритизированного плагиоклаза. Кварц-амфиболовые габбро сложены идиоморфными сосюритизированными кристаллами плагиоклаза и зернами роговой обманки, внутри которой наблюдаются включения моноклинного пироксена. В интерстициях отмечаются редкие зерна кварца. Ультраосновные включения, которые И. Г. Рутштейн [1970] рассматривает в качестве шпировых обособлений, представлены средне- и крупнозернистыми перидотитами, сложенными моноклинным и ромбическим пироксеном. В центре отдельных зерен ромбического пироксена отмечаются включения оливина, некоторые разновидности содержат целиком сосюритизированные зерна плагиоклаза.

Породы фазы II по структуре близки к кварц-амфиболовым разновидностям фазы I, отличаясь повышенными количествами кварца, отсутствием пироксена и появлением отдельных зерен калиевого полевого шпата. Пла-

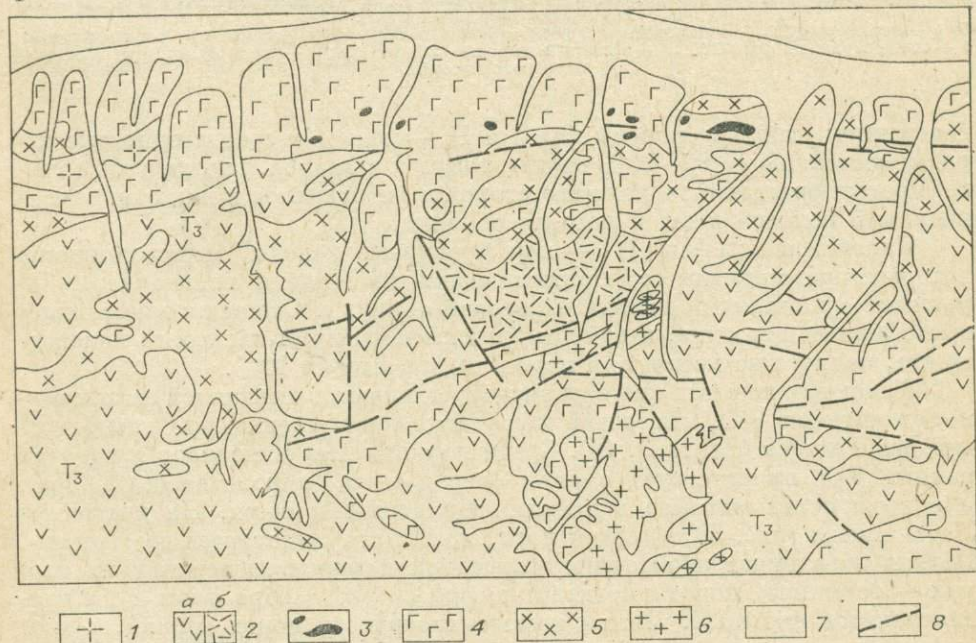


Рис. 49. Схематическая геологическая карта Нижнеингодинского прогиба [по Рутштейну, 1970].

1 — древние гранитоиды; 2 — триасовые вулканогенные образования с вулканитами основного (а) и среднего (б) состава; 3—6 — породы берейнского комплекса: перидотиты (3), габбро, фаза I (4), диориты и тоналиты, фаза II (5), плагиограниты, фаза III (6); 7 — четвертичные отложения; 8 — разрывные нарушения.

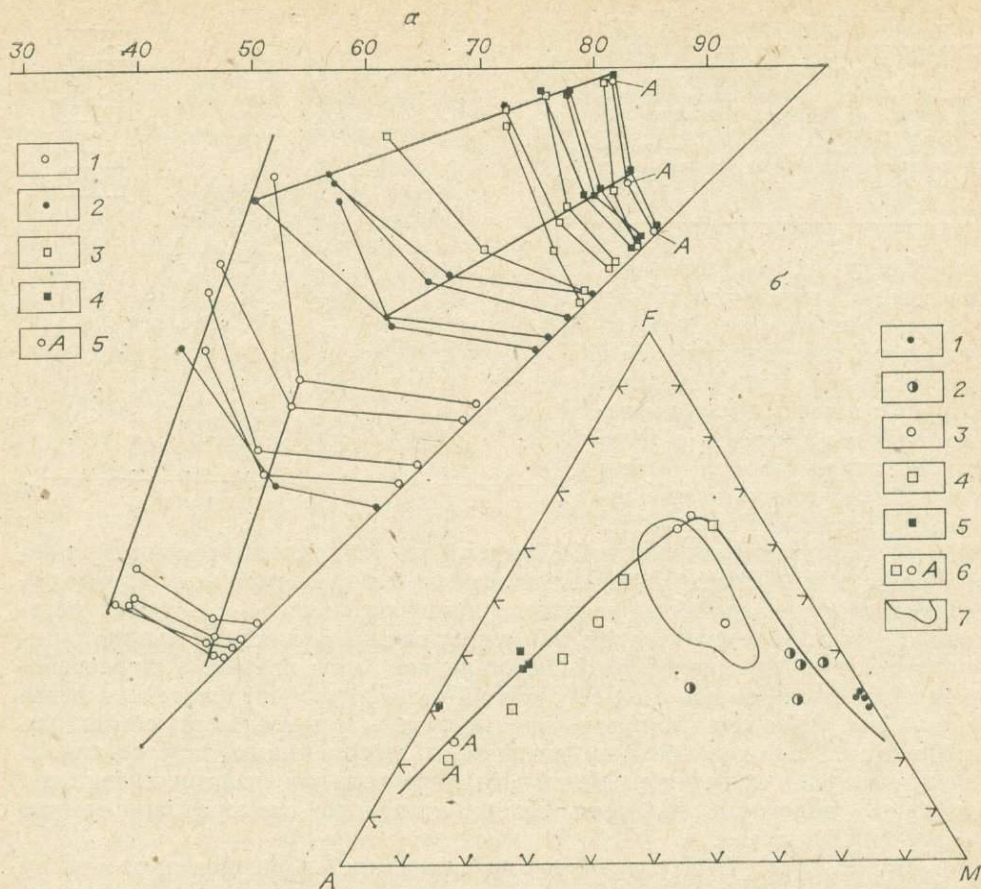


Рис. 50. Диаграммы Лодочникова (а) и АФМ (б) для пород берейнского комплекса.  
 а: 1 — габбро фазы I; 2 — перидотиты; 3 — породы фазы II; 4 — плагиограниты фазы III; 5 — аплиты в породах ранних фаз.  
 б: 1 — перидотиты; 2, 3 — пироксеновое (2) и амфиболовое (3) габбро фазы I; 4 — породы фазы II; 5 — плагиограниты фазы III; 6 — аплиты в породах ранних фаз; 7 — поле вулканитов Монголо-Охотского прогиба.

гиограниты, секущие породы фаз I и II, — мелко- и среднезернистые породы, состоящие на 90—95% из плагиоклаза и кварца, иногда в виде гранофировых сростаний; в качестве вторичных минералов в них отмечаются калиевый полевой шпат и роговая обманка.

Плагиограниты фазы III — порфировидные породы, вкрапленники в которых представлены сосюритизированными зернами плагиоклаза, округлыми кристаллами кварца и роговой обманки. Основная масса имеет гранофировое строение, к ней приурочены выделения калиевого полевого шпата, количество которого в породе не превышает 10%.

В породах поздних фаз берейнского комплекса отмечается закономерное увеличение  $\text{SiO}_2$  и щелочей и соответственно уменьшение концентраций Mg, Fe и Ca (см. табл. 44). Среди нормативных минералов в породах ранних фаз присутствует оливин (перидотиты, пироксеновое габбро), а породы остальных фаз включают нормативный кварц. На диаграмме Лодочникова (рис. 50, а) среди пород комплекса выделяется две группы. Первая объединяет перидотиты включений и пироксеновое габбро, вторая — остальные породы от кварц-амфиболового габбро фазы I до плагиогранитов фазы III. Линии комплементарности пород первой группы аналогичны линиям образований расслоенной серии хантайширского комплекса, т. е. они ориентированы почти вертикально и отражают анортитовую тенденцию дифференциации (ср. рис. 40 и 50, а). Во второй группе соотношение всех петрогенных окислов при любых содержаниях  $\text{SiO}_2$  постоянно, т. е. для них, как и для диабазов хантайширского комп-

лекса, свойственна кварцевая тенденция дифференциации. На диаграмме AFM (см. рис. 50, б) составы пород комплекса имеют типичный толеитовый тренд эволюции (увеличение в поздних породах первой группы железа, а второй — щелочей). Составы вулканических пород близки к составам пород первой группы.

Таким образом, анализ петрохимических данных показывает, что породы габбро-плагиогранитного береинского комплекса образовались при дифференциации единой толеитовой базальтовой магмы. Очевидно, процесс дифференциации обусловил появление на поздних стадиях плагиогранитных разностей пород. Следует подчеркнуть, что составы жильных плагиогранитов, наблюдаемых среди пород фаз I и II, практически аналогичны плагиогранитам фазы III, что свидетельствует о генетическом единстве всех пород комплекса.

Для всех пород характерны низкие содержания литофильных элементов (Rb, Be, Sn, F) и высокие — элементов группы железа (табл. 45). Габбро фазы I, которые петрохимически наиболее близки к триасовым диабазам Монголо-Охотского прогиба, по уровням содержания редких элементов, с одной стороны, близки к океаническим базальтам (в породах обоих типов высоки содержания элементов группы железа), с другой — к островодужным базальтам, с которыми их объединяют повышенные концентрации Ba, Sr и Rb. Они геохимически сопоставимы с базитами Калифорнийского залива. Содержания гранитофильных элементов (Li, Rb, Be, Pb, F) в плагиогранитах береинского комплекса такие же, как в гранитоидах толеитового ряда, а K и родственных ему редких элементов — несколько выше, чем в среднем для плагиогранитов толеитового ряда. Содержания редких элементов в жильных гранитах и плагиогранитах фазы III практически одинаковы.

Таким образом, в глубоководном морском Монголо-Охотском прогибе проявлена толеитовая се-

Таблица 45

Содержание редких элементов в интрузивных породах береинского комплекса

Порода	Li	Rb	Ba	Sr	Cr	Ni	V	Co	Sn	Be	Pb	Zn	Cu	B	F	K/Rb	n
Перидотитовые сегрегаты	1,2	2,2	30	20	1675	760	62	155	2,4	0,40	5,6	187	68	25	500	545	4
Широкосное габбро, фаза I	20	12	170	465	460	340	50	57	2,5	0,35	6,4	110	86	27	340	492	6
Кварц-амфиболовое габбро, фаза I	6	6,8	116	430	120	36	340	34	2,9	0,80	4,6	153	55	17	650	544	5
Аллит, секущий габбро, фаза I	1,4	14	240	140	22	11	12	3,6	2,0	1,15	13	27	8	11	170	450	1
Тоналиты и диориты, фаза II	13	40	640	340	55	30	100	21	2,6	1,30	14,7	107	30	57	600	340	5
Аллит, секущий тоналиты, фаза II	6	56	570	480	7,2	3,2	2,5	4	~1	1,15	16,6	22	12	31	160	273	1
Плагиограниты, фаза III	15	32	576	226	27	13	60	10	2,2	0,70	12,5	58	5	36	340	484	5

рия интрузивных пород, изменяющихся по составу от перидотитов до плагиогранитов. С интрузивными породами, очевидно, комагматичны триасовые эффузивы прогиба. Ряд магматических пород Монголо-Охотского прогиба по петрохимическим и геохимическим параметрам близки к позднекайнозойским вулканическим образованиям Калифорнийского залива. Общность трендов эволюции пород комплекса на ряде петрохимических диаграмм с породами хантайширского офиолитового комплекса показывает, что береинский комплекс сформировался в результате процессов дифференциации первичной, мантийной базальтовой магмы.

**Известково-щелочной магматизм центральных частей магматических ареалов.** Гранитоиды этого типа в нижнемезозойское время формировались в Дауро-Хентейском своде [Коваленко и др., 1970; Коваль и др., 1978; Козлов, Сवादковская, 1977], а в позднемезозойское — в Становом хребте [Молчанова, 1973; Заболоцкий, 1976]. Геохимия гранитоидов Становика изучалась нами совместно с А. Ю. Антоновым [Кузьмин, Антонов, 1980]; остановимся на них подробнее.

В Становой области, расположенной к северу от Монголо-Охотской системы морских прогибов, где формирование континентальной коры закончилось в архее или протерозое, в верхнемезозойское время происходило становление крупных батолитообразных тел гранитоидов, выделяемых в удскую серию [Геология СССР, 1966], и вулканических построек кальдерового типа, сложенных породами известково-щелочного ряда. Еще далее на север в районах Алданского щита, которые отделены от Становой области серией амагматичных прогибов, формировались малые интрузии пород повышенной щелочности: от сиенитов и монцонитов до эгириновых гранитов [Свешников, 1977]. Гранитоидные массивы собственно Становой зоны, расположенные в Становом хребте между Тукурингским разломом на западе, Тыркандинским на востоке и ограниченными с севера Становым разломом и Монголо-Охотским линейamentом с юга, были главным объектом наших исследований. Гранитоидные плутоны в Становой зоне вытянуты в северо-западном направлении, они имеют извилистые очертания и, как правило, большие размеры ( $n \cdot 10^3$  км<sup>2</sup>). Большинство интрузий — перемещенные, форма их плитообразная [Заболоцкий, Сыгина, 1974]. Кроме гранитоидных массивов в ряде мест Становой зоны (район пос. Бамнак, среднее течение р. Гонам, гора Типтур к северу от Тынды и др.) отмечаются поля вулканитов раннемелового возраста. Мы исследовали вулканиты, приуроченные к северному обрамлению зоны распространения гранитоидных интрузий.

На юго-востоке Становой зоны изучался мезоабиссальный многофазный Токско-Нуямский массив. В центральной части зоны, на Нюкжа-Гилюйском водоразделе, исследовались гранитоиды Северо-Тындинского, Олонгрыйского и Дюпкойского массивов. Интрузии юго-восточной и центральной частей Становой зоны имеют многофазное, часто сложнофациальное строение. Главные фазы представлены средне- и крупнозернистыми, иногда порфиroidными гранодиоритами и амфибол-биотитовыми гранитами, которые в зонах эндоконтакта сменяются породами более основного состава. Гранитоиды главных фаз прорываются мелкими телами биотитовых или амфибол-биотитовых гранитов фазы дополнительных интрузий. Отмечаются жилы аплитовидных гранитов и пегматитов, завершающими являются дайки гранодиорит- и гранит-порфиров. Гранодиориты главной фазы состоят из плагиоклаза № 25—40 (42%), кварца (24%), калиевого полевого шпата (18%), роговой обманки (6—9%) и биотита (8—10%). Аксессуары представлены сфеном, апатитом, цирконом, ортитом, магнетитом. Гранитоиды фазы дополнительных интрузий имеют тот же набор слагающих их минералов, но отличаются более кислым плагиоклазом (№ 20—30) и увеличением роли кварца и калиевого полевого шпата. Гранитоиды рассматриваемых частей Становой зоны кристаллизовались в условиях первого поля щелочности диаграммы парагенезисов гранитоидов Д. С. Коржинского [Кузьмин, Антонов, 1980].

В северо-западной части Становой зоны (среднее течение р. Олекма) исследовались Чильчинский и Дырын-Юряхский массивы. Чильчинский массив имеет сложное строение. Наиболее ранняя фаза интрузива представлена сиенитами и сиенит-диоритами, площадь выхода которых составляет примерно 400 км<sup>2</sup>. Контакты массива с вмещающими кристаллическими сланцами протерозоя интрузивные. В сиенитах велико количество ксенолитов вмещающих пород, в различной степени переработанных. Сиенит-диориты состоят из ортоклаза (30—55%), плагиоклаза № 30—40 (15—30%), роговой обманки (10—15%), биотита (до 8%). Содержания кварца не превышают 1—2%, аксессуарные представлены сфеном (до 1,5—2%), апатитом, цирконом и магнетитом.

Гранитоиды фазы I пронизаны жилами и мелкими телами мелкозернистых жильных гранитов и аплитов. На основании парагенетических ассоциаций калиевого полевого шпата и амфибола устанавливается, что сиенит-диориты и сиениты кристаллизовались из магмы повышенной щелочности, отвечающей второму полю щелочности. Породы фазы II прорваны крупным (до 500 км<sup>2</sup>) телом биотитовых гранитов, которые в зонах эндоконтакта переходят в гранодиориты. Граниты состоят из зонального плагиоклаза № 23—25 — № 5—7 (40—45%), калиевого полевого шпата (20—30%), биотита (3—5%). Среди второстепенных минералов отмечается роговая обманка, аксессуарные те же, что и в породах фазы I. Граниты фазы II прорваны жилами микрогранитов и аплитов. Наиболее поздние магматические образования массива, прорывающие породы обеих фаз — дайки гранит-, граносиенит- и гранодиорит-порфиров, а также лампрофиров и диорит-порфиров. Имеется большое количество К—Аг определений возраста гранитоидов, которые были получены в результате геологических съемок. Мы определяли К—Аг возраст гранитоидов по различным минералам (биотит, калиевый шпат, амфибол), которые дали хорошую сходимость (140—100 млн. лет) и соответствие с результатами предыдущих исследований.

В этом же районе исследовался Дырын-Юряхский массив гнейсовидных гранодиоритов. Площадь выхода его пород — около 400 км<sup>2</sup>, он приурочен к контакту архейских и нижнепротерозойских образований. С архейскими породами чекчойской свиты контакт резкий, скорее всего тектонический. Переход гранодиоритов к протерозойским кристаллическим сланцам амфиболитовой фации метаморфизма [Геология СССР, 1966] постепенный, от массива во вмещающие кристаллические сланцы отходят многочисленные ответвления и «языки» гранитоидов, а в самих гранодиоритах отмечаются ксенолиты или провесы кровли кристаллических сланцев шириной до 500 м и протяженностью до 2 км. Ориентировка ксенолитов и провесов кровли согласная с простиранием полосчатости пород. «Ксенолиты» в значительной степени гранитизированы, а на их контактах с гранодиоритами появляются зоны калишпатизации. Все это указывает на то, что гранитоиды Дырын-Юряхского массива формировались на месте. Гнейсовые гранитоиды массива состоят из плагиоклаза № 20—35 (~ 20%), калиевого полевого шпата (25—40%), кварца (~ 30%), роговой обманки и биотита (5—15%). Аксессуарные минералы — сфен, апатит, циркон, магнетит, монацит и рутил. Жильная серия массива представлена редкими маломощными телами микрогранитов, пересекающихся аплитами и пегматитами. Данные по абсолютному возрасту, выполненные К—Аг методом по разным минералам одной пробы, дают сходящиеся значения: биотит — 135 и 140 млн. лет, роговая обманка — 126 млн. лет, калиевый полевой шпат — 121 млн. лет. Цифры возраста массива попадают в тот же интервал, что и для перемещенных гранитоидов других массивов Становика. Указания о наличии мезозойских перемещенных массивов гранитоидов в данном районе уже были [Ухина, Коген, 1975].

