

Ю.А. МАРТЫНОВ

# ГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН И ЗРЕЛЫХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

НА ПРИМЕРЕ  
СЕВЕРО - ЗАПАДНОЙ ПАЦИФИКИ



Владивосток  
Дальнаука

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
FAR-EASTERN BRANCH

---

Far-Eastern Geological Institute

Yu.A. Martynov

GEOCHEMISTRY OF BAZALTS OF ACTIVE  
CONTINENTAL MARGINS  
AND MATURE ISLAND ARCS  
(North-West Pacific)



Vladivostok  
Dalnauka  
1999

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

---

Дальневосточный геологический институт

Ю.А. Мартынов

ГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ АКТИВНЫХ  
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН  
И ЗРЕЛЫХ ОСТРОВНЫХ ДУГ  
(на примере Северо-Западной Пацифики)



Владивосток  
Дальнаука  
1999

*Мартинов Ю.А.* Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики). Владивосток: Дальнаука, 1999, 218 с. ISBN 5-7442-1128-4.

В монографии на основании собственных материалов автора, а также анализа новейших опубликованных данных рассмотрены геохимические особенности субдукционного и постсубдукционного базальтового вулканизма. Показано, что петрологические признаки и генезис вулканических пород тесно связаны с геодинамическими режимами формирования. Закономерные изменения составов базальтов в пределах зрелых островодужных систем являются следствием нарастания растяжения в тылу вулканического фронта. В активных континентальных окраинах массовые излияния высокоглиноземистых базальтов характеризуют этапы прекращения активной субдукции и начало рифтогенеза. Рассматриваются вопросы классификации, предлагается систематика базальтов, основанная на тектоническом принципе.

Книга предназначена для петрологов, геохимиков, студентов и преподавателей вузов. Ил. 95, табл. 25, библи. 271.

*Martynov Yu. A.* Geochemistry of basalts of active continental margins and mature island arcs (North-West Pacific). Vladivostok: Dalnauka, 1999, 218 p. ISBN 5-7442-1128-4.

The geochemical features of the subduction and post-subduction basaltic volcanism are considered on the basis of author's data on the East Sikhote-Alin volcanic belt and Kamchatka, and analysis of the published information on Japan, the USA and Andes as well. The petrological characteristics and genesis of volcanic rocks are closely related with their geodynamics. The regularities in changing of the basalt compositions within mature island-arc systems are the result of extension in the rear of volcanic front. In active continental margins the volumetrically eruptions of the high-alumina basalts indicate the termination of subduction and the beginning of the rifting. The basic geochemical features of the high-alumina basalts of active continental margin are close to basaltic rocks from backarc part of island arcs. The problem of the subduction basalts classification are considered on base of the tectonic principles.

The book is intended for petrologists, geochemists, students and teachers of high schools. Ill. 95, tabl. 25, bibl. 271.

Ответственные редакторы: д-р геол.-минерал. наук **Говоров И.Н.**,  
д-р геол.-минерал. наук **Сахно В.Г.**

Рецензент д-р геол.-минерал. наук **В.С. Антипин**

Утверждено к печати Ученым советом ДВГИ ДВО РАН

## Введение

**З**оны субдукции литосферных плит – важнейшие структурные элементы Земли, осуществляющие рециклинг корового вещества, воды и осадков на мантийные уровни. Они являются объектом детального геологического изучения, но многие аспекты их развития, включая эволюцию магматизма, остаются дискуссионными. Это связано со сложными геологическими и геодинамическими (строение, состав и возраст субдуцирующей океанической литосферы и надсубдукционного мантийного клина, геометрия зоны субдукции и скорость сближения плит, вариации режимов сжатия и растяжения) условиями формирования составов магматических пород, включая наиболее примитивные разновидности – базальты. Например, встречающиеся в пределах зрелых островных дуг (Япония, Камчатка) глиноземистые базальты, варьирующие по содержанию щелочей, высокомагнезиальные лавы [Sakuyma, Nesbitt, 1984; Myers, 1988 и др.], а также эффузивы с внутриплитными геохимическими характеристиками [Вольнец и др., 1987, 1990; Nakamura E. et al., 1989, 1990] часто объединяются такими обобщенными понятиями как “островодужный базальт” (IAB) или “островодужная геохимическая серия”, что является значительным упрощением и не учитывает геохимическую специализацию этих пород.