Эффузивные породы изучались на примере вулканической постройки горы Типтур, расположенной в 100 км к север-северо-востоку от Тынды, вблизи зоны Станового разлома, в районе сочленения Алданского щита и

Становой зоны. Вулканическая постройка имеет концентрическое строение и состоит из внешней и внутренней зон, сложенных породами эффузивных и субвулканических фаций. На востоке, севере и отчасти на юге контакты эффузивов с вмещающими протерозойскими толщами тектонические, на западе наблюдается ряд «апофиз», т. е. языков вулканических пород, отходящих от основного тела. В удалении от постройки, главным образом западнее, отмечаются изолированные вулканические поля и небольшие штоки и дайки субвулканических пород. В изолированных полях устанавливается малая мощность эффузивов, нередко залегающих на песчаниках ундытканской свиты нижнего мела, и они не фиксируются в магнитном поле. У вулканитов основной постройки четко выражена магнитная аномалия, что указывает на их большую мощность. Геологические наблюдения [Кузьмин, Крýлова, 1977] позволяют интерпретировать вулканическую постройку горы Типтур в качестве кальдеры проседания.

В низах эффузивной толщи развиты туфогенные породы и плагиоклаз-пироксеновые порфириды. В порфиридах вкрапленники представлены ромбическим и моноклинным пироксеном, плагиоклазом № 35—45, иногда опациitizedированной роговой обманкой; основная масса — витрофировая с микролитами полевых шпатов. Во внешней зоне постройки широко развиты амфибол-плагиоклазовые порфириды, во вкрапленниках которых, наряду с роговой обманкой и плагиоклазом, отмечаются лейсты опациitizedированного биотита и зерна калиевого полевого шпата. Структура пород витрофировая, отмечаются участки, сложенные нераскристаллизованным стеклом. Породы внутренней зоны постройки довольно однообразны: порфировидные, с вкрапленниками плагиоклаза № 25—40, роговой обманки, биотита, кварца, реже пироксена и калиевого полевого шпата, а также с «осколками» кристаллов полевых шпатов или кварца и обломками пород того же состава. Лейсты биотита часто деформированы, растащены и изогнуты. Структура основной массы микрозернистая, фельзитовая с участками гранодiorитовой или ячеистой, вблизи контакта с порфиридами — микрофельзитовая, витрофировая, в некоторых участках сохраняется нераскристаллизованное стекло. Породы с петрографическими особенностями, свойственными, с одной стороны, излившимся, с другой — пирокластическим образованиям, в последнее время описаны в ряде подвижных поясов как флюид-порфиры [Яковлева, Парфенова, 1973; Маракушев, Яковлева, 1975]. Они образуются из обогащенной летучими магмы, в которой летучие распределены неравномерно, поэтому различные участки магматических потоков в процессе излияния затвердевали неодновременно.

С вулканической постройкой горы Типтур ассоциируют дайки гранодиорит-порфиров, а в центральных частях тела флюид-порфиров отмечаются «окна», тяготеющие к наиболее пониженным участкам рельефа, представленные порфировидными гранодиоритами; по составу близкие породам даек. Все это указывает на то, что в нижнемеловое время в районе формировался вулканоплутонический комплекс пород.

По составу (табл. 46) породы удской серии изменяются от диоритов (породы фации эндоконтакта, гомеогенные включения) до гранитов (породы фазы дополнительных интрузий, жильные образования). Среди вулканитов преобладают разновидности, близкие по классификации Маккензи к латитам или кварцевым латитам, а по классификации Р. Дэли — к авгитовым андезитам (табл. 47). На диаграмме АФМ интрузивные и вулканические породы Становика формируют единое поле. Тренд их эволюции типичен для пород известково-щелочного состава, все они попадают в поле составов вулканитов Каскадных гор [Кузьмин, Антонов, 1976, 1980]. Гранодиорит- и гранит-порфиры даек по составу близки гранитоидам фазы дополнительных интрузий. Учитывая, что дайки — это производные глубинных магматических очагов [Коптев-Дворников, 1952], можно полагать, что характер дифференциации магмы в глубинных очагах и интрузивных камерах был близким.

Состав гранитоидов верхнемезозойского (J<sub>3</sub> — K<sub>1</sub>) возраста Становика

Компонент	Юго-восточная часть				Центральная часть								
	Гомеогенные включения	Диориты андоконтакта	Гранодиориты главной фазы	Граниты фазы дополнительных интрузий	Гомеогенные включения	Гранодиориты главной фазы	Гранодиориты фазы дополнительных интрузий	Жильные граниты	Гранодиорит-порфиры	Гомеогенные включения	Гранодиориты главной фазы	Гранодиорит-порфиры	Гранодиориты главной фазы
	<i>Токский массив</i>				<i>Тыдинский массив</i>					<i>Дюккойский массив</i>			<i>Олон-гройский массив</i>
SiO <sub>2</sub>	57,68	63,56	66,04	71,60	55,87	66,08	66,35	73,40	67,67	60,15	66,49	65,17	65,22
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,90	0,47	0,24	0,96	0,50	0,46	0,18	0,45	0,82	0,51	0,55	0,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,30	13,32	15,83	15,16	16,25	15,20	15,33	13,65	14,82	16,01	15,08	15,16	15,18
FeO <sub>общ</sub>	7,47	4,15	4,04	2,30	6,84	5,05	3,92	1,95	3,60	5,66	3,44	4,30	4,22
MgO	4,15	2,32	1,90	0,40	4,38	1,87	1,61	0,47	1,36	3,47	2,03	2,40	2,60
CaO	5,85	4,33	3,85	2,30	6,00	3,25	3,17	1,59	2,54	4,50	3,25	3,84	3,60
Na <sub>2</sub> O	4,16	4,24	4,10	4,28	4,68	3,95	3,92	3,53	3,92	4,15	3,85	3,80	3,84
K <sub>2</sub> O	2,44	2,95	3,18	3,40	2,73	3,43	3,78	4,11	4,02	3,18	3,40	3,68	3,50
Li	18	14	38	26	23	13	14	8	18	19	22	18	8
Rb	60	45	59	75	54	75	79	119	116	88	68	74	64
Ba	1625	1770	1300	1030	1550	1960	2100	800	2030	2200	1500	—	2500
Sr	574	760	430	450	490	560	380	300	400	550	620	—	720
Zr	—	—	182	140	—	237	190	96	300	326	183	218	190
Hf	—	—	4,0	4,0	—	4,4	3,4	2,2	5,5	5,0	3,8	4,6	5,0
Nb	—	—	6,9	5,4	—	8,2	8,2	6,2	12,2	12,3	7,4	9,4	10
Ta	—	—	0,4	0,2	—	0,6	0,6	1,8	6,5	0,9	0,6	0,7	0,6
Cr	282	42	48	21	195	29	11	8	19	100	100	50	51
Ni	56	18	18	12	47	30	14	12	16	59	33	33	31
Co	30	7	12	5	30	21	17	8	15	82	11	22	16
V	185	63	65	38	175	78	63	17	50	22	89	87	67
Be	1,6	1,2	1,3	1,5	2,1	2,0	1,3	2,6	1,4	3,25	2,0	—	2,2
Su	4,4	2,2	3,1	3,0	3,6	2,3	2,4	1,3	2,5	3,8	3,5	—	3,1
Pb	17	27	25	24	21	19	20	35	23	23	21	—	20
Zn	82	79	60	35	82	59	48	28	43	85	76	—	69
B	13	9	12	12	11	10	10	8	9	—	11	—	15
F	1050	580	550	530	950	810	520	178	825	925	910	—	930
n	4/4	4/3	14/70	4/11	14/14	44/89	6/6	5/11	16/14	2/2	6/6	10/5	6/6

Примечание. Для n в числителе — количество силикатных анализов, в знаменателе — на редкие элементы.

Компонент	Северо-восточная часть										
	Гомеогенные включения	Сиенит-диориты, фаза I	Пластовые тела гранитов в сиенит-диоритах	Жилы гранитов в сиенит-диоритах	Граниты, фаза II	Сиенит-диорит-порфиры (дайки)	Гранодиорит-порфиры	Гранит-порфиры (дайки)	Гнейсовидные гранодиориты	Жильные граниты	Аплиты
	<i>Чильчинский массив</i>						<i>Дырын-Юряхский массив</i>				
SiO <sub>2</sub>	54,55	59,07	72,15	—	73,20	58,43	68,06	73,78	63,00	68,26	71,46
TiO <sub>2</sub>	1,34	0,92	0,30	—	0,21	0,98	0,37	0,19	0,65	0,20	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,74	17,27	14,24	—	14,65	15,20	16,68	13,86	17,38	16,81	15,61
FeO <sub>общ</sub>	8,23	4,98	2,51	—	1,70	5,18	2,56	1,79	4,51	1,84	1,21
MgO	3,94	2,37	0,44	—	0,41	3,14	0,58	0,15	1,77	0,35	—
CaO	5,87	4,35	1,34	—	1,46	3,94	1,35	0,83	3,30	1,65	1,19
Na <sub>2</sub> O	4,68	4,98	3,90	4,74	4,35	4,16	4,89	4,43	5,92	6,95	5,01
K <sub>2</sub> O	3,15	4,22	4,19	5,54	4,96	4,46	5,35	5,08	2,56	3,25	4,28
Li	25	8	10	32	30	26	12	10	4	5	8
Rb	85	76	65	280	194	142	147	138	37	33	58
Ba	1980	5800	1400	830	130	3000	1600	630	4900	3700	2100
Sr	1670	1300	360	250	340	690	395	210	1800	1600	910
Zr	—	425	225	165	220	290	370	125	500	110	105
Hf	—	9,0	5,0	3,5	4,5	6,0	4,0	5,0	9,5	3,5	3,0
Nb	—	23,5	15,6	10,0	10,0	14,5	17	8,6	7,5	2,0	1,3
Ta	—	1,0	0,6	1,0	0,5	1,4	1,3	1,0	0,6	0,2	0,3
Cr	89	40	18	8	11	—	8	8	35	7	10
Ni	48	4,5	25	12	19	50	11	13	42	11	17
Co	25	40	10	6	7	32	7	8	20	8	6
V	105	110	31	18	27	82	27	25	54	29	20
Be	2,6	1,7	2,0	2,8	3,7	2,0	3,0	3,3	1,3	1,4	5,5
Sn	2,3	4,9	4,6	1,7	2,5	2,0	2,5	2,1	1,0	1,0	1,0
Pb	15	19	20	18	20	14	19	20	20	26	32
Zn	89	71	38	26	35	52	40	24	71	28	13
B	5,5	11	9	9	10	9	6	10	8	7	7
F	1970	1780	460	630	600	1350	622	580	1100	500	100
n	6/6	26/9	3/3	2	20/20	1/1	2/2	1/1	5/5	2/1	1/1

Состав вулканитов горы Типтур (Становик)

Компонент	Андезиты	Андезитодациты	Липариты	Флюидпорфиры	Гранодиорит-порфиры		Анды, Восточная Кордильера
					тело средифлюидпорфиров	дайги	
SiO <sub>2</sub>	58,52	62,25	72,41	61,48	63,42	64,28	65,57
TiO <sub>2</sub>	0,74	0,53	0,24	0,57	0,54	0,51	1,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,13	15,50	13,19	15,68	14,96	15,40	15,49
FeO <sub>общ</sub>	5,99	4,62	2,53	5,29	5,04	4,79	6,90
MgO	3,73	2,48	0,56	2,79	2,14	2,00	6,38
CaO	5,19	4,06	1,36	4,06	3,67	3,34	6,69
Na <sub>2</sub> O	3,88	3,87	3,54	4,27	3,95	4,48	3,30
K <sub>2</sub> O	3,05	3,19	4,70	3,44	3,90	3,61	2,34
Li	26	48	25	21	17	13	—
Rb	63	70	115	81	77	78	98
Ba	1980	1500	1400	1800	1200	2000	—
Sr	690	515	375	475	380	500	660
Zr	226	230	102	—	210	226	180
Hf	5,6	4,0	2,6	—	4,7	4,4	—
Nb	5,5	6,0	8,9	—	8,7	10,2	—
Ta	0,4	0,4	0,5	—	0,5	0,9	—
La	35	38	33	25	—	—	—
Ce	58	58	41	51	—	—	—
Yb	1,9	1,4	0,89	1,6	—	—	—
Y	17	16	6,8	16	—	—	—
Cr	240	50	22	54	40	45	—
Ni	71	36	27	37	40	30	72
Co	31	11	10	22	24	19	24
V	105	82	42	88	110	83	—
Be	1,4	1,5	1,8	—	—	—	—
n	42	48	6	9	2	8	—

На петрохимической диаграмме Заварицкого (рис. 51, а) видно увеличение щелочности пород от гранитоидов юго-восточной подзоны (линия эволюции которых близка к эволюционной линии известково-щелочных пород Лассен-Пик) через гранитоиды центральной подзоны (линия эволюции которых совпадает с линией серии Сан-Франциско) к гранитоидам северо-западной подзоны, характеризующимся повышенной щелочностью (линия эволюции которых близка эволюционной линии пород Этны). Наибольшая щелочность свойственна породам Алданской подзоны. Важно подчеркнуть, что гранитоиды Дырын-Юряхского массива по уровню петрохимической щелочности занимают на диаграмме то же положение, что и другие породы северо-западной подзоны. Увеличение щелочности мезозойских магматических пород Становой зоны подтверждается изменением составов биотитов в связи с географическим положением гранитоидных массивов. На диаграмме А. А. Маракушева и И. А. Тарарина [1965] биотиты из гранитоидов северо-западной подзоны попадают в поле самой высокой щелочности, в то время как биотиты из гранитоидов юго-восточной подзоны кристаллизовались из магм, имеющих наименьшую щелочность (см. рис. 51, б). Биотиты из гранитоидов Дырын-Юряхского массива перемещенных гранитоидов образовались в условиях одинаковой щелочности с биотитами других массивов подзоны, что подчеркивает генетическую связь перемещенных и перемещенных фаций гранитоидов и контроль за щелочностью пород со стороны глубинных процессов. Исследованные вулканические породы Становика приурочены к самой северной периферии зоны распространения гранитоидных батолитов удской серии, что и определяет их высокую щелочность. По содержаниям щелочей они лучше всего сопоставимы с позднекайнозойскими вулканитами Восточной Кордильеры Анд (ср. табл. 16 и 47).

Концентрации литофильных элементов в гранитоидах центральных и восточных районов Становика, как правило, ниже кларков для гранитов, а элементов группы железа и особенно Ba и Sr — выше кларковых.

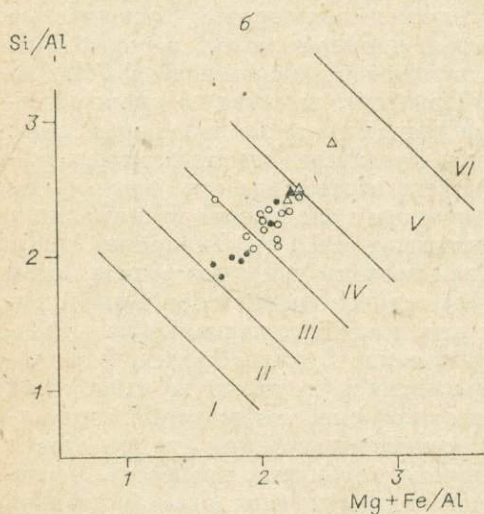
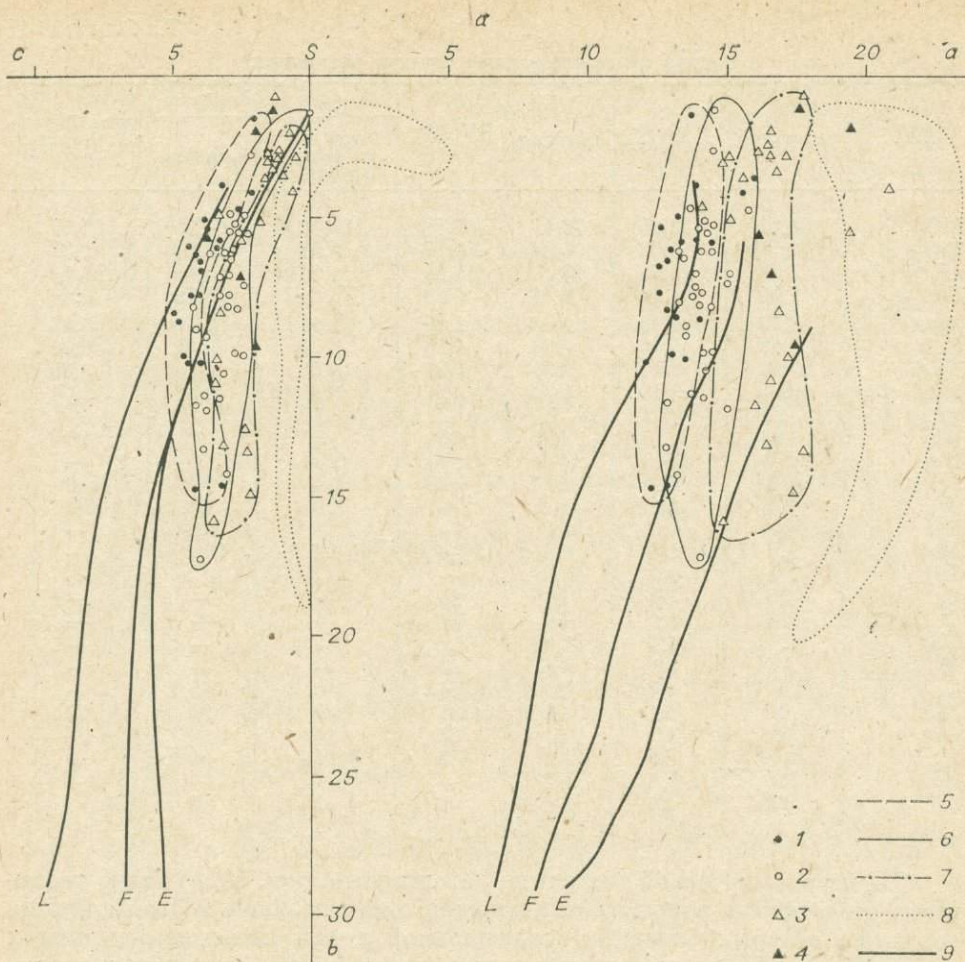


Рис. 51. Диаграммы Заварицкого (а) и щелочности биотитов [по Маракушеву и Тарарину, 1965] (б) для гранитоидов Станового хребта.

1 — гранитоиды и биотиты из них юго-восточной подзоны; 2 — то же, центральной подзоны; 3, 4 — то же, для северо-западной подзоны (3 — Чильчинский массив, 4 — Дырья-Юряхский массив); 5 — 8 — линии, ограничивающие поля составов пород различных подзон (5 — юго-восточной, 6 — центральной, 7 — северо-западной, 8 — юга Алданского щита); 9 — вариационные линии серий пород по Заварицкому (L — Лассен-Шик, E — Эты, F — Сан-Франциско).

В процессе становления многофазных массивов не наблюдается заметного изменения концентраций элементов в поздних образованиях. В гранитоидах фазы дополнительных интрузий отмечается некоторое уменьшение содержа-

ний элементов группы железа при примерно равных с гранитоидами главных фаз концентрациям большинства литофильных элементов (см. табл. 46). Все это свидетельствует о том, что при становлении массивов гранитоидов удской серии основная масса атомов редких элементов в результате процессов «кристаллохимического рассеяния» захороняется в решетках породообразующих и акцессорных минералов, в то время как

процессы «химического концентрирования» [Таусон и др., 1968; Таусон, 1977] редких элементов в остаточных расплавах, которые определяются связью редких элементов с летучими компонентами магм, не играют существенной роли при формировании массивов. В вулканических и субвулканических породах содержания редких элементов почти такие же, как в гранитоидах с близкой им кремнекислотностью (см. табл. 46 и 47), что подчеркивает генетическое родство всех рассматриваемых пород. В целом по содержаниям редких элементов гранитоиды удской серии Становика наиболее сходны с андезитами активных континентальных окраин, что было показано нами с помощью ряда геохимических диаграмм [Кузьмин, Антонов, 1980].

Сиенит-диориты Чильчинского массива от гранитоидов удской серии отличаются высокими содержаниями многих литофильных элементов (Ba, Sr, Zr, Hf, Nb, Sn). В поздних породах (жилых гранитах, гранитах фазы II) отмечается увеличение концентраций Rb, Li и Be и уменьшение содержаний Ba, Sr, Sn, элементов группы железа. Степень изменения концентраций многих редких элементов в процессе становления Чильчинского массива значительно выше, чем в массивах центральной и юго-восточной подзон.

Таким образом, в направлении с юго-востока на северо-запад происходит не только увеличение щелочности пород, содержаний в них литофильных редких элементов, но также степени дифференцированности гранитоидных массивов в отношении редких элементов. В дайковых породах содержания их — на тех же уровнях, что и в сиенит-диоритах фазы I и биотитовых гранитах; это подтверждает тот факт, что все породы массива являются дифференциатами единого глубинного очага. Очевидно, можно говорить о глубокой дифференциации этого магматического резервуара. С Чильчинским массивом, с гранитами фазы II связаны рудопроявления молибдена. Это свидетельствует о том, что глубокая дифференциация магматических расплавов в условиях повышенной щелочности способствует рудной продуктивности гранитоидных массивов. По геохимическим характеристикам гранитоиды Чильчинского массива наиболее близки мезоабиссальным гранитоидам латитового ряда. По уровням содержаний большинства элементов группы железа, Ba, Zr, Sr и Hf гранитоиды Дырын-Юряхского массива близки сиенит-диоритам Чильчинского, а по концентрациям K, Rb, Nb и Ta — гранитоидам удской серии (см. табл. 46). Это лишний раз подчеркивает, что породы этого массива служат составной частью единой серии магматических пород Становика.

Установленная полярность в составе магматических пород Становой зоны, выраженная в увеличении их щелочности с юго-востока на северо-запад, позволяет полагать, что магматизм этого региона был связан с внутриконтинентальной зоной Беньоффа, падающей от Монголо-Охотского прогиба на север [Кузьмин, Антонов, 1980].

К аналогичным выводам приходят и другие исследователи [Миронюк и др., 1979]. По мнению Е. П. Миронюка (устное сообщение, 1979 г.), особенности мезозойских осадочных пород Удского прогиба позволяют предполагать, что именно здесь был выход мезозойской сейсмофокальной палеозоны на поверхность.

Несколько слов по поводу потенциальной рудоносности данных пород. Слабая степень концентрирования литофильных редких элементов в породах поздних фаз, несомненно, свидетельствует, что родоначальные магмы не могли быть рудоносными на редкометальное сырье. Наибольшая степень дифференцированности свойственна гранитоидным массивам северо-западной подзоны. Очевидно, не случайно, что именно в массивах этой подзоны известны молибденовые проявления.

Исследования распределения золота в гранитоидах удской серии [Антонов и др., 1980] показывают, что гранитоиды вряд ли могут быть рудоносными и на золото. Скорее всего, золотые проявления могут быть связаны с вулканоплутоническими постройками типа горы Тинтур. Это находит подтверждение в том, что при формировании подобных комплек-

сов высвобождается большое количество воды, которая служит основой гидротермальных флюидов. Установлено, что в андезитовых порфиритах содержание  $H_2O$  в среднем 3,4%, во флюид-порфирах с микрофельзитовой основной массой или с нераскристаллизованным стеклом — 4,85%, а во флюид-порфирах центральных частей постройки, характеризующихся «оскольчатым» обликом вкрапленников и мелкозернистой основной массой, — 0,70%. В субвулканических породах — дайках гранодиорит-порфиров — отмечаются промежуточные концентрации  $H_2O$ . Все это и позволяет предполагать, что при формировании таких пород высвобождается большое количество воды, являющейся основой рудоносных флюидов. Можно заметить, что именно в связи с субвулканическими образованиями наблюдается пространственная ассоциация известных в данном регионе золотых проявлений.

**Щелочные вулканоплутонические и карбонатитоподобные комплексы пород** встречаются в периферических частях магматического ареала, в отдельных грабеновых структурах юга Алданского щита [Архангельская, 1974] и Монголии. В Монголии такие породы открыты в северной части Гоби (район колодца Мушугай-Худук) сотрудниками Советско-Монгольской комплексной экспедиции АН СССР и АН МНР [Баскина и др., 1978; Коваленко и др., 1977], по данным которых и приводится описание этих интереснейших образований.

Комплекс щелочных вулканитов и карбонатитов в Монголии протягивается на расстояние 250 км. Магматические породы сосредоточены в грабене и переслаиваются с осадочными породами мелового возраста, абсолютный К — Аг возраст вулканитов составляет 135—152 млн. лет. Среди магматических образований отмечаются фонолиты, трахиты, шонкиниты, меланефелиниты, трахилипариты, их субвулканические аналоги и карбонатиты. Карбонатный материал широко распространен в пирокластах, обнаружены жильные карбонатиты кальцитового, реже анкеритового состава. Жилы карбонатитов обычно приурочены к вулканическим жерлам, выполненным брекчиями трахитов. Все породы щелочного комплекса связаны между собой постепенными переходами. Типоморфными пороодообразующими минералами выступают богатые Sr и Ba калинатровые полевые шпаты, высокотитанистый флогопит, диопсид, редкоземельный апатит, титаномагнетиты. В меланократовых разностях порфиритовые выделения представлены диопсидом, флогопитом, реже апатитом и лейцитом, а основная масса пород сложена лейцитом, нефелином, пироксенном, флогопитом, титаномагнетитом, сфеном и карбонатными минералами. Широко распространенные трахиты представлены пироксеновыми, биотитовыми и биотит-пироксеновыми разностями и содержат вкрапленники калинатровых щелочных шпатов, апатита, титаномагнетита, иногда сфена и оливина, которые выделяются на фоне стекловатой или мелкозернистой щелочно-полевошпатовой основной массы.

Рассматриваемые породы относятся к сравнительно редкой серии — калиевых щелочных пород, включающей щелочные базальты, меланефелиниты, трахиты и ультракалиевые трахилипариты. В целом состав щелочных пород близок составу пород Восточно-Африканской рифтовой системы. Обращает на себя внимание значительное обогащение пород R, Sr, Ba, TR, Zr, Nb, а также F. Содержание последнего в апатит-магнетитах достигает 6%, а в карбонатитоподобных — 3% [Коваленко и др., 1977].

Рассматриваемые образования сопоставимы со щелочными и карбонатитоподобными породами позднекайнозойской активной зоны Запада Северной Америки. Это лишний раз подчеркивает, что в мезозойское время в Монголо-Охотском регионе существовала геодинамическая обстановка калифорнийского типа.

**Латитовые серии магматических пород** широко проявлены на территориях, окаймляющих зону развития пород известково-щелочного ряда. Вулканические постройки, сложенные магматическими породами латитового ряда, часто имеют кольцевое строение и представляют собой структуры кальдерного типа. Типичным примером может служить Долгокычин-

ская кольцевая структура [Антипин и др., 1980], расположенная в восточном борту Харанорской впадины. Она имеет эллипсоидную форму, вытянута в меридиональном направлении и сформирована в четыре этапа: первый — излияние трахиандезитов (латитов), занимающих центральную часть структуры и содержащих прослойки туфопесчаников, туфоконгломератов и аргиллитов; второй — внедрение интрузий сиенитодиорит- и гранодиорит-порфиров; третий — формирование даек и субвулканических тел трахиандезитопорфиров и диабазов. На четвертом этапе происходило внедрение гипабиссальных и субвулканических тел липаритов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров и гранит-порфиров, которые распространены преимущественно по южному обрамлению структуры. По строению и составу слагающих пород Долгокычинская структура похожа на кольцевые постройки вулканоплутонических пород латитового ряда Провинции Бассейнов и Хребтов.

В вулканических породах минералы-вкрапленники представлены полевыми шпатами, пироксенами, роговой обманкой, биотитом, иногда кварцем и магнетитом. Характерны ассоциации плагиоклаза № 30—36 с ортоклазом и пироксена с биотитом, что свидетельствует о повышенной щелочности пород. Основная масса стекловатая, с микролитами плагиоклаза и рассеянными зернами магнетита. Во всех породах латитовой серии, развитых в различных районах Забайкалья, высоки содержания щелочей, особенно К [Таусон и др., 1984]. На диаграмме АФМ породы этой серии располагаются в поле гиперстеновых пород, вблизи линии, разделяющей поля гиперстеновой и пикронитовой серий по Уэджеру и Диру. Поле латитов Забайкалья на этой диаграмме примерно совпадает с полем кайнозойских латитов Провинции Бассейнов и Хребтов. Специфический геохимический признак пород латитовой серии — высокие концентрации в них Ва и Sr. Концентрации Ва остаются высокими и в кислых разностях, что позволяет отличать их от кислых редкометальных вулканитов бимодальной серии. В латитах также значительны концентрации элементов группы железа, которые гораздо выше, чем в породах той же кремнекислотности

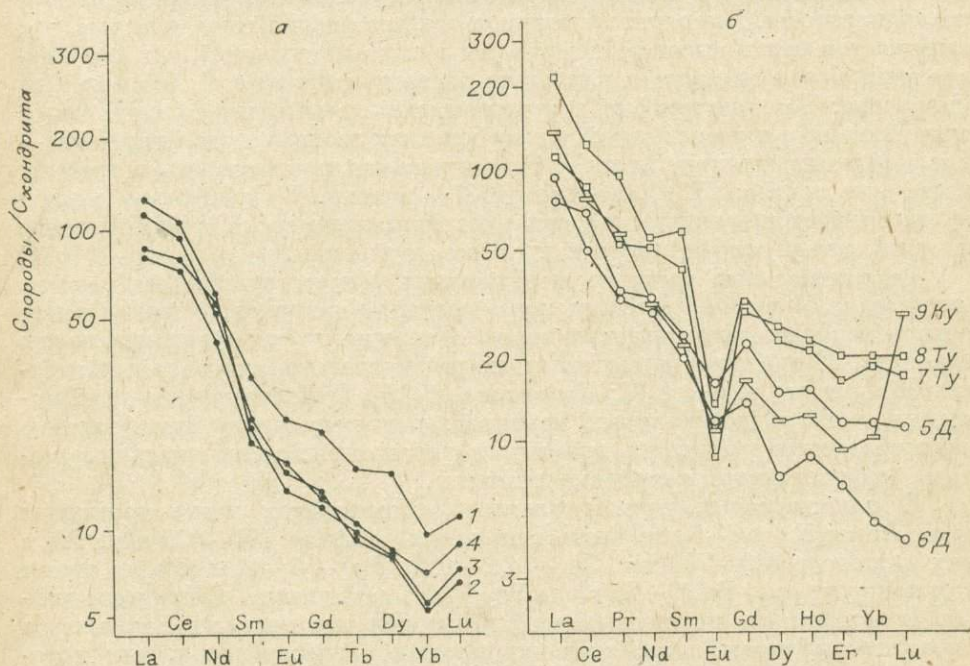


Рис. 52. Графики нормированных распределений РЗЭ в латитовых сериях Америки (а) и Забайкалья (б).

1 — латит; 2 — риолит; 3 — кварцевый латит; 4 — монзонит; 5 — шошонит; 6 — трахиандезит Долгокычинской кальдеры; 7, 8 — трахиандезит (7) и трахидацит (8) Тулукувской кальдеры; 9 — андезит Куйтунской кальдеры.

островных дуг. По сравнению с последними в латитах намного выше содержания Li, Be, Sn, Pb, F и В [Таусон и др., 1984].

Во всех породах латитовой серии легкие лантаноиды заметно преобладают над тяжелыми [Антипин и др., 1982; Таусон и др., 1984], а отношение La/Yb колеблется в интервале 5—70. Особенности распределения РЗЭ в рассматриваемых породах хорошо иллюстрируются графиками нормированных концентраций РЗЭ (рис. 52), на которых отчетливо видно закономерное уменьшение нормированных концентраций РЗЭ от легких лантаноидов к тяжелым, что сближает их с латитами других регионов. Однако, в отличие от латитов Северной Америки (см. рис. 52, б), в вулканитах Монголо-Охотского пояса четко проявлен европиевый минимум, величина которого возрастает в кислых разновидностях пород. Не вдаваясь в детали распределения РЗЭ в латитах Монголо-Охотского пояса (это обсуждено в нашей специальной работе [Антипин и др., 1982]), отметим, что характер его, с учетом низких значений величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,705—0,7055) [Таусон, Захаров, 1974], позволяет предполагать, что первичная латитовая магма образовалась путем смешения глубинной щелочно-базальтовой магмы с кислыми расплавами корового происхождения. Кислые разности вулканических пород латитовой серии Монголо-Охотского пояса формировались в результате фракционирования родоначальной латитовой магмы.

Наряду с вулканитами латитовой серии в Монголо-Охотском поясе широко проявлены гранитоиды латитового ряда, обычно слагающие гипабиссальные интрузивные тела; для некоторых из них, например Акагуевского, доказана связь с вулканическими образованиями латитовой серии [Захаров, 1972]. В Забайкалье к гранитоидам этого типа относятся породы акагуевского, шахтаминского и амуджикано-сретенского комплексов. Породы их имеют близкие петрохимические и геохимические черты [Кузьмин, Антипин, 1972]. В гл. 8 гранитоиды латитового ряда описаны на примере Монголо-Охотского пояса, поэтому здесь нет необходимости подробно останавливаться на этом. Гранитоиды латитового ряда представлены в основном сиенито-диоритами, монционитами, адамеллитами и гранодиоритами. Все они характеризуются повышенной щелочностью, что выражается как в высоком содержании в породах щелочей, так и в присутствии в параганезисе с калиевым полевым шпатом амфибола и даже пироксена. Геохимически и петрохимически гранитоиды сопоставимы с вулканитами латитовых серий, специфическая геохимическая черта их — высокие концентрации Ba и Sr. Потенциальная рудоносность латитовых магм, как показал Л. В. Таусон [1977], высока. В Забайкалье с ними устанавливается генетическая связь полиметаллического, молибденового и сульфидно-касситеритового и другого оруденения.

**Редкометалльные граниты и вулканиты.** Замечательная особенность магматизма Монголо-Охотского пояса состоит в широком развитии в нем редкометалльных магматических пород, в первую очередь редкометалльных гранитов. Петрология и геохимия их рассмотрены в специальных работах [Коваленко и др., 1971; Коваленко, 1977]. Выделяются два геохимических типа редкометалльных гранитов: редкометалльные плюмазитовые лейкограниты и агаитовые граниты и родственные с ними щелочные породы (граносиениты, кварцевые сиениты).

В плюмазитовых редкометалльных лейкогранитах резко повышены содержания F (в 4—5 раз выше кларковых) и Li (до 300—400 г/т), Rb в них достигает 340—730 г/т, Sn — 4,2—12,3, Be — 5—11 г/т, в то время как концентрации Ba (6—70 г/т) и Sr (4—155 г/т) низкие. В процессе дифференциации среди пород поздних фаз многофазных массивов появляются амазонит-альбитовые и альбит-лепидолитовые разности пород, для которых характерно еще более высокое содержание литофильных элементов [Коваленко и др., 1971; Таусон, 1977; и др.]. С рассматриваемыми гранитоидами связаны редкометалльные грейзены, в том числе высокотемпературные цвиттеры [Коваленко и др., 1970, 1971]. Эти породы потенциально рудоносны на такие элементы, как Sn, W, Ta, Nb и т. п.

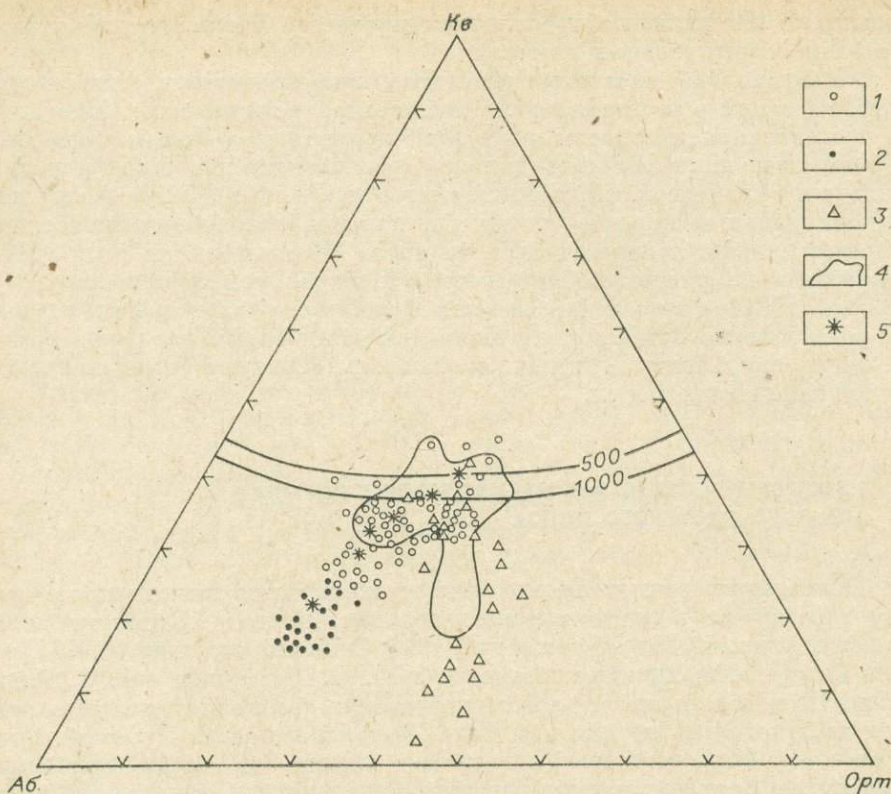


Рис. 53. Диаграмма Аб—Орт—Кв для редкометальных гранитов Монголо-Охотского пояса. (Сплошные линии — котектики).