Еще сложнее обстоит дело с типизацией магматических образований активных континентальных окраин. Некоторые исследователи, учитывая близость основных геолого-геофизических показателей, склонны рассматривать эти структуры как аналоги островных дуг [Thorge, 1984], хотя по ряду признаков (тип и состав литосферы, наклон сейсмофокальных зон) они отличаются, что должно находить свое отражение в геохимической специфике магматических образований. К сожалению, петрологически и экспериментально континентальные вулканы изучены хуже своих островодужных аналогов. В литературе, как отечественной, так и зарубежной, оперируют главным образом данными по Андийскому вулканическому поясу, которые сами по себе интересны, но без сопоставления с подобными образованиями других регионов не позволяют устанавливать какие-либо закономерности. В этом отношении особый интерес представляют мезозойские и третичные вулканические пояса западной Пацифики, в частности Восточно-

Сихотэ-Алинский, но степень их изученности оставляет желать лучшего. Геологические и петрохимические данные разбросаны по многочисленным публикациям и требуют статистического обобщения, практически отсутствует информация по распределению редкоземельных элементов и радиогенных изотопов, что затрудняет решение многих петрогенетических вопросов.

Целью данной работы является геохимический анализ продуктов базальтового вулканизма активных континентальных окраин, главным образом Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, и использование полученных данных для разработки типизации базальтовых толщ, решения вопросов магматогенеза, роли коровых процессов, субдукции и рифтогенеза в происхождении и эволюции магм. Основные эффузивы выбраны в качестве объектов исследования, поскольку они являются сквозным типом пород, петрологически наиболее информативны и в наименьшей степени модифицированы процессами дифференциации и коровой контаминации. Остальные типы вулкаников упоминаются в работе в объеме, необходимом для понимания изложенного материала.

Для сравнения в работе приводятся данные по базальтоидному вулканизму зрелых островных дуг, лучше изученных и наиболее близких к окраинно-континентальным структурам по геолого-геофизическим параметрам и геодинамическому режиму формирования.

В монографии использовано более 3000 новых силикатных анализов вулканических пород, около 500 определений минералов, большое число анализов редких элементов, включая редкоземельные (около 100), 25 определений изотопного состава Sr и Nd и около 30 определений абсолютного возраста. Анализы выполнены по образцам из коллекции автора.

Содержание петрогенных элементов определялись традиционным химическим методом в лабораториях Дальневосточного геологического института ДВО РАН; концентрации микроэлементов – количественным спектральным (Ni, Co, Cr, V, Pb, Cu, Zn) и рентгено-флюоресцентным (Rb, Ba, Sr, Y, Nb) анализами в том же институте; Hf, Ta, Th и редкоземельные элементы (REE) – нейтронно-активационным методом в Институте геохимии и аналитической химии (Москва) и в Институте геологии и геофизики (Новосибирск). В качестве стандартов использовались образцы AGB-I (андезит), GSP-I (гранодиорит), СГД-1А (габбро) и ДВА, ДВБ (андезит). Аналитическая ошибка для большинства микроэлементов не превышает 10%, что подтверждается параллельным анализом некоторых проб в университете Хоккайдо (Япония).

Анализ минералов выполнен на микрозонде “Camebax” в Институте вулканологии ДВО РАН (Петропавловск-Камчатский). Рабочие условия: 20kV – напряжение и 50 мА – ток. В качестве стандартов использованы природ-

ные силикаты (санидин – для Si, K, Na, Al; диопсид – для Ca и Mg; оливин – для Fe; ильменит – для Ti и родонит – для Mn). Ошибка анализа 3%  $2\sigma$ .

Соотношения изотопов Sr и Nd были измерены в университете г. Окаяма с использованием масспектрометра Finnigan MAT 261.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  отношения наормализовались к  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0,1194$  и  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$  соответственно. Отношения изотопов Sr для NBS 987 и изотопов Nd для JB-1a в процессе изучения были  $0,710248 \pm 0,000008$  ( $2\sigma$  среднее их четырех значений) и  $0,511774 \pm 0,000010$  ( $2\sigma$  среднее их двух значений). Значения EWD были рассчитаны с использованием CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) параметров. Современные значения  $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  принимались соответственно 0,512638 и 0,1966,  $\lambda^{147}\text{Sm}=6,54 \cdot 10^{-10}\text{y}^{-1}$ .

Определения калий-аргонового возраста пород выполнены в университете г. Окаяма. Анализируемые образцы дробили, промывали дистиллированной водой и просушивали. Часть образца истирали в пудру и анализировали на содержание калия методом рентгеновской флюоресцентной спектроскопии. Содержание аргона измеряли методом изотопного разбавления. Возраст и ошибки рассчитывали с использованием метода, предложенного в работе [Nagaо, et al., 1996].

Работа проводилась в лабораториях петрологии вулканических формаций и геохимии Дальневосточного геологического института ДВО РАН.