1 — плюмазитовые редкометальные лейкограниты; 2, 3 — альбит-лепидолитовые и амазонитовые (2) и агпаитовые (3) граниты; 4 — поле составов кислых кайнозойских вулканитов Запада США; 5 — точки тройных минимумов при различных давлениях воды.

Граниты и щелочные породы агпаитового типа, среди которых отмечаются моношпатовые аляскинты, рибекитовые граниты, граносиениты и сиениты, широко проявлены в Монголии и Западном Забайкалье (куналейский комплекс). Характерная петрографическая черта их — моношпатовый состав и присутствие среди темноцветных минералов щелочных амфиболов. В рассматриваемых породах содержания большинства редких элементов близки к кларковым, а концентрации Ва и Sr в них низкие, как и в плюмазитовых редкометальных лейкогранитах, что свидетельствует о генетическом родстве обоих типов редкометальных гранитов. Это подтверждается геологическими наблюдениями. В Соктуйском массиве главная фаза сложена плюмазитовыми редкометальными гранитами, а среди поздних образований отмечается тело кварцевых сиенитов и граносиенитов, содержащих щелочной амфибол — катофорит. Граносиениты и сиениты пересекаются жилами аплитовидных гранитов, являющихся геохимически типичными редкометальными плюмазитовыми лейкогранитами. Исследования показывают, что граносиениты и сиениты представляют собой производные остаточного дегазированного расплава плюмазитовых лейкогранитов [Кузьмин, Антипин, 1972]. Высокие содержания летучих в первичной магне обусловили ее кислотный характер, что определяло раннюю кристаллизацию кислых силикатных фаз [Рябчиков, Когарок, 1963], вызвавшую десиликацию остаточного расплава.

Петрохимически редкометальные граниты Монголо-Охотского пояса и кайнозойские риолиты Провинции Бассейнов и Хребтов близки. На диаграмме Аб — Орт — Кв (рис. 53) поля составов пород обеих провинций перекрывают друг друга. Следует отметить, что среди интрузивных пород наблюдается более широкая гамма образований, что связано,

очевидно, с интенсивным проявлением процессов магматической дифференциации в интрузивных камерах.

В Монголо-Охотском поясе редкометалльные граниты известны давно, однако сведений о редкометалльных вулканитах региона мало. Проведенные исследования и сопоставление этой провинции с Западом Северной Америки позволяют полагать широкое распространение здесь и редкометалльных вулканитов. Подтверждают это находки в Монголо-Охотском поясе уникальных пород — онгонитов, являющихся субвулканическими аналогами альбит-лепидолитовых гранитов [Коваленко и др., 1971]. Редкометалльные риолиты обнаружены в Центральном Забайкалье [Таусон и др., 1984], а в последнее время в Балейском районе и Приаргунье. Для ряда районов Забайкалья и Монголии установлено, что редкометалльные кислые вулканиты и щелочные базальты образуют бимодальные серии вулканических пород.

### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

В последние годы получено большое количество данных по изотопному составу Sr в магматических породах Монголо-Охотского пояса [Плюснин и др., 1976; Таусон и др., 1976; Сандиминова и др., 1976], которые были обобщены нами совместно с Ю. П. Трошиным и Г. С. Плюсниним. Из центральных частей магматических ареалов мезозойского возраста исследовались гранитоиды Бага-Хентейского свода и удской серии Становика. Для сравнения привлечены данные по верхнегерцинским гранитоидам Верхнеудинского батолита Забайкалья. Соотношение изотопов Sr в гипабиссальных интрузиях оценивалось на примере, с одной стороны, гранитоидов латитового ряда (шахтаминский и акатуевский комплексы Восточного Забайкалья), с другой — плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов Монголии и Забайкалья. Оценен также изотопный состав Sr в вулканических породах латитовой серии Центрального и Восточного Забайкалья. Значения первичного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , как правило, определялись путем построения Rb — Sr изохрон, а для отдельных образцов первичные отношения вычислялись по абсолютному возрасту пород, определенному другими методами. Полученные результаты сведены на гистограмму (рис. 54).

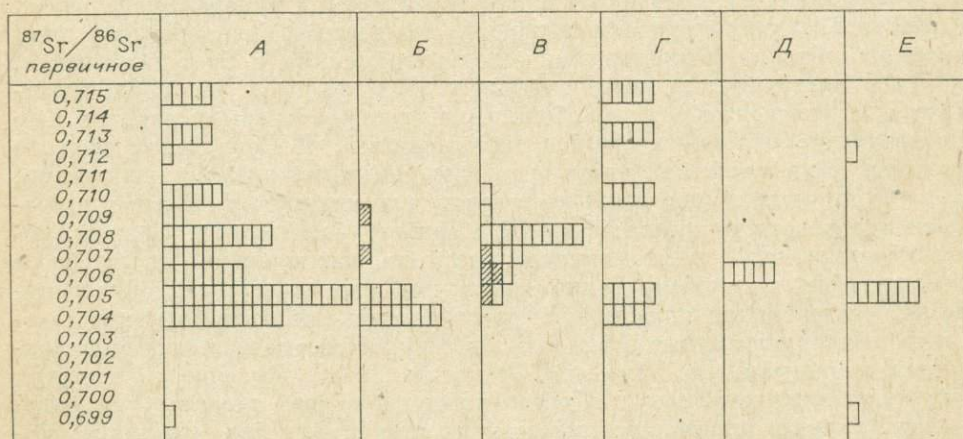


Рис. 54. Первичные отношения изотопов Sr в магматических породах Монголо-Охотского пояса.

Каждая ячейка — одна проба, величина 0,699 включает все значения от 0,699 до 0,6999, и т. д. А — все типы пород; Б — гранит-гранодиоритовые батолиты (заштрихованы породы удской серии Становика); В — гранитоиды латитового ряда (заштрихованы породы акатуевского комплекса, не заштрихованы — шахтаминского); Г — редкометалльные гранитоиды; Д — гранитоиды гранито-гнейсовых валов; Е — вулканиты Забайкалья.

Анализ имеющихся материалов показывает, что значения первичных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в исследуемых породах колеблются в интервале 0,7055—0,7155, причем величина отношения не зависит ни от состава, ни от условий формирования пород. Больше половины образцов (40) имеют первичные соотношения изотопов Sr ниже 0,707, образуя четкий максимум, отвечающий величине 0,705, а в интервале 0,707—0,715 образцы не дают четкого максимума и рассеяны приблизительно равномерно. Таким образом, среди мезозойских магматических пород Монголо-Охотского пояса по первичному отношению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  выделяются две группы: первая — с мантийными отношениями изотопов Sr (до 0,706), вторая — с промежуточными мантийно-коровыми [Фор, Пауэлл, 1974]. Среди пород каждого из рассмотренных типов есть разности, относящиеся как к первой, так и ко второй группе.

Полученные данные согласуются с результатами исследований гранитоидов различных районов мира [Фор, Пауэлл, 1974; Kistler, Peterman, 1973; McNutt, Croket, 1975], большая часть которых расположена на территориях, граничащих с океанами, т. е. там, где в современных структурах фиксируются глубинные сейсмофокальные зоны, указывающие на связь тектогенеза и магмообразования с энергией внутренних оболочек Земли. Сходство изотопного состава гранитоидов Монголо-Охотского пояса и континентальных окраин указывает на то, что и здесь глубинные, мантийные источники играли важную роль. Все это дает основание полагать, что магматические породы пояса возникли при ведущей роли глубинных процессов, ответственных не только за геотермический градиент, но и за привнос глубинного вещества в земную кору. В петрологии в настоящее время хорошо разработана гипотеза формирования гранитоидов под влиянием трансмагматических потоков Коряжинского, несущих глубинные вполне подвижные компоненты. Если придерживаться этой гипотезы, то можно считать, что такие потоки ответственны не только за щелочность формирующихся магм и пород, но и привносят в них заметную часть редкометалльной нагрузки.

#### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Основы металлогении Монголо-Охотского пояса заложены С. С. Смирновым [1936, 1944], который выделил в Забайкалье ряд металлогенических поясов. Наши исследования по геохимии магматических пород пояса, основанные на выявлении структурно-магматической зональности, представляют собой, по существу, развитие идей С. С. Смирнова [Зоненшайн и др., 1973, 1976; Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975]. Наши основные выводы сводятся к следующему:

металлогеническую зональность следует рассматривать в рамках узких возрастных интервалов, что позволяет понять генетические связи месторождений с магматическими породами, а также использовать последние для металлогенического районирования;

в связи с тем, что ареалы магматизма Монголо-Охотского пояса для различных мезозойских циклов замыкаются в Монголии, то и линейно-поясовая картина металлогении, установленная С. С. Смирновым для Забайкалья, изменяется, рудные пояса Забайкалья испытывают в Монголии замыкание;

установлено широкое развитие в Монголии редкометалльных гранитов в западном окончании пояса, что существенно повышает его перспективы как крупнейшей редкометалльной провинции мира;

во многих месторождениях вольфрама, олова и молибдена Монголии, связанных с редкометалльными гранитами, обнаружены повышенные содержания тантала и редких щелочей, что позволяет рассматривать большинство редкометалльных месторождений Монголо-Охотского пояса в качестве комплексных;

обнаружение в Монголии [Коваленко и др., 1971] и в Забайкалье [Шатков, Гущин, 1969] вулканических пород с повышенными содержаниями редких щелочей позволяет рассматривать эти образования в качестве возможной руды на соответствующие редкие элементы.

Так как Монголо-Охотский пояс в мезозое и позднекайнозойская активная зона Запада Северной Америки развивались в похожих геодинамических обстановках, возможно, что обе территории сходны по металлогении. Это позволяет ожидать открытие в Монголо-Охотском поясе новых типов месторождений полезных ископаемых, которые известны на Западе США: генетически связанных с вулканитами редкометалльных, олова риолитовой формации. Для поисков этих месторождений благоприятны районы Приаргуны, где В. С. Антипин открыл высококальциевые редкометалльные риолиты, а также районы Монголии и Западного Забайкалья, где известны проявления вулканитов бимодальной серии. Вулканические породы, как это можно видеть на примере онгонитов, могут быть продуктивными на ряд редких элементов. Для поисков таких редкометалльных проявлений необходимо широко применять геохимические исследования.

Редкометалльные месторождения в Монголо-Охотском поясе могут быть открыты в связи с выявленными здесь комплексами щелочных пород и карбонатитов. Наиболее перспективны на этот тип месторождений периферические части магматических ареалов, в первую очередь район Северного Гоби (МНР) и юг Алданского щита, где уже обнаружены редкометалльные рудопроявления.

Различные типы рудных месторождений (золотые, медно-порфировые, олово-сульфидные и т. д.), как показал Л. В. Таусон [1977], генетически связаны с породами латитового ряда. Действительно, в последние годы в Монголии открыты медно-порфировые месторождения. С вулканистами одного из латитовых рядов Забайкалья ассоциируют золотые проявления (В. С. Антипин, устное сообщение, 1980 г.). Все это заставляет обратить более пристальное внимание на поиски соответствующих месторождений в связи с породами латитового ряда.

Обнаружение в Монголо-Охотском прогибе интрузивных и вулканических пород — производных толентовых магм, позволяет предполагать, что здесь могут быть обнаружены медно-колчеданные месторождения типа Троодоса или Куроко, которые, как известно, связаны с магматическими породами толентового ряда, испытавшими глубокую дифференциацию.

Все сказанное выше свидетельствует о том, что в Монголо-Охотском поясе возможно открытие новых типов как редкометалльных, так и халькофильных месторождений полезных ископаемых.

Проведенное исследование позволило решить ряд вопросов, касающихся специфики вещественного состава магматических пород, сформированных в различных геодинамических обстановках, показать, что геохимические особенности пород не зависят от возраста, что на основе структурно-магматической зональности можно реконструировать в подвижных поясах Земли геодинамические обстановки, аналогичные современным. В заключение попытаемся кратко сформулировать основные выводы по работе и остановимся на некоторых вопросах методики проведения палеогеодинамических реконструкций.

1. Магматические породы, формирующиеся в различных активных зонах Земли, отличаются геохимически. Даже петрохимически близкие магматические породы различных геодинамических обстановок имеют существенные геохимические отличия. Например, толеитовые базальты срединно-океанических хребтов отличаются от всех других толеитовых базальтов крайне низкими содержаниями всех литофильных редких элементов. Во внутриплитовых толеитовых базальтах, формирующихся на океанических островах, повышены концентрации тугоплавких литофильных элементов. Толеитовые базальты островных дуг имеют очень низкие содержания элементов группы железа (Cr, Ni, Co), а также Ti и редких элементов его группы. Аналогичные различия свойственны и породам других типов — андезитам, латитам, риолитам и т. д. Установлено, что геохимические особенности пород не зависят от возраста, в различные эпохи фанерозоя формировались магматические породы, сопоставимые с современными. Выше показано, что мезозойские магматические породы Монголо-Охотского пояса геохимически близки позднекайнозойским вулканическим образованиям Запада Северной Америки. В частности, латиты Забайкалья сопоставимы с латитами Запада США, толеитовые вулканы Монголо-Охотского прогиба и породы беринского комплекса — с вулканическими породами, слагающими дно и острова Калифорнийского залива, редкометальные породы Забайкалья и Монголии — с редкометальными вулканитами Провинции Бассейнов и Хребтов. Геохимически аналогичны мезозойские андезиты Охотско-Чукотского пояса и кайнозойские андезиты Анд. Такие примеры можно продолжить. Все это является надежной основой для выделения геохимических типов магматических пород.

2. Каждой категории активных зон Земли свойствен строго определенный набор геохимических типов магматических пород, находящихся между собой в закономерных сочетаниях, в результате чего в каждой геодинамической обстановке возникает своя, только ей присущая магматическая зональность. В океанических рифтовых зонах породы формируются из примитивной толеитовой магмы. Для континентальных рифтовых зон характерно увеличение щелочности пород к периферии (плечам) рифтов: в самих рифтовых долинах проявляются толеитовые базальты, в удалении от них широко развиты магматические породы щелочно-базальтовой и бимодальной серий, а также щелочно-ультраосновные комплексы магматических пород с карбонатитами. В островных дугах наблюдается закономерная смена низкохром-никелевых толеитовых серий на породы натровых

известково-щелочных, а в самом тылу островной дуги наблюдаются вулканические шононитовых серий. На активных континентальных окраинах магматическая зональность выражается в смене известково-щелочных серий магматических пород на латитовые.

Выделена геодинамическая обстановка калифорнийского типа, которая возникает при взаимодействии континентальной плиты со всей системой срединно-океанического хребта. Важный структурный элемент этой геодинамической обстановки — глубинный разлом, вдоль которого формируется глубоководный прогиб, к которому, в свою очередь, приурочена зона толлитового магматизма. На продолжении прогиба проявляется зона известково-щелочного магматизма, оконтуриваемая рифтогенными структурами с латитовым и бимодальным магматизмом, причем среди образований бимодальных серий немалую роль играют редкометалльные разности пород. На самой периферии зональности появляются породы повышенной щелочности.

3. Так как геохимический тип магматических пород не зависит от возраста, а связан только с геодинамическими условиями формирования и эволюции магм, то на основе выявления структурно-магматической зональности возможна реконструкция в подвижных поясах для узких временных интервалов древних активных зон, сопоставимых с современными.

4. Палеотектонические реконструкции подвижных зон, выполненные на основе пространственного размещения разновозрастных магматических пород различных геохимических типов, служат основой для металлогенического анализа, поскольку магматической зональности соподчинена металлогеническая. Металлогенический анализ, выполняемый в рамках узких интервалов геологического времени, позволяет выявлять металлогенические зоны как по месторождениям и рудопроявлениям, так и по потенциально рудоносным магматическим породам. Определяя тип геодинамической обстановки формирования магматизма, можно, по аналогии с другими регионами, сформированными в сходных геодинамических условиях, предсказывать металлогеническую характеристику конкретной территории.

5. Геохимические особенности магматических пород, формирующихся в различных геодинамических обстановках, позволяют говорить о трех источниках вещества, участвующего в формировании первичных магм: литосферы, в том числе земной коры; астеносферы; глубинного, скорее всего подастеносферного, ответственного за поступление к поверхности Земли тугоплавких литофильных элементов.

Есть основания полагать, что в срединно-океанических хребтах, где непосредственно к поверхности Земли подходит астеносферный слой, формирование родоначальных магм происходит из вещества астеносферы. Это согласуется с экспериментальными данными по плавлению пиролита. В породах срединно-океанических хребтов очень низки содержания литофильных элементов, они имеют свой спектр редких земель, минимальные (0,7028) значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения. На океанических островах, расположенных на океанической коре, петрохимически сходные с океаническими базальтами породы содержат значительно большие количества тугоплавких литофильных элементов, в них заключен другой спектр редких земель, выше значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения. Имеющийся материал позволяет говорить, что источником этих элементов выступают нижние горизонты мантии или ее горячие поля. Вследствие близости ряда пород континентальных рифтовых зон с породами океанических островов можно полагать, что нижнемантийный источник участвовал и в их образовании. Однако здесь, как и в рифтогенных структурах типа Провинции Бассейнов и Хребтов, определенное участие в магмообразовании принимает материал континентальной коры. Можно думать, что в островных дугах в магмообразовании играло роль вещество погружающейся океанической коры (хотя механизм магмообразования пока еще полностью не ясен). На активных континентальных окраинах, где наряду с известково-щелочными вулканическими известными проявлениями гранитоидных батолитов известково-ще-

лочного ряда, большую роль в магмообразовании играет вещество земной коры, на что указывают как геохимические данные, так и максимальная мощность коры, свойственная этим геодинамическим обстановкам.

6. Наилучшее объяснение выявленных закономерностей, в первую очередь латеральных связей магматических пород различных типов или структурно-магматической зональности, может быть сделано с позиций тектоники плит, т. е. геохимический материал, касающийся магматических пород, не противоречит, а согласуется с этой концепцией. В фанерозойских складчатых поясах можно наметить несколько типов латеральных рядов магматических пород, неоднократно повторяющихся в истории Земли вплоть до настоящего времени. Каждый такой ряд связан строго с определенной геодинамической обстановкой, в которой он формировался. Геодинамические условия, свойственные современным активным зонам, их увязка в масштабе всей Земли удовлетворительнее всего описывается с позиций тектоники литосферных плит, отсюда механизм тектоники плит может быть применен ко всей фанерозойской истории Земли. Следует подчеркнуть, что существование различных геодинамических обстановок — объективная реальность, не зависящая от того, придерживается тот или иной исследователь концепции тектоники плит или нет. Так как большинство активных зон современной Земли приурочено к границам плит, то можно полагать, что в подвижных поясах запечатлены границы литосферных плит, которые, по аналогии с современными, были геологически активными зонами Земли соответствующих геологических эпох.

Движения и взаимодействия литосферных плит вызывают преобразование лика Земли: возникновение и исчезновение океанических пространств, образование горноскладчатых поясов. Границы литосферных плит контролируют главные проявления магматической деятельности, распределение эндогенных рудных месторождений. Для того чтобы понять геодинамику прошлых геологических эпох, необходимо восстановить положение самих литосферных плит, их границ и установить характер взаимодействия плит на границах в эти эпохи. Это может быть выполнено с помощью палеогеодинамических реконструкций. Для таких реконструкций должны использоваться разнообразные данные, полученные из независимых источников (геологические, петролого-геохимические, палеомагнитные, палеоклиматические, результаты батиметрических и магнитных съемок океанического дна и т. п.). Если для восстановления положения литосферных плит в различные геологические эпохи достаточно палеомагнитных и палеоклиматических данных, то для определения характера взаимодействия литосферных плит, для выявления типов геодинамических обстановок, возникающих на прежних границах плит, первостепенное значение приобретают петролого-геохимические данные, рассмотренные в настоящей работе.

Для любых палеогеодинамических реконструкций важны данные по распределению офиолитовых комплексов, представляющих собой остатки коры прошлых океанических пространств. Пояса распространения офиолитов маркируют следы бывших океанических бассейнов, шовные зоны — столкновения континентальных плит. По этим поясам можно восстанавливать прежние континенты и микроконтиненты. Для Евразии видно, например, что этот континент состоит из нескольких самостоятельных больших и малых континентальных плит — Восточно-Европейской, Сибирской, Казахстанской, Иранской, Таримской, Китайской, Индокитайской и др.

Все магматические породы можно разбить на две большие группы, одни из которых возникают на конструктивных, другие на деструктивных границах литосферных плит. Первая группа объединяет геохимические типы пород, связанные с океаническими и внутриконтинентальными рифтовыми зонами. Срединговые зоны, как срединно-океанические, так и окраинных бассейнов в тылу островных дуг, фиксируются офиолитовыми

комплексами, которые в ходе движения плит могут перемещаться далеко от места их образования. Необходимо подчеркнуть, что если офиолитовые комплексы всегда маркируют остатки бывших океанических больших и малых бассейнов, то полосы проявления офиолитов отмечают зоны сближения литосферных плит. Показателями внутриконтинентального рифтогенеза являются щелочные или толеитовые базальты, образующие вместе с риолитами бимодальные вулканические серии, щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами, а также редкометалльные, преимущественно агпайтовые, граниты. Магматические породы — показатели внутриконтинентального рифтогенеза — иногда образуют протяженные пояса, сопровождающие офиолитовые швы, от которых они отличаются более древним возрастом. Таким образом можно распознавать раскрытие древних океанов. Раскрытие Палео-Атлантики или, как его иногда называют, океана Япетус, например, можно фиксировать по развитию щелочно-ультраосновных и щелочнобазальтовых комплексов в Северной Скандинавии, Юго-Восточной Канаде и Гренландии, имеющих возраст 650—580 млн. лет, между которыми расположены каледонские офиолиты Ньюфаундленда, Северной Ирландии и Шотландии [Зоненшайн и др., 1976].

Основная особенность магматизма, свойственного границам столкновения литосферных плит, — полярность состава магматических продуктов, которая выражается в увеличении щелочности пород от фронтальных частей геодинамических обстановок к тыловым. Ассоциация низкохромисто-никелевых толеитов, натровых известково-щелочных и шононитовых серий фиксирует палеоостровные дуги. Для палеоактивных континентальных окраин свойственны известково-щелочные и латитовые серии пород. С вулканическими сериями могут ассоциировать комагматичные с ними гранитоиды соответствующего состава. В тылу активных континентальных окраин встречаются массивы редкометалльных гранитов. Зоны столкновения окраин континентов с островными дугами обычно маркируются поясами гранитоидных батолитов, которые сложены гранитоидами андезитового, известково-щелочного и латитового рядов, причем к тыловым частям этих обстановок щелочность пород возрастает. Такие пояса гранитоидных батолитов характерны, например, для западных окраин Южной и Северной Америки. Наконец, совместное нахождение известково-щелочных серий пород с толеитовыми, а также широкое распространение редкометалльных вулкаников и гранитоидов, среди которых нередки породы повышенной щелочности, свойственны геодинамическим обстановкам калифорнийского типа.

Таким образом, особенности состава магматических пород позволяют довольно точно решать вопросы о характере прошлых границ литосферных плит и выявлять типы палеогеодинамических обстановок. Этих данных обычно достаточно для составления локальных или региональных, охватывающих весь подвижный пояс, реконструкций. Однако для выявления всей картины расположения континентов и океанов в определенный отрезок времени, а также для установления распределения активных зон Земли в это время необходимы глобальные реконструкции. Для последних 160—180 млн. лет и для более ранних периодов истории Земли глобальные палеогеодинамические реконструкции выполняются по-разному. Различия обусловлены тем, что материалы по океанам, позволяющие рассчитать движение литосферных плит (выявить их кинематику), известны только для времени начиная с юры. Более древняя океаническая кора практически полностью поглощена в зонах субдукции.

Реконструкции для мезозойско-кайнозойского времени можно выполнять, используя простирания трансформных разломов и совмещая друг с другом одновозрастные магнитные аномалии, находящиеся сейчас по разные стороны от оси срединно-океанического хребта. Таким способом можно рассчитать параметры движения плит, т. е. определить положение полюса вращения и угловую скорость движения. Реконструкции относительного положения литосферных плит могут проверяться рядом незави-

симых методов. Первый из таких методов — палеомагнитный. Если использовать рассчитанные по кинематике параметры движения плит и повернуть вместе с плитами палеомагнитные полюса, то последние для разных континентов должны совпасть. Если такое совпадение достигается, то это служит признаком достоверности относительной реконструкции. Кинематические реконструкции можно проверять и геологическими данными, в частности, по положению палеоэкватора, который фиксируется в открытом океане зоной максимальной биологической продуктивности. Например, по распространению зон максимальной продуктивности разного возраста можно проследить движение Тихоокеанской плиты на север до 34° с. ш. за последние 100 млн. лет. Наконец, движение литосферных плит можно фиксировать по закономерному изменению возраста внутриплитовых магматических проявлений, на что впервые было указано в работах Т. Уилсона и У. Моргана [Wilson, 1965; Morgan, 1972]. Использование всех этих методов, как считает Л. П. Зоненшайн (устное сообщение, 1984 г.), позволяет вычислять положение большинства литосферных плит для кайнозоя с точностью в первые десятки километров, а для мезозоя — в первые сотни километров.

Для палеозойских и более древних эпох возможности для глобальных реконструкций значительно снижаются. Первостепенное значение приобретают палеомагнитные данные. С их помощью можно восстановить положение континентов друг относительно друга и по отношению к полюсам Земли. Однако палеомагнитные данные определяют лишь компоненту движения в меридиональном направлении, они ничего не говорят о перемещениях вдоль широт. Поэтому для указанного времени особое значение имеют данные по внутриплитовому магматизму, которые позволяют выполнять абсолютные реконструкции для палеозоя, хотя, конечно, точность этих реконструкций не превышает 10—15%, т. е. на порядок ниже, чем для мезозоя — кайнозоя. В пределах Евразийского континента можно наметить три пояса (Монгольский, Южно-Сибирский и Балтийский) внутриплитового магматизма палеозойского возраста. Используя данные по простиранию этих поясов и по изменению возраста магматических продуктов в них, а также палеомагнитные данные, можно провести абсолютные реконструкции, т. е. определить широтные и долготные положения прежних континентов и океанов. Такие реконструкции нами \* были выполнены. Они показали, что в палеозое на Земле существовали океаны: Япетус (Палео-Атлантический), Палео-Азиатский, Палео-Уральский, Палео-Тетис, которые по размерам были сопоставимы с современными океанами Западного полушария. Восточное полушарие в течение всего фанерозоя было занято Тихим океаном.

Таким образом, в настоящее время петролого-геохимические данные могут успешно использоваться для выполнения разнообразных геолого-тектонических исследований. Представляется, что только комплексное использование геологических, тектонических, петрологических и геодинамических и геофизических материалов позволяет всесторонне понимать динамику развития нашей планеты.

---

\* Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Кононов М. В., Городницкий А. М. Палеозойские океаны: попытка абсолютных реконструкций. — В кн.: Труды XXVII МГК. Т. 3. Палеоокеанология. М.: Наука, 1984, с. 35—45.

- Альмухамедов А. П. Некоторые черты докамерной дифференциации базальтовой магмы (на примере Сибирских траптов).— Геол. и геофиз., 1972, № 1, с. 43—52.
- Альмухамедов А. П., Матвиенков В. В., Кашицев Г. Л. Химические составы базальтов в осевой зоне Красноморского рифта в районе 18° с. ш.— Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 3, с. 744—747.
- Альмухамедов А. П., Матвиенков В. В., Кашицев Г. Л. Редкие элементы в толентовых базальтах осевой зоны Красноморского рифта.— Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 3, с. 717—720.
- Андерсон Д. Л. Происхождение и состав Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 651—670.
- Антипин В. С. Петрология и геохимия гранитоидов различных фаций глубинности.— Новосибирск: Наука, 1977.— 57 с.
- Антипин В. С., Гайворонский Б. А., Сапожников В. П. и др. Вулкано-плутонический магматизм и рудоносность Долгокычневской кольцевой структуры.— Геол. и геофиз., 1980, № 7, с. 52—61.
- Антипин В. С., Кузьмин М. И., Пополитов Э. И., Знаменский Е. Б. О генезисе калиевых полевых шпатов в мезозойских порфировидных гранитоидах Восточного Забайкалья.— Геохимия, 1969, № 6, с. 698—808.
- Антипин В. С., Кузьмин М. И., Смирнова Е. В., Конусова В. В. Распределение редких земель в позднемезозойских вулканических породах Монголо-Охотского пояса (на примере Забайкалья и Становика).— В кн.: Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982, с. 31—43.
- Антипин В. С., Петрова З. И., Кузьмин М. И. Щелочные полевые шпаты из гранитоидов различного генезиса.— Геохимия, 1975, № 9, с. 1317—1328.
- Антонов А. Ю., Кузьмин М. И. Биотиты из мезозойских гранитоидов Токско-Нуямского массива Станового хребта.— В кн.: Вопросы минералогии и геохимии изверженных пород Восточной Сибири. Иркутск: изд. СибГЕОХИ, 1976, с. 70—80.
- Антонов А. Ю., Кузьмин М. И., Хлебникова А. А. Распределение золота в мезозойских гранитоидах Станового хребта.— Геол. и геофиз., 1980, № 9, с. 68—76.
- Арене Л. Х. Геохимическое исследование редких элементов южно-африканских минералов и пород.— В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М.: ИЛ, 1952, с. 51—77.
- Арене Л. Х. Возможное значение редких щелочных металлов для понимания происхождения изверженных пород.— В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 56—63.
- Архангельская В. В. Редкометалльные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы.— М.: Наука, 1974.— 127 с.
- Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов.— М.: Наука, 1976.— 267 с.
- Барабашев Е. В. Стратиграфия и тектоника Центрального и Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дис.— Иркутск, 1975.— 23 с.
- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества.— Геохимия, 1972, № 12, с. 1515—1541.
- Баскина В. А., Волчанская И. К., Коваленко В. П. и др. Калиевый щелочной вулкано-плутонический комплекс Мущугай-Худук на юге МНР и связанная с ним минерализация.— Сов. геология, 1978, № 4, с. 86—99.
- Безбородов Р. С. Литология верхнетриасовых песчано-алевритовых образований нижнего течения р. Туры.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. М.: изд. Ун-та им. П. Лумумбы, 1968, с. 63—86.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое.— Геотектоника, 1969, № 3, с. 17—30; 1969, № 4, с. 23—40.
- Белевцев Р. Я., Говоров И. П., Качанов Н. Н. и др. Основные и ультраосновные породы Аравийско-Индийского хребта.— Киев: изд. Ин-та геохимии и физики минералов АН УССР, 1968.— 67 с.
- Белевцев Р. Я., Говоров И. Н., Савельева Г. Н. Петрография кристаллических пород Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта.— Геол. журн., 1980, т. 40, № 2, с. 23—33.
- Белюсов А. Ф. Об основаниях петрохимической классификации эффузивных пород.— Геол. и геофиз., 1974, № 3, с. 20—26.

- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов.— М.: Наука, 1968.— 255 с.
- Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков.— М.: Недра, 1978.— 232 с.
- Белоусов А. Ф., Изох Э. П., Кузнецов Ю. А., Поляков Г. В. О карте магматических формаций СССР.— Геол. и геофиз., 1973, № 5, с. 130—134.
- Берк К., Уилсон Дж. Горячие точки на поверхности Земли.— Успехи физ. наук, 1977, т. 123, вып. 4, с. 615—632.
- Богданов Ю. А., Кузнецов А. П., Кузьмин М. И., Сагалевиц А. М. Геологическое строение рифтовой зоны хребта Рейкьянес в районе 58° с. ш.— Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 6, с. 1478—1482.
- Бонатти Э., Гонноретт Х., Феррара Г. Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 9—24.
- Ботт М. Внутреннее строение Земли.— М.: Мир, 1974.— 374 с.
- Брандт С. Б., Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И. и др. О мезозойской щелочно-гранитной вулканоплутонической формации Восточной Монголии на примере Дашибалбарского массива.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11, с. 27—33.
- Вайн Ф., Мэтьюз Д. Магнитные аномалии над океаническими хребтами.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 32—37.
- Верхняя мантия.— М.: Мир, 1975.— 310 с.
- Виноградов А. П. Вступительное слово.— В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 5—9.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
- Виноградов А. П. Образование металлических ядер планет.— Геохимия, 1975а, № 10, с. 1427—1431.
- Виноградов А. П. Дифференциация вещества Луны.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975б, с. 5—28.
- Вольнец О. Н., Богрявленская Г. Е. Типы и проблемы генезиса гранитоидных включений в четвертичных лавах Камчатки.— В кн.: Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977, с. 232—245.
- Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 3.— М.: Наука, 1974.— 238 с.
- Гасанов Ю. Л., Моляво В. Г., Остафийчук И. М. и др. Геохимия, петрофизика и вопросы генезиса новейших вулканитов Советских Карпат.— Киев: Вища школа, 1976.— 188 с.
- Гаст П. В. Химический состав Земли, Луны и хондритовых метеоритов.— В кн.: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1975, с. 23—41.
- Гедекян А. А., Удищев Г. Б., Баранов Б. В. и др. Коренные породы дна центральной части Охотского моря.— Сов. геология, 1976, № 6, с. 12—31.
- Геология дна Филиппинского моря.— М.: Наука, 1980.— 261 с.
- Геология месторождений олова зарубежных стран.— М.: Недра, 1969.— 328 с.
- Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1, 2.— М.: Недра, 1973, Т. 1. 583 с.; Т. 2. 751 с.
- Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область.— М.: Недра, 1966.— 736 с.
- Геологический словарь. Т. 1, 2.— М.: Недра, 1978.
- Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса.— М.: Наука, 1959.— 285 с.
- Геохимия редких элементов. Т. 1.— М.: Наука, 1964.— 687 с.
- Гилдули Д. Тектонические движения, связанные с эволюцией горных хребтов.— В кн.: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1975, с. 225—251.
- Главнейшие провинции и формации щелочных пород.— М.: Наука, 1974.— 376 с.
- Гладких В. С., Гусельников А. А. Редкие и рудные элементы в шинелевых лерцолитах и генезис базальтовых магм Прибайкалья.— Сов. геология, 1979, № 7, с. 104—110.
- Гладков В. Г., Мурашов А. И., Томилов Б. В. Блоково-купольный тип тектонических форм (на примере структур Восточного Забайкалья).— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 4, с. 936—939.
- Глазунов О. М. Геохимические типы гипербазитов.— В кн.: Ежегодник-1974 Сиб-ГЕОХИ. Новосибирск, 1976, с. 98—101.
- Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана.— Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 4, с. 703—705.
- Грин Д. Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии.— В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 25—44.
- Грин Д. Х., Рингвуд Э. А. Петрология верхней мантии.— М.: Мир, 1968.— 335 с.
- Гроссман Л. Химическое фракционирование в протопланетном облаке.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 89—96.
- Дистанова А. Н. Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье).— В кн.: Раннепалеозойские гранитоидные формации Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1975, с. 49—122.
- Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. докт. дис.— М., 1973.— 45 с.
- Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Суцеская Н. М. Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава.— Геохимия, 1979, № 2, с. 163—178.

- Добрецов Н. Л. Глобальные петрологические процессы. — М.: Недра, 1981. — 235 с.
- Долганев В. П. К вопросу о верхнетриасовом магматизме Восточного Забайкалья. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. — М.: изд. Ун-та им. П. Лумумбы, 1968, с. 103—141.
- Ермаков В. А., Воынец О. Н., Колосков А. В. и др. Петрология четвертичных вулканических пород Камчатки. — В кн.: Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977, с. 190—204.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. — М.: Изд-во АН СССР, 1959. — 371 с.
- Заблоцкий Е. М. Геологическое развитие и мезозойские магматические формации Становой зоны. Автореф. канд. дис. — Л., 1976. — 19 с.
- Заблоцкий Е. М., Сытина Н. М. Строение Тындинского массива гранитоидов Станового хребта по геолого-геофизическим данным. — Геол. и геофиз., 1974, № 11, с. 82—89.
- Заварицкий А. П. Некоторые факторы, которые надо учитывать при тектонических построениях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2, с. 3—12.
- Закарпадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б., Пополитов Э. И. Вопросы геохимической эволюции вулканизма внутридуговых рифтов на примере Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифа. — Геохимия, 1978, № 6, с. 821—831.
- Захаров М. П. Петрология и геохимические особенности Акагуевского массива и связанных с ним малых интрузий (Восточное Забайкалье). — В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, с. 97—131.
- Зимин С. С. Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. — Владивосток: изд. ДВГИ, 1976. — 159 с.
- Зоненшайн Л. П. Реконструкция палеозойских океанов. — В кн.: Дрейф континентов. М.: Наука, 1976, с. 28—71.
- Зоненшайн Л. П. Офиолиты Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 26—34.
- Зоненшайн Л. П., Баранов Б. В., Леглер В. А. и др. Глубоководные желоба как структуры сжатия. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 6, с. 96—108.
- Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. — Геотектоника, 1977. Статья I, № 2, с. 3—23; Статья II, № 3, с. 3—24.
- Зоненшайн Л. П., Коган Л. И., Савостин Л. А. и др. Глубинное строение района тройного сочленения литосферных плит Тихоокеанской, Кокосовой и Наска. — Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 6, с. 1331—1335.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 19—42.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли. — Геотектоника, 1983, № 1, с. 28—45.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 3—21.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Латеральная магматическая и металлогенетическая зональность на основе палеотектонических реконструкций. — Геол. рудных месторожд., 1974, № 4, с. 3—17.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. — М.: Недра, 1976. — 231 с.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Рифтовые структуры в геологическом прошлом. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 11—15.
- Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с. ш. — Геотектоника, 1981, № 2, с. 3—22.
- Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. — М.: Недра, 1979. — 311 с.
- Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Жамьяндамба Л. и др. Строение осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хребте Дзолен. — Геотектоника, 1975, № 4, с. 28—44.
- Зоненшайн Л. П., Томуртоого О. Путеводитель к полевым геологическим маршрутам по территории Монгольской Народной Республики рабочих групп 2.1 и 2.2, лето 1979 г. — Улан-Батор, 1979. — 46 с.
- Зубатарева Л. И., Кабанова Е. С., Медведева И. Е. Фундамент морского дна (геохимия, минералогия, петрография слагающих пород). — Итоги науки и техники. Сер. Геохимия. Минералогия. Петрография. М.: изд. ВИНТИ, 1976, вып. 9. — 100 с.
- Зубатарева Л. И., Кабанова Е. С., Рудник Г. Б. Магматизм (магматические породы) океанических островов. — Итоги науки и техники. Сер. Геохимия. Минералогия. Петрография. М.: изд. ВИНТИ, 1979, вып. 10. — 128 с.
- Зубин М. И., Шеймович В. С. О содержании  $K_2O$  в вулканитах в связи с геоструктурными особенностями Южной Камчатки. — Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 5, с. 1195—1198.
- Иванов С. Н. Петрология и мобилизм. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М.: изд. ГКНТ, 1976, с. 6—8.

- Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия/Герасимовский В. И., Поляков А. И., Дурасова Н. А. и др.— М.: Наука, 1978.— 183 с.
- Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм.— М.: Мир, 1965.— 248 с.
- Кузьмин В. Г. Особенности геодинамического развития Африканско-Аравийской рифтовой системы.— В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977, с. 132—138.
- Кани Дж. Р. Петрология пород основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 154—167.
- Капшинцев Г. Л., Фрих-Хар Д. И., Абрамова Е. С. Петрография и минералогия магматических пород впадины Хесса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 5, с. 14—23.
- Капшинцев Г. Л., Кузьмин М. И., Пополитов Э. И. Состав и строение океанической коры в районе впадины Хесса (Тихий океан).— Геотектоника, 1982, № 6, с. 112—123.
- Кекежинскас В. В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения.— М.: Наука, 1979.— 312 с.
- Кекежинскас В. В., Лучицкий И. В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии.— М.: Наука, 1974.— 72 с.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки.— М.: ИЛ, 1961.— 299 с.
- Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования.— Новосибирск: Наука, 1979.— 197 с.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба).— М.: Наука, 1975.— 208 с.
- Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии.— М.: Недра, 1978.— 287 с.
- Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов.— Новосибирск: Наука, 1977.— 206 с.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С. и др. Мезозойские интрузии Монголии. Пространственное распределение, геохимия и рудоносность.— В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 133—143.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Коваль П. В. Зональность ареала мезозойских магматических и метасоматических пород западной части Монголо-Охотского пояса и некоторые вопросы их генезиса.— В кн.: Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1975, с. 103—174.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Гундсамбуу Ц. и др. Геохимическая характеристика двиттеров — нового типа оловорудных метасоматитов Монголии (состав, зональность, парагенезисы).— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 3, с. 690—693.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П. и др. Редкометалльные гранитоиды Монголии.— М.: Наука, 1971.— 239 с.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Летников Ф. А. О магматическом генезисе редкометалльных литий-фтористых гранитов.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 2, с. 446—449.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Черная Л. И. О повышенных концентрациях цезия в кислых стеклах из Монгольской Народной Республики.— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971, с. 77—80.
- Коваленко В. И., Самойлов В. С., Владыкин П. В. и др. Геохимическая характеристика пород приповерхностного карбонатитового комплекса из пустыни Гоби (МНР).— Геохимия, 1977, № 9, с. 1312—1326.
- Коваленко В. И., Антипин В. С., Рябчиков И. Д., Ярошенко С. К. Вариации коэффициентов распределения Ва и Sr в магматических породах.— В кн.: Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент. Новосибирск: Наука, 1984, с. 74—92.
- Коваль П. В., Антипин В. С., Цыпучков Ю. П., Смирнов В. Н. Геологическое строение и вещественный состав Бага-Хэнтейского батолита (МНР).— Геол. и геофиз., 1978, № 5, с. 68—78.
- Коваль П. В., Кузьмин М. И., Антипин В. С. и др. Состав биотитов гранитоидов Восточного Забайкалья.— Геохимия, 1972, № 8, с. 957—970.
- Коваль П. В., Смирнов В. Н. Гнейсо-граниты мезозойских поднятий и проблема мезозойской гранитизации (МНР).— В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: изд. СибГЕОХИ, 1979, с. 86—91.
- Когарко Л. Н. Проблемы генезиса агапитовых магм.— М.: Наука, 1977.— 294 с.
- Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья.— Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956.— 310 с.
- Козлов В. Д. Геология и геохимия палеозойских гранитоидов Ундино-Газимурского района (Восточное Забайкалье).— В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, с. 48—96.
- Козлов В. Д., Сладковская Л. И. Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья.— Новосибирск: Наука, 1977.— 253 с.
- Козлов В. Д., Сладковская Л. И., Карпов И. К. Слюдя магматитов Забайкалья.— Новосибирск: Наука, 1978.— 150 с.
- Козубова Л. А., Абрамович И. И., Клушин И. Г. Плитная тектоника и магматизм Монголо-Забайкальской складчатой системы.— В кн.: Проблемы петрогенеза-

са и рудообразования, корреляция эндогенных процессов. Иркутск: изд. Ин-та земной коры, 1979, с. 154—155.

- Колман Р.** Внедрение перидотитов верхней мантии вдоль краев континентов в свете положений тектоники плит.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 232—242.
- Колман Р. Г.** Офиолиты.— М.: Мир, 1979.—262 с.
- Комаров Ю. В.** Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья.— Новосибирск: Наука, 1972.—156 с.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М.** О типе развития континентальных мезозойских Восточной Азии.— Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 4, с. 911—914.
- Коптев-Дворников В. С.** К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 4, с. 63—80.
- Коптев-Дворников В. С.** Явления гибридации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана.— В кн.: Труды Института геологических наук АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 112—155.
- Коптева В. В., Кузьмин М. И., Томуртоого О.** Строение верхней части разреза офиолитов (на примере Байн-Хонгорской зоны Монголии).— Геотектоника, 1984, № 6, с. 39—54.
- Коржинский Д. С.** Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.—184 с.
- Коржинский Д. С.** Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 21—30.
- Коржинский Д. С.** Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Т. 1. М.: Наука, 1972, с. 144—153.
- Козн Л. Х., Ито К., Кеннеди Дж. К.** Плавление и фазовые соотношения в безводных базальтах при давлении до 40 кбар.— В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970, с. 53—91.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций.— М.: Недра, 1964.—387 с.
- Кузнецов Ю. А.** О состоянии и задачах учения о магматических формациях.— Геол. и геофиз., 1973, № 8, с. 3—11.
- Кузьмин М. И.** Две генетические группы мезозойских внегеосинклинальных гранитоидов западной части Монголо-Охотского пояса.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Ч. 2. Иркутск: изд. СибГЕОХИ, 1971, с. 163—166.
- Кузьмин М. И.** Геохимические типы мезозойских гранитоидов западной части Монголо-Охотского пояса.— В кн.: 1-й Международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 2. М.: изд. Ин-та геохимии АН СССР, 1972, с. 275—287.
- Кузьмин М. И.** Геохимические особенности известково-щелочных серий магматических пород, проявленных в пределах континентальной коры.— В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, 1977, с. 215—233.
- Кузьмин М. И., Алымхамедов А. И.** Химический и редкоземельный состав базальтов реки Шулдук (Южные Мугоджары).— В кн.: История развития Палеоуральского океана. М.: изд. Ин-та океанологии АН СССР, 1984, с. 126—139.
- Кузьмин М. И., Антипин В. С.** Геохимическая характеристика мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья.— В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, с. 132—185.
- Кузьмин М. И., Антонов А. Ю.** Новые данные по геохимии мезозойских гранитоидов Станового хребта.— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Новосибирск, 1976, с. 16—20.
- Кузьмин М. И., Антонов А. Ю.** Геохимия мезозойских гранитоидов Станового хребта.— Геохимия, 1980, № 7, с. 1018—1030.
- Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П., Томуртоого О., Баранов Б. В.** Положение ультраосновных — основных расслоенных пород и дайковой серии в офиолитовых разрезах Монголии.— Геол. и геофиз., 1983, № 4, с. 15—24.
- Кузьмин М. И., Конусова В. В.** Распределение редкоземельных элементов в магматических породах Хан-Тайширского комплекса (Западная Монголия).— В кн.: Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982, с. 43—49.
- Кузьмин М. И., Крылова Л. М.** Мезозойские вулканические породы горы Тинтур (Становой хребет).— В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: изд. СибГЕОХИ, с. 66—70.
- Кузьмин М. И., Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Батырнурзаев А. С.** Риолиты Западно-Австралийского хребта (Индийский океан).— Докл. АН СССР, 1983, т. 269, № 4, с. 900—904.
- Кузьмин М. И., Пополитов Э. И.** Геохимические особенности магматизма островных дуг и активных континентальных окраин и некоторые проблемы петрогенезиса.— Геохимия, 1978, № 5, с. 691—699.
- Кузьмин М. И., Филиппова И. Б.** История развития Монголо-Охотского пояса в среднем — позднем палеозое и мезозое.— В кн.: Строение литосферных плит (взаимодействие плит и образование структур Земли). М.: Наука, 1979, с. 189—226.

- Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 249—262.
- Лисицын А. П. Возраст и состав базальтового ложа океанов.— Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 3, с. 561—564.
- Лисицын А. П., Кузьмин М. И., Богданов Ю. А. и др. Геологическое строение зон трансформных разломов Аравийско-Индийского хребта.— Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 6, с. 1468—1472.
- Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки.— М.: Наука, 1977.— 183 с.
- Логачев Н. А., Флоренсов Н. А. Байкальская система рифтовых долин.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 19—28.
- Лодочников В. Н. Простейшие способы изображения многокомпонентных систем.— Изв. Ин-та физ.-хим. анализа, 1926, вып. 3, № 1, с. 26—38.
- Лоскутов В. Ф. Стратиграфия верхнетриасовых отложений Восточного Забайкалья.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. М.: изд. Ун-та им. П. Лумумбы, 1968, с. 6—29.
- Луканин О. А., Кадик А. А. Проблемы генезиса океанических толентов Атлантики: условия генерации и динамические факторы эволюции магм.— Геохимия, 1983, № 5, с. 683—703.
- Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли.— М.: Наука, 1975.— 167 с.
- Лучицкий И. В. Древнейшие вулканические области южных материков в фанерозое.— Новосибирск: Наука, 1978.— 295 с.
- Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов.— В кн.: 1-й Международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 1. М.: изд. Ин-та геохимии АН СССР, 1972, с. 3—27.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 20—35.
- Маракушев А. А., Яковлева Е. Б. Генезис кислых магм.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1975, № 1, с. 3—24.
- Маркова Н. Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии.— М.: Наука, 1975.— 119 с.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг.— М.: Наука, 1975.— 232 с.
- Матвиенков В. В., Альмухамедов А. И., Костоглотов В. В. Вариации химического состава низкокальциевых толентов из рифтовых зон с различными скоростями спрединга.— Докл. АН СССР, 1983, т. 274, № 3, с. 698—704.
- Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии.— М.: Наука, 1975.— 308 с.
- Мелсон У. Г., Томпсон Г. Петрология пород зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 30—49.
- Милановский Е. Е. К проблеме пространственных взаимоотношений геосинклинально-орогенных и рифтовых поясов.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1972, № 4, с. 3—48.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии.— М.: Недра, 1973. 279 с.
- Миронок Е. П., Магнусевский Э. Л., Кичигин Л. П. Корреляция эндогенных процессов мезозойской активизации Алдано-Станового щита.— В кн.: Проблемы петрогенезиса и рудообразования, корреляция эндогенных процессов. Иркутск, 1979, с. 150—151.
- Молчанова Т. В. Место мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, 1973, № 1, с. 81—97.
- Мурр Э. М., Вайн Ф. Дж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 50—74.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 464 с.
- Нагибина М. С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса.— М.: Наука, 1969.— 399 с.
- Некрасов И. Я., Некрасова Р. А. Первая находка касситерита в кимберлитах.— Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 2, с. 473—476.
- Непрочнов Ю. П., Кашинцев Г. Л. О составе основных слоев земной коры Восточно-Тихоокеанского поднятия.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5, с. 1222—1225.
- Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И. Геохимия дифференцированных трапцов (Сибирская платформа).— М.: Наука, 1973.— 198 с.
- Новая глобальная тектоника.— М.: Мир, 1974.— 471 с.
- Покколде С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. Геохимия некоторых серий изверженных пород.— М.: ИЛ, 1958.— 176 с.
- Обузи Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития.— М.: Мир, 1967.— 302 с.
- Основы тектоники Китая.— М.: Госгеолтехиздат, 1962.— 526 с.
- Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П. Гранитоидные формации Центрально-

- Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия и металлоносность.— М.: Наука, 1974.— 223 с.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 3—17.
- Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 4—14.
- Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. Автореф. докт. дис.— М., 1977.— 45 с.
- Петрова З. И. Петролого-геохимическая характеристика джидинского интрузивного комплекса.— В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, с. 5—47.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна).— Новосибирск: Наука, 1977.— 221 с.
- Пискунов Б. Н., Абдурахманов А. И., Ким Чун Ун. Корреляция состав — глубина и положение магматических очагов Курильских вулканов.— Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 4, с. 937—940.
- Плюснин Г. С., Кузьмин М. И., Сандиминова Г. П., Зюеншайн Л. П. Изотопы стронция в породах офиолитового комплекса хребта Хан-Тайшири (Западная Монголия).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 7, с. 36—45.
- Плюснин Г. С., Сандиминова Г. П., Смирнов В. Н. и др. Рубидий-стронциевый возраст гранитоидов Монголии и Забайкалья.— В кн.: Геохимические методы поисков. Методы анализа. Иркутск: изд. СибГЕОХИ, 1976, с. 92—99.
- Пополитов Э. И. Геохимические особенности магматизма островных дуг и некоторые проблемы петрогенезиса.— В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 206—215.
- Пополитов Э. И., Вольнец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса.— Новосибирск: Наука, 1981.— 182 с.
- Пополитов Э. И., Философова Т. М., Селиванова Г. И. Геохимические особенности и генезис плагиигранитных интрузий Западно-Саянской эвгеосинклинальной зоны.— Геохимия, 1973, № 11, с. 1636—1642.
- Пузырев П. Н., Мандельбаум М. М., Крылов С. В. и др. Глубинное строение Байкальской и других континентальных рифтовых зон по сейсмическим данным.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 30—36.
- Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли.— М.: Недра, 1981.— 584 с.
- Рудник Г. Б. Магматические и метаморфические породы впадины Хесса.— В кн.: Океанологические исследования. М.: Наука, 1976, с. 116—125.
- Рудные месторождения СССР. Т. 3.— М.: Недра, 1978.— 496 с.
- Рудные месторождения США. Т. 1, 2.— М.: Мир. Т. 1, 1972.— 660 с.; Т. 2, 1973.— 636 с.
- Рутштейн И. Г. Строение раннемезозойских прогибов и структурные условия формирования триасовых и юрских интрузий в центральной части Забайкалья. Автореф. канд. дис.— М., 1970.— 23 с.
- Рябчиков И. Д., Богатиков О. А., Бабанский А. Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8, с. 5—18.
- Рябчиков И. Д., Богатиков О. А., Пилоян Г. О., Бабанский А. Д. Первичные магмы серий океанических телеитов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 8, с. 5—20.
- Рябчиков И. Д., Когарко Л. Н. Влияние замены анионов на кислотность магматического расплава.— Геохимия, 1963, № 3, с. 305—311.
- Савельев А. А., Савельева Г. Н. Войкаро-Сыньинский массив.— В кн.: Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977, с. 60—88.
- Сайкс Л. Роль сейсмичности в анализе глобальной тектоники в прогнозе землетрясений.— В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 176—193.
- Салтыковский А. Я., Оролмаа Д. Позднецалеозойский — мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья.— М.: Наука, 1977.— 202 с.
- Сандиминова Г. П., Плюснин Г. С., Коваленко В. И. Первичное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  и рубидий-стронциевый возраст редкометалльных гранитоидов МНР.— В кн.: Ежегодник-1975 СибГЕОХИ. Иркутск, 1976, с. 183—188.
- Свешников К. П. Корреляция и тектоническое положение щелочных пород Северного Прибайкалья — Алданского нагорья.— Геол. и геофиз., 1977, № 3, с. 32—45.
- Сили Д. Р., Вейль П. Р., Уолтон Дж. Модель внутреннего склона глубоководного желоба.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978, с. 276—290.
- Спальтот Р. Модель тектоники плит в применении к процессу образования месторождений медно-порфировых руд.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 335—350.
- Смирнова Е. В., Конусова В. В. Спектральное и химико-спектральное определение редкоземельных элементов в геологических материалах.— В кн.: Геохимия

- редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982, с. 3—31.
- Смирнов С. С. Схема металлогении Восточного Забайкалья. — Проблемы сов. геологии, 1936, т. 6, № 10, с. 846—864.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. — М.: Госгеолгиздат, 1944. — 92 с.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2, с. 3—17.
- Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: ИЛ, 1963, с. 307—370.
- Собатович Э. В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. — М.: Атомиздат, 1970. — 349 с.
- Собатович Э. В., Рудник В. А. Космологические аспекты формирования Земли. — В кн.: Проблемы космохимии и метеоритики. Киев: Наукова думка, 1971, с. 51—117.
- Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. — М.: Наука, 1974. — 184 с.
- Ставров О. Д. Геохимия лития, рублидия, цезия в магматическом процессе. — М.: Наука, 1978. — 214 с.
- Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — Новосибирск: Наука, 1976. — 367 с.
- Сузюмов А. Е. Строение дна морей юго-западной части Тихого океана. — М.: Наука, 1977. — 74 с.
- Сущевская Н. М. Первичный расплав океанических толентов и вариации состава базальтов второго сейсмического слоя Атлантического океана. Автореф. канд. дис. — М., 1983. — 25 с.
- Тараканов Р. З. Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972, с. 215—234.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — 213 с.
- Таусон Л. В. О геохимических типах гранитоидов. — В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск, 1973, с. 70—74.
- Таусон Л. В. Геохимические типы гранитоидов. — Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 2, с. 246—249.
- Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. — М.: Наука, 1977. — 279 с.
- Таусон Л. В., Антипин В. С., Захаров М. Н., Зубков В. С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 1984. 205 с.
- Таусон Л. В., Захаров М. Н. Геохимические особенности калиевых щелочных базальтоидов Приаргунья. — Геохимия, 1974, № 3, с. 380—391.
- Таусон Л. В., Козлов В. Д., Кузьмин М. И. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий. — В кн.: Проблемы геохимии и космохимии. М.: Наука, 1968, с. 166—172.
- Таусон Л. В., Кузьмин М. И. Геохимические особенности и металлогения гранитоидов, формирующихся в различных геодинамических обстановках. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М.: изд. ГКНТ, 1976, с. 21—23.
- Таусон Л. В., Сандимирова Г. П., Плюснин Г. С. и др. Изотопный состав строения в эффузивах Центрального Забайкалья. — В кн.: Ежегодник-1975 СибГЕОХИ. Иркутск, 1976, с. 178—182.
- Тейлор С. Геохимия андезитов. — В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М.: Мир, 1972, с. 16—39.
- Токарев П. И. О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 3, с. 15—30.
- Токарев П. И. Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и ее связь с вулканизмом. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Иркутск, 1974, с. 166—176.
- Трошин Ю. П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 1978. — 173 с.
- Турутанов Е. Х., Зорин Ю. А. Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 1978. — 60 с.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. — Томск, 1936. — 231 с.
- Ухина П. Ф., Коген В. С. Некоторые особенности происхождения мезозойских гранитоидов Станового хребта. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1975, № 8, с. 11—18.
- Ушаков С. А. Строение и развитие Земли. — Итоги науки и техники. Сер. Физика Земли. М.: изд. ВИНТИ, 1974, т. 1. — 269 с.
- Уэйджер Л. Р., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. — М.: Мир, 1970. — 552 с.
- Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 год. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966, с. 8—25.
- Ферсман А. Е. Монголо-Охотский металлический пояс. — Поверхность и недра, 1926, т. 4, № 3, с. 28—38.
- Ферсман А. Е., Геохимия. Т. 1. — Л.: Госхимтехиздат, 1934. — 324 с.

- Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала).— М.: Наука, 1975.— 288 с.
- Фон Хюне Р. Осадки современных глубоководных желобов.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978, с. 232—338.
- Фор Г., Пауэлл Д. Изотопы стронция в геологии.— М.: Мир, 1974.— 214 с.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гуцин А. В. Причины вариации щелочности в вулканических сериях зон перехода континент — океан.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы в структурах Тихоокеанского кольца. (Тезисы докладов). М.: изд. ВИНТИ, 1979, с. 60—62.
- Ханн В. Е. О новой глобальной тектонике.— В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1973а, с. 5—26.
- Ханн В. Е. Общая геотектоника.— М.: Недра, 1973б.— 510 с.
- Ханн В. Е., Левин Л. Э. Тектонические типы окраинных и внутренних морей с океанической и субокеанической корой.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1978, № 6, с. 3—48.
- Хазертон Т. Активные континентальные окраины и островные дуги.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978, с. 108—119.
- Хейлс А. Л., Херрин Ю. Времена пробега сейсмических волн.— В кн.: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1975, с. 123—154.
- Херрин Ю. Сопоставление моделей строения верхней мантии: Канадский щит и Провинция Бассейнов и Хребтов.— В кн.: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1975, с. 155—166.
- Чернышева В. И. Магматические и метаморфические породы дна Индийского океана. Автореф. канд. дис.— М., 1971.— 28 с.
- Шатков Г. А., Гуцин Е. Н. О высоких содержаниях в кислых вулканических стеклах.— Геохимия, 1969, № 12, с. 1510—1513.
- Шейнман Ю. М. Очерки глубинной геологии.— М.: Недра, 1968.— 231 с.
- Шейнман Ю. М., Лутц Б. Г. Естественные группы ультрабазитов, их значение для тектонического анализа.— Геотектоника, 1974, № 4, с. 3—18.
- Шиллинг Дж. Г. 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.
- Шипулин Ф. К., Казанский В. И. Оловянный пояс Боливийских Кордильер.— Геол. рудных месторожд., 1972, № 3, с. 3—18.
- Шкловский И. С. Вселенная, жизнь, разум.— М.: Наука, 1976.— 336 с.
- Якимов В. М., Коваль П. В., Коваленко В. И. и др. Распространенность, средний химический состав и тренды петрогенных элементов мезозойских интрузивных пород МНР.— Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 3, с. 746—749.
- Яковлева Е. В., Парфенова О. В. Соотношение автомагматических брекчий и гранитоидов (на примере Топарского массива, Центральный Казахстан).— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1973, № 1, с. 59—63.
- Ярошевский А. А. Некоторые геологические аспекты зонной плавки.— В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с. 50—63.
- Anderson D. L. Chemical plumes in the mantle.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, N 11, p. 1593—1600.
- Anderson R. N., Honnorez J., Becker K. e. a. DSDP Hole 504B, the first reference section over 1 km through layer 2 of the oceanic crust.— Nature, 1982, v. 300, p. 589—594.
- Arceyana. Transform fault and rift valley from bathyscaph and diving saucer.— Science, 1975, v. 190, N 4210, p. 108—116.
- Armstrong R. L., Ekren E. B., McKee E. H., Noble D. C. Spacetime relations of Cenozoic silicic volcanism in the Great Basin of the Western United States.— Amer. J. Sci., 1969, v. 267, N 4, p. 478—490.
- Atwater I. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81, p. 3513—3536.
- Aumento F. Diorites from the Mid-Atlantic Ridge at 45°N.— Science, 1969, v. 165, N 3898, p. 1112—1113.
- Ayuso R. A., Bence A. E., Taulor S. R. Upper Jurassic tholeiitic basalts from DSDP leg 11.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 23, p. 4305—4326.
- Baker J. Petrology of the volcanic rocks of Saint Helena Island, South Atlantic.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, N 7, p. 1283—1310.
- Baker B. N., Henage L. F. Compositional changes during crystallization of some peralkaline silicic lavas of the Kenya rift valley.— J. Volcan. Geophys. Res., 1977, v. 2, N 1, p. 17—28.
- Balla Z. Neogene volcanites in the geodynamic region.— Manuscript received of Hungarian Geoph. Institute, Budapest, 1979, v. 15, p. 41.
- Ballard R., Brayn W. B., Heirtzler J. R. e. a. Manned submersible observations in the FAMOUS Area: Mid-Atlantic ridge.— Science, 1975, v. 190, N 4210, p. 103—108.
- Barberi F., Borsi S., Ferrara G. e. a. Relation between tectonics and magmatology in the Northern Danakil Depression (Ethiopia).— Phill. Trans. Roy. Soc. of Lond., 1970, v. 267, N 1181, p. 293—311.
- Batira R. Geology, petrology and geochemistry of the Island Tortuga, a recent formed tholeiitic island in the Gulf of California.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1978, v. 89, N 9, p. 1309—1324.

- Baxter A. N. Petrology of the older series lavas from Mauritius, Indian Ocean.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, v. 86, N 10, p. 1248—1259.
- Baxter A. N. Geochemistry and petrogenesis of primitive alkali basalt from Mauritius, Indian Ocean.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, N 7, p. 1028—1037.
- Bell K., Powell J. L. Strontium isotopic studies of alkalic rocks: the potassium-rich lavas of the Birunga and Toro-Ankole regions, East and Central Equatorial Africa.— *J. Petrol.*, 1969, v. 10, N 3, p. 536—572.
- Benioff H. Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1949, v. 60, N 12, p. 1837—1886.
- Best M. G., Brimhall W. H. Late cenozoic alkalic basaltic magmas in the Western Colorado plateau and the Basin and Ridge Transition zone USA and their bearing on mantle dynamics.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, v. 85, N 11, p. 1677—1690.
- Bischoff J. L., Henvey T. L. Tectonic elements of the central part of the Gulf of California.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, v. 85, N 12, p. 1893—1894.
- Blanchard D. P., Rhodes J. M., Dungan M. A. e. a. The chemistry and petrology of basalts from leg 37 of the Deep Sea — Drilling Project.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 23, p. 4231—4246.
- Bonatti E. Ancient continental mantle beneath oceanic ridges.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, p. 3825—3831.
- Bonatti E. Serpentinite protrusions in the oceanic crust.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 32, N 2, p. 107—113.
- Bonatti E., Chermuk A., Honnozer J. Tectonic and igneous emplacement of crust in oceanic transform zones.— In: *Marine F wing. Ser. 2*, 1979, p. 223—248.
- Bonatti E., Honnores J. Section of the Earth's crust in the Equatorial Atlantic.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 23, p. 4104—4116.
- Bonatti E., Honnozer J., Ferrara G. Equatorial Mid-Atlantic Ridge, petrological and Sr-isotopic evidence for an alpine-type rock assemblage.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, v. 9, p. 247—256.
- Boyd F. R. Welded tuffs and flow in the rhyolite plateau of Yellowstone Park, Wyoming.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1961, v. 72, N 3, p. 387—426.
- Brayn W. B., Thompson G., Frey F. A., Dickey J. S. Inferred geologic settings and differentiation in basalts from the Deep Sea Drilling Project.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 23, p. 4285—4304.
- Brooks C., Hart S. R., Hofman A., James D. E. Rb — Sr mantle isochrons from oceanic regions.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 32, N 1, p. 51—61.
- Chase R. L. Basalts from the axial trough of the Red Sea.— In: *Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea*. Berlin — Heidelberg — N. Y.: Springer-Verlag, 1969, p. 121—138.
- Clark A. H., Mayer A. F., Mortimer C. e. a. Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, Southern Atacama Desert, Chile.— *Nature*, 1967, v. 215, N 5102, p. 723—724.
- Church S. E., Tilton G. G. Lead and strontium isotopic in the Cascade Mountains: Bearing on andesite genesis.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, N 2, p. 431—454.
- Cobbing B. I., Pitcher W. S. The coastal batholith of Central Peru.— *J. Geol. Soc. Lond.*, 1972, v. 128, N 5, p. 421—460.
- Coney P. Cordilleran tectonic transition, and motion of the North American plate.— *Nature*, 1971, v. 233, N 5320, p. 462—465.
- Coleman R. G., Peterman Z. E. Oceanic plagiogranite.— *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, N 8, p. 1099—1108.
- Condie C. Plate tectonics and Crustal evolution.— N. Y.: Pergamon Press, 1976.— 288 p.
- De Assunguo C. T., Machado F., Serralmiro A. New investigations of the geology and volcanism of the Cape Verde Island.— In: *23 International Geology Congress. Proc. Sec. 2*. Prague, 1968, p. 58—69.
- Dickey J. S., Frederich J., Frey F. A. e. a. Geochemistry and petrology of dredged basalts from the Bouwet triple junction, South Atlantic.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41, N 8, p. 1105—1118.
- Dickinson R. W. Relations of andesites, granites and derivative sandstones to arc-trench tectonics.— *Review of Geoph. and Space Physics*, 1970, v. 8, N 4, p. 813—860.
- Dickinson D. R., Gibson J. L. Feldspar fractionation and anomalous Sr<sup>87</sup>: Sr<sup>86</sup> ratios in a suite of peralkaline silicic rocks.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, N 1, p. 231—240.
- Dietz R. S. Continental and oceanic basin evolution by spreading of the sea floor.— *Nature*, 1961, v. 190, N 4779, p. 854—857.
- Dodge F. C. W. Trace-element contents of some plutonic rocks of the Sierra Nevada batholith.— *Geol. Surv. Bull. Washington*, 1972, N 1314 — F, p. 1—13.
- Engel A. E. J., Engel C. G. Progressive metamorphism and granitization of the major paragenesis, Northwest Adirondack Mountains, New York. Pt. 2. Mineralogy.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1960, v. 71, N 1, p. 1—58.
- Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1965, v. 76, N 7, p. 719—734.
- Engel C. G., Fisher R. L. Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian Ocean

- ridge system, western Indian ocean.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, v. 86, N 11, p. 1553—1578.
- Fleet A. J., Handorson P., Kempe D. R. C.** Rare-earth elements and related chemistry of some drilled Southern Indian ocean basalts and volcanogenic sediments.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 23, p. 4257—4268.
- Flower M. F. J.** Trace-element distribution in lavas from Anjonan and Grande Comore, Western Indian Ocean.— *Chem. Geol.*, 1973, v. 12, N 2, p. 81—89.
- Flower M. F. J., Robinson P. T., Schmincke H. U., Ohnmacht W.** Magma fractionation system beneath the Mid-Atlantic Ridge at 36—37° N.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1977, v. 64, N 2, p. 167—196.
- Foster M. D.** Interpretation of the composition of trioctahedral micas.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, N 354-B, 1960.
- Francheteau J., Choukrouk P., Hekinian R. e. a.** Oceanic fracture zones do not provide deep sections in the crust.— *Can. J. Earth Sci.*, 1976, v. 13, N 9, p. 1223—1235.
- Frey A. F.** Atlantic ocean floor: geochemistry and petrology of basalts from legs 2 and 3 of the Deep Sea Drilling Project.— *J. Geophys. Res.*, 1974, v. 79, N 35, p. 5507—5527.
- Gass I. G.** Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment Mesozoic ocean floor? — *Nature*, 1968, v. 220, N 5162, p. 39—42.
- Gass I. G.** The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts.— *Trans. Phil. Roy. Soc. Lond.*, 1970, v. 267, N 1181, p. 369—381.
- Gill J. B.** Geochemistry of Viti-Levu, Fiji, and its evolution as an island arc.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1970, v. 27, N 3, p. 179—203.
- Gilliti B. J., Day H. W.** Potassium-Argon ages of igneous intrusive rocks in Peru.— *Nature*, 1968, v. 220, p. 570—572.
- Griffiths W. R., Rowers H. D.** Beryllium and fluorine content of some silic colcanic glasses from Western United States.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1963, N475-B, p. 18—19.
- Grossman L.** Refractory trace elements in Ca — Al — rich inclusions in the Allende meteorite.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, N 5, p. 1119—1140.
- Gunn B. M.** Trace element partition during olivine fractionation of Hawaiian basalt.— *Chem. Geol.*, 1971, v. 8, N 1, p. 4—13.
- Gunn B. M., Coy-Yll B., Watkins N. D. e. a.** Geochemistry of an oceanite ankaramite-basalt suite from East Island, Croset archipelago.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1970, v. 28, N 4, p. 319—339.
- Gunn B. M., Watkins N. D.** Geochemistry of the Cape Verde Islands and Fernando de Naronha.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, N 8, p. 1089—1100.
- Gunn B. M., Watkins N. D., Trzcienski W. E., Nougier J.** The Amsterdam — St. Paul volcanic province and the formation of low Al tholeiitic andesites.— *Lithos*, 1975, v. 8, N 2, p. 137—150.
- Hamilton W.** Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1969, v. 80, N 12, p. 2409—2430.
- Hawkins J. W.** Petrology and possible tectonic significance of Late Cenozoic volcanic rocks, Southern California and Bala California.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81, N 11, p. 2323—3336.
- Hawkins J. W.** Petrology and geochemistry of basalt rocks of the Lau Basin.— *Earth Planet Sci. Lett.*, 1976, v. 28, N 3, p. 283—297.
- Hedge C. E., Futa K., Engel C. G., Fisher R. L.** Rare Earth abundances and Rb — Sr systematics of basalts, gabbro, anorthosite and minor granitic rocks from the Indian ocean ridge system, Western Indian ocean.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, v. 68, N 4, p. 373—376.
- Hedge C. E., Noble D. C.** Upper Cenozoic basalts with high Sr<sup>87</sup> : Sr<sup>86</sup> and Sr : Rb ratios, Southern Great Basin, Western United States.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1971, v. 82, N 12, p. 3059—3070.
- Hedge C. E., Peterman Z. E.** The strontium isotopic composition of basalts from the Corda and Juan de Fuca Rises, Northeastern Pacific Ocean.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1970, v. 27, N 2, p. 114—120.
- Hedge C. E., Peterman Z. E., Dickinson W. R.** Petrogenesis of Lavas from Western Samoa.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, N 9, p. 2709—2714.
- Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M. e. a.** Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 6, p. 2119—2136.
- Heney T. L., Lee T. C.** Heat flow in Lake Tahoe, California, Nevada and the Sierra Nevada — Basin and Range transition.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, N 8, p. 1179—1187.
- Herron E. M.** Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the East — Central Pacific.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, N 6, p. 1671—1692.
- Hess H. H.** History of ocean basin.— In: *Petrological studies* (Buddington volume). N. Y., 1962, p. 599—620.
- Hietanen A.** Origin of andesitic and granitic magma in the Northern Sierra Nevada, California.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, N 6, p. 2111—2118.
- Higgins M. W.** Petrology of Newberry volcano, Central Oregon.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, N 2, p. 455—488.

- Hill D. P. Crustal and upper mantle structure of the Columbia Plateau from long range seismic-refraction measurements.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, N 6, p. 1639—1648.
- Hollister V. F., Sirvas B. The Calipuy formation of Northern Peru, and its relation to volcanism in the Northern Andes.— *J. Vol. Geophys. Res.*, 1978, v. 4, N 1/2, p. 89—98.
- Honnorez J., Bonatti E. Nepheline gabbro from the Mid — Atlantic ridge.— *Nature*, 1970, v. 228, N 5274, p. 850—851.
- Hörmann K. K., Pichler H., Zeil W. New data of the young volcanism in the Puna of NW Argentina.— *Geol. Rundsch.*, 1973, Bd 62, N 2, S. 397—418.
- Hughes D. J., Brown G. C. Basalts from Madeira. A petrochemical contribution to the genesis of Oceanic alkalic rocks series.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1972, v. 37, N 2, p. 91—109.
- Hutherton T., Dickinson W. R. The relationship between andesite volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles, and other island arcs.— *J. Geophys. Res.*, 1969, v. 74, N 22, p. 5301—5310.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington. V. 49, 1973, p. 974; V. 59, 1980, p. 820; V. 64, 1982, N 2, p. 511—1313.
- Isaacks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and new global tectonics.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 18, p. 5855—5899.
- Jakes P., White A. J. R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, N 1, p. 29—40.
- Jackson E. D. The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian Island.— 23 International. Geologist Congress. VI. Prague, 1968, p. 135—140.
- James D. E. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1971, v. 82, N 12, p. 3325—3346.
- James D. E., Brocks Ch., Cayubamba A. Andes in Cenozoic volcanism: Magma genesis in the light of strontium isotopic composition and trace element geochemistry.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, N 4, p. 592—600.
- James B. C. Composition and age of Lau basin and Ridge volcanic rocks: Implications for evolution of an interarc basin and remnant arc.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, N 10, p. 1384—1395.
- Jörg L. Basalts of Oregon (USA) and their geotectonic environment.— *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, 1979, Bd 134, N 3, S. 225—247.
- Jowder G. G. Late Cenozoic transitional alkali olivine tholeiitic basalt and andesite from the margin in the Great Basin Southwest Utah.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, N 9, p. 2993—3012.
- Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, N 11, p. 2542—2561.
- Kay R., Hubbard N. I., Gast P. W. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks.— *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 74, N 8, p. 1586—1613.
- Kay P. W., Senechal R. G. The rare earth geochemistry of the Troodos ophiolite complex.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 5, p. 964—970.
- Kistler R. W., Peterman Z. E. Variations in Sr, Rb, K, Na and initial  $^{87}\text{Sr} : ^{86}\text{Sr}$  in Mesozoic granitic rocks and intruded wall-rocks in Central California.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, N 11, p. 3489—3512.
- Klerkx J., Deutsch S., Pichler H., Zell W. Strontium isotopic composition and trace element data on the origin of Cenozoic volcanic rocks of the Central and Southern Andes.— *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 1977, v. 2, N 1, p. 49—71.
- Klitgord K. D., Mudie J. D., Bishoff J. L., Henyey T. L. Magnetic anomalies in the northern and central Gulf of California.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, v. 85, N 5, p. 815—820.
- Kulm L. D., Scheidegger K. F., Prince R. A. e. a. Tholeiitic basalt ridge in the Peru trench.— *Geology*, 1973, v. 1, N 1, p. 11—16.
- Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas.— *Bull. Volcanol. Ser. II*, 1959, v. 20, N 1, p. 37—76.
- Kushiro I. Compositions of magmas formed by partial zone melting on the Earth's upper mantle.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 2, p. 619—634.
- Kushiro I., Syono I., Akimoto S. Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, N 18, p. 6023—6029.
- Larsen R. L., Chase C. G. Late Mesozoic evolution of the Western Pacific Ocean.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, N 12, p. 3626—3644.
- Larsen R. L., Pitman C. World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, N 12, p. 3645—3662.
- Larson P. A. The Gif of California: A result of oceanfloor spreading and transform faulting.— *Science*, 1968, v. 161, p. 781—784.
- Leeman W. P. The isotopic composition of strontium in Late Cenozoic basalts from the Basin-Range province, Western United States.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1970, v. 34, N 8, p. 857—872.
- Leeman W. P. Late Cenozoic alkali-rich basalt from the western Grand Canyon Area, Utah and isotopic composition of strontium.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, v. 85, N 11, p. 1691—1696.
- Leeman W. P., Rogers J. W. Late Cenozoic alkali-olivine basalts of the Basin-Range province, USA.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1970, v. 25, N 1, p. 1—24.

- Le Maite R. W. Petrology of volcanic rocks, Gough Island, South Atlantic.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1962, v. 73, N 11, p. 1309—1340.
- Lipman W. P. Alkaline and tholeiitic basalt volcanism related to the Rio - Grande depression, Southern Colorado and Northern New Mexico.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1969, v. 80, N 7, p. 1343—1354.
- Lipman P. W., Prostica H. J., Christiansen R. L. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. 1. Early and Middle Cenozoic.— *Phil. Trans. Roy. Soc. of Lond.*, 1972, v. A-271, N 1213, p. 217—248.
- Lloyd F. E. Bailey D. K. Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequence.— In: *Physics and Chemistry of the Earth*. Oxford: Pergamon Press, 1975, p. 389—416.
- Ludden I. N. Magmatic evolution of the basaltic shield volcanoes of Reunion Island.— *J. Volcan. Geotherm. Res.*, 1978, v. 4, N 1/2, p. 171—198.
- MacDonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.— *J. Petrology*, 1964, v. 5, N 1, p. 82—133.
- Matsuda T., Uyeda S. On the Pacific-type orogeny and its model — extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas.— *Tectonophysics*, 1974, v. 11, N 1, p. 5—27.
- Mazullo G. J., Bence A. E. Abyssal tholeiites from DSDP Leg 34: the Nazca Plate.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 3, p. 4327—4351.
- McGetchin T. R., Nikhanj J. S. Carbonatite-kimberlite relations in the Cane Valley Diatrem, San Juan country.— *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, N 11, p. 1854—1869.
- McGetchin T. R., Silver L. T. Compositional relations in minerals from kimberlite and related in the Moses Rock dike, San Juan county, Utah.— *Amer. Mineral.*, 1970, v. 55, N 9-10, p. 1738—1771.
- McGetchin T. R., Silver L. T. Crustal-upper mantle model for the Colorado plateau based on observations of crystalline rock fragments in the Moses Rock dike.— *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 77, N 35, p. 7022—7037.
- McKee E. H. Tertiary igneous chronology on the Great Basin of Western United States — implications for tectonic models.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1971, v. 82, N 12, p. 3497—3502.
- McNutt R. H. e. a. Initial  $\text{Sr}^{87}$  :  $\text{Sr}^{86}$  ratios of plutonic and volcanic rocks of the Central Andes between latitudes  $26^\circ$  and  $29^\circ$  South.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 27, N 2, p. 305—313.
- Menzies M. A., Leemun W. P., Hawkesworth C. J. Isotope geochemistry of Cenozoic volcanic rocks reveals mantle heterogeneity below Western USA.— *Nature*, 1983, v. 303, N 5914, p. 205—209.
- Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in island arc.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 19, N 2, p. 218—224.
- Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.— *Amer. J. Sci.*, 1974, v. 274, N 4, p. 321—355.
- Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites.— *J. Geol.*, 1975, v. 83, N 2, p. 249—281.
- Miyashiro A., Shide F., Ewing M. Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near  $24^\circ$  and  $30^\circ$  N.— *Phil. Trans. Roy. Soc. of Lond.*, 1974, v. A-268, N 1192, p. 589—603.
- Molnar P., Atwater T. The relative motion of hot spots in the mantle.— *Nature*, 1973, v. 246, p. 288—291.
- Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1972, v. 56, N 2, p. 203—213.
- Noble D. C. Comenditic volcanic rocks in the Western United States.— *Geol. Soc. Amer. Spec. Papers*, 1966, v. 87, p. 117—118.
- Noble D. C., Chipman D. W., Giles D. L. Peralkaline silicic volcanic rocks in North-Western Nevada.— *Science*, 1968, v. 160, N 3834, p. 1337—1338.
- Noble D. C., Hedge C. E.  $\text{Sr}^{87}$  :  $\text{Sr}^{86}$  variations within individual ash-flow sheets.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1969, N 650-C, p. 133—139.
- Noble D. C., Huffy J., Hedge C. E. Strontium and magnesium contents of some natural peralkaline silicic glasses and their petrogenetic significance.— *Amer. J. Sci.*, 1969, v. 267, N 5, p. 598—608.
- Noble D. C., Korrington M. K., Hedge C. E., Riddle G. O. Highly differentiated subalkaline rhyolite from Glass Mountain, Mono County, California.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, N 4, p. 1179—1184.
- Noble J. A. Metal provinces of the Western United States.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81, N 6, p. 1607—1624.
- O'Nions R. K., Hamilton P. J., Evensen N. M. The chemical evolution of the Earth's mantle.— *Sci. Amer.*, 1980, v. 242, N 5, p. 90—101.
- Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma.— *Amer. J. Sci.*, 1959, v. 257, N 9, p. 609—642.
- Oversby V. M., Gart P. W. Isotopic composition of lead from oceanic islands.— *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, p. 2047—2014.
- Pallister J. S., Hapson C. A. Camail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layering and model of a spreading ridge magma chamber.— *J. Geophys. Res.*, 1982, v. 86, N B4, p. 2593—2644.
- Packham G. H., Folvey D. A. An hypothesis for the formation of marginal seas in the Western Pacific.— *Tectonophysics*, 1971, v. 11, N 2, p. 79—109.

- Peterman Z. E., Carmichael I. S. E., Smith A. L.  $Sr^{87} : Sr^{86}$  ratios of Quarternary lavas of the Cascade range, Northern California.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81, N 1, p. 311—318.
- Peterman Z. E., Coleman R. G., Hildreth R. A.  $Sr^{87} : Sr^{86}$  in mafic rocks of the Troodos massif, Cyprus.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1971, N 750-D, p. D157—D161.
- Peterman Z. E., Hedge C. E. Related strontium isotopic and chemical variations in oceanic basalts.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1971, v. 82, N 2, p. 493—500.
- Peterman Z. E., Hedge C. E., Tourtelot H. A. Isotopic composition of strontium in sea water through Phanerozoic time.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1970, v. 34, N 1, p. 105—120.
- Pichler H., Zell W. The Cenozoic rhyolite — andesite association of the Chilean Andes.— *Bull. Volcanologique*, 1972, v. 35, N 2, p. 424—452.
- Prinz M., Keil K., Green J. A. e. a. Ultramafic and mafic dredged sample from the equatorial Mid-Atlantic ridge and fracture zones.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 23, p. 4117—4129.
- Prostka H. J. Hybrid origin of the absarokite-shoshonite-banakitite series, Absoroka Volcanic Field, Wyoming.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, N 2, p. 697—702.
- Robinson P. T. Petrology of the potassic Silver Peak volcanic center, Western Nevada.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, N 6, p. 1693—1708.
- Roddiough R. P. The Juan de Fuca Plate.— *Transaction of America. Gophys. Union*, 1978, v. 86, p. 836—841.
- Resendahl B. R., Raitt R. W., Dorman L. M. e. a. Evolution of oceanic crust. I.: A physical model of the last Pacific rise crust derived from seismic refraction data.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 29, p. 5294—5305.
- Ross D. A., Whitmarsh R. B., Ali S. A. Red Sea drilling.— *Science*, 1973, v. 179, p. 377—380.
- Runcorn S. K. Some comments on the mechanism of continental drift.— In: *Mechanism of continental drift and plate tectonics*. L.— N. Y.— Toronto — Sydney: Academia Press, 1980, p. 193—198.
- Rutland R. W., Guest R. L., Grasty R. L. Isotopic ages and Andean uplift.— *Nature*, 1965, v. 208, N 5011, p. 677—678.
- Sainsbury L. L., Mulligan R. R., Smith W. C. The Circum-Pacific «tin-belt» in North America.— In: *A Second Technical Conference on Tin*, Bangkok, Publ. Int. Tin Council and Dept. Min. Res. Govern. Thailand, 1969, v. 1, p. 125—148.
- Saunders A., Tarney J. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1979, v. 43, N 4, p. 555—572.
- Schilling J. G. Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes ridge.— *Nature*, 1973, v. 242, N 5400, p. 565—571.
- Scholl D. W., Christensen M. N., Van Huene R., Marlow M. S. Peru — Chile trench sediment and sea-floor spreading.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81, N 5, p. 1339—1360.
- Searle P. C., Laughton A. S. Fire-scale sonar study of tectonics and volcanism on the Reykjanes Ridge.— *Okeanol. Acta*, N SP, 1981, p. 5—13.
- Sharaskin A. Y., Bogdonov N. A., Zakariadze G. S. Geochemistry and timing of the marginal basin and arc magmatism in the Philippine Sea.— *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, 1981, N A = 300, p. 287—297.
- Shawe D. R. Arizona — New Mexico and Nevada — Utah beryllium belts.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1966, N 550-C, p. 206—213.
- Shawe D. R., Wayne M., Duke W. Lithium associate with beryllium in rhyolitic tuff at Spor Mountain, Western Juab County, Utah.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1964, N 501-C, p. 109—116.
- Siegers A., Pichler H., Zeil W. Trace element abundance in the «Andesite» formation of Northern Chile.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1969, v. 33, N 7, p. 882—887.
- Smith A. L., Carmichael J. S. E. Quaternary lavas from the Southern Cascades, Western USA.— *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1968, v. 19, N 3, p. 215—238.
- Stueber A. M., Murthy V. R. Strontium isotope and alkali element abundances in ultramafic rock.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1966, v. 30, N 12, p. 1243—1259.
- Spiess F. N. M., Macdonald K. C., Atwater T. e. a. East Pacific rise: hot springs and geophysical experiments.— *Science*, 1980, v. 207, N 4438, p. 1421—1432.
- Stevens R. E. A system for calculating analysis of micas and related minerals to end members.— *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1946, N 950.— 34 p.
- Stout M. Z., Nicholls J. Mineralogy and petrology of Quater-River Plain, Idaho.— *Canad. J. Earth. Sci.*, 1977, v. 14, N 9, p. 2140—2156.
- Strong D. F. The petrology of the lavas of Grande Comore.— *J. Petrol.*, 1972, v. 13, N 2, p. 181—218.
- Tatsumoto M. Genetic relations of oceanic basalts as indicated by lead isotopes.— *Science*, 1966, v. 153, p. 1094—1101.
- Thayer T. P., Brown C. E. Ironside Mountain, Oregon: a Late Tertiary volcanic and structural enigma.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, N 2, p. 489—498.
- Thompson G. A. Cenozoic basin and range tectonism in relation to deep structure.— In: *Tectonics*. Montreal, 1972, p. 84—90.

- Thompson G. Trace-element distribution in fractionated oceanic rock, 2 gabbro and related rock.— *Chem. Geol.*, 1973, v. 9, N 2, p. 99—111.
- Thompson G. A., Burk D. B. Plate and direction of spreading in Dixie Valley, Basin and Range province, Nevada.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, N 2, p. 627—632.
- Thompson G. A., Zoback M. L. Geophysics of the Colorado Plateau.— In: *Papers presented to the Conference on Plateau Uplift: Mode and Mechanism*. Lunar and Planetary Institute, Texas, 1978, p. 52—54.
- Tilton J. R., Hopson C. A., Wright J. E. Uranium-lead isotopic ages of the Samail ophiolite, Oman, with applications to Tethyan ocean ridge tectonics.— *J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, N B-134, p. 2763—2773.
- Tuttle O. P., Bowen N. L. Origin of granites in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ .— *Geol. Soc. Amer. Memor.*, 1958, v. 74, p. 1—13.
- Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges.— *Nature*, 1963, v. 199, N 4897, p. 947—949.
- Wasserburg G., De Paolo D. Models of earth structure inferred from neodymium and strontium isotopic abundances.— *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, 1979, v. 76, N 8, p. 3594—3598.
- Wedepohl K. H. Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges the growth of the oceanic crust.— *Naturwissenschaften*, 1981, v. 68, p. 110—119.
- White W. M., Schilling J. G. The nature and origin of geochemical variation in Mid-Atlantic ridge basalts from the central North Atlantic.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1978, v. 42, N 10, p. 1501—1516.
- Wilson G. T. A new class of faults and their bearing of continental drift.— *Nature*, 1965, N 4995, p. 343—347.
- Wilson J. T. Submarine fracture zones, aseismic ridges and the International Council of Scientific Unions line: proposed western margin of the East Pacific ridge.— *Nature*, 1965, v. 207, N 5000, p. 907—911.
- Wood D. A. Spatial and temporal variation in the trace element geochemistry of the eastern floor basalt succession.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 23, p. 4353—4360.
- Wyllie P. J. Experimental petrology and global tectonics—a review.— *Tectonophysics*, 1973, v. 17, N 3, p. 189—209.
- Zielinski R. A., Lipman P. W. Trace-element variations at Summer Coon volcano, San Juan Mountains, Colorado, and the origin of continental-interior andesite.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, N 10, p. 1477—1485.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

---

Введение . . . . .	3	
<b>Часть I</b>		
<b>Магматизм и геодинамические обстановки современных активных зон Земли</b>		
Глава 1. Магматизм рифтовых зон Земли . . . . .	9	
Океанические рифтовые зоны . . . . .	—	
Континентальные рифтовые системы . . . . .	35	
Глава 2. Магматизм островных дуг и активных континентальных окраин . . . . .	43	
Островные дуги . . . . .	—	
Активные континентальные окраины . . . . .	51	
Зоны Заварицкого — Беньоффа и магнообразование . . . . .	56	
Глава 3. Магматизм позднекайнозойской активной зоны Запада Северной Америки (геодинамические обстановки калифорнийского типа) . . . . .	59	
Глава 4. Внутриплитовый магматизм — магматизм «горячих» полей мантии . . . . .	83	
Глава 5. Актуалистический метод при анализе магматизма подвижных поясов . . . . .	98	
<b>Часть II</b>		
<b>Геохимические типы магматических пород . . . . .</b>		100
Глава 6. Общие положения . . . . .	—	
Глава 7. Геохимические типы вулканических пород . . . . .	103	
Глава 8. Геохимические типы гранитоидов . . . . .	109	
<b>Часть III</b>		
<b>Анализ магматизма и геодинамических обстановок фанерозойских подвижных поясов . . . . .</b>		123
Глава 9. Выявление латеральной магматической зональности . . . . .	—	
Глава 10. Офиолиты: петрология и геохимия слагающих пород, генезис . . . . .	124	
Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии . . . . .	125	
Особенности становления хантайширского офиолитового комплекса . . . . .	137	
Модель формирования хантайширского офиолитового комплекса . . . . .	144	
Типы офиолитовых комплексов . . . . .	146	
Глава 11. Палеогеодинамические обстановки: реконструкции, сравнение с современными . . . . .	148	
Палеорекострукция Монголо-Охотского пояса . . . . .	149	
Геохимические особенности мезозойских магматических пород Монголо-Охотского пояса . . . . .	159	
Изотопный состав Sr в магматических породах Монголо-Охотского пояса . . . . .	176	
Некоторые вопросы металлогении Монголо-Охотского пояса . . . . .	177	
Заключение . . . . .	179	
Литература . . . . .	184	



**Михаил Иванович Кузьмин**

**ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД  
ФАНЕРОЗОЙСКИХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ**

Утверждено к печати Институтом  
геохимии им. академика А. П. Виноградова  
СО АН СССР

Редактор издательства **И. С. Цитович**  
Художественный редактор **М. Ф. Глазырина**  
Художник **В. В. Подкопаев**  
Технический редактор **А. В. Сурганова**  
Корректоры **Е. Н. Зимина, Р. К. Червова**

---

ИБ № 23753

Сдано в набор 22.10.84. Подписано к печати 01.08.85. МН-01559. Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 3. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 17,5. Усл.-кр. отт. 18. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1050 экз. Заказ № 440. Цена 3 р. 20 к.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

4421

3 р. 20 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