Исследования велись в тесном контакте с коллегами этого и других академических институтов и Мингео России. В разное время автор плодотворно обсуждал многие аспекты работы с В.Г. Сахно, В.В. Ветренниковым, С.А. Щеккой, С.А. Коренбаумом, А.И. Ханчуком (ДВГИ, Владивосток), А.Б. Перепеловым и А.И. Альмухамедовым (Институт геохимии, Иркутск), Г.П. Пономаревым, О.Н. Волынцом и Э.Ю. Балуюевым (ИВГиГ, Камчатка), А.А. Аriskиным (ГЕОХИ, Москва), С. Окамурой (университет Хоккайдо), Япония), Р. Аркулусом и С. Эггинсом (Австралийский национальный университет, г. Канберра) и др. Автор глубоко признателен коллегам за поддержку, помощь и полезные дискуссии.

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ  
МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ

**И**з-за недискретности спектра составов земных магматических пород возникают определенные сложности при их классификации. В настоящее время определились два основных подхода к решению этой проблемы. Первый, традиционный, основывается на использовании *петрохимических критериев*. К настоящему времени опубликовано множество классификационных схем подобного типа (в т. ч. и на основе сложных математических выкладок), но чаще всего в качестве дискриминантов используют содержания или соотношения щелочей [Peccherillo, Taylor, 1976; Классификация, 1981; Le Maitre, 1989 и др.]. Принимая во внимание экспериментально установленный низкобарический термический раздел между насыщенными и недонасыщенными кремнекислотой расплавами [Йодер, Тилли, 1965], выделяют субщелочные<sup>1</sup> (с нормативным кварцем, гиперстеном или оливином) и щелочные (с нормативным нефелином) типы или серии магматитов. Хотя при высоких давлениях этот раздел становится неустойчивым, детальные петрологические исследования последних десятилетий выявили значительные геохимические и изотопные отличия высоко- и низкощелочных пород различных тектонических обстановок [Chen, Frey, 1983; Nakamura E. et al., 1990, 1991, и др.], что подтверждает необходимость их выделения в различные петрохимические группы.

Определенные проблемы возникают с систематизацией магматических образований субщелочного ряда, пользующихся преобладающим распространением в пределах как континентальных, так и океанических структур. Чаще всего по формальным признакам среди них выделяют нормальный и низкокальцевый типы, граница между которыми на классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$  [A classification..., 1989], часто используемой в данной работе, проходит через точку с содержанием калия 0,3 мас.% при 50 мас.%  $\text{SiO}_2$ .

<sup>1</sup> Толситовую по [Йодер, Тилли, 1965]

Некоторыми авторами [Wilson, 1991] породы с нормальной щелочностью относятся к высокоглиноземистой или известково-щелочной серии, в то время как низкокалиевые – к низкокалиевой толеитовой. Но различия между ними более отчетливо проявляются в содержаниях  $Al_2O_3$  [Wilson, 1991] (от 16 до 20 мас. % в глиноземистых базальтах и андезитах и 12-16 мас. % – в толеитах), в связи с чем в данной работе для определения основных пород с повышенными содержаниями глинозема предпочтение отдается термину “высокоглиноземистый базальт”.

Предполагается также, что низкокалиевая толеитовая серия характеризуется значительным накоплением железа в процессе дифференциации, но железистость и щелочность, скорее всего, являются двумя независимыми петрохимическими параметрами [Вольнец, 1993]. Первый определяется флюидным режимом генерации и эволюции магматических расплавов [Carmichael, 1990], второй – главным образом составом и степенью плавления магматического субстрата и также степенью дифференциации первичных расплавов.

К сожалению, петрохимические признаки магматических пород чаще всего слабо коррелируют с содержанием и распределением микроэлементов, более информативных при решении петрогенетических вопросов. Например, субщелочные базальты островных дуг, включая низкокалиевые толеиты, удивительно близки к океаническим вулканитам по большинству петрохимических параметров, но резко отличаются концентрациями элементов-примесей, что ставит под сомнение правильность объединения их в одну классификационную группу. На начальных этапах изучения океанов все немногочисленные образцы базальтов из срединно-океанических хребтов, достаточно близкие между собой по петрохимическим характеристикам, включая содержания  $K_2O$  (0,08–0,5 мас. %), были отнесены к одному типу оливиновых толеитов (MORB) [Engel et al., 1965]. Но более детальные исследования показали существенные вариации этих пород по микроэлементному составу и, прежде всего, по соотношению тяжелых (HREE) и легких (LREE) лантаноидов. Причем важно, что эти вариации отчетливо коррелируют с геологическими особенностями формирования базальтов – скоростью спрединга, высотой осевой зоны срединно-океанических хребтов и рядом других. Это привело к возникновению идеи *выделения типов магматических пород по геодинамическим условиям их развития*. Впервые она была сформулирована в двух важных статьях Д. Пирса и Дж. Канна [Pearce, Cann, 1971, 1973], в которых были идентифицированы геохимические признаки базальтов островодужных, океанических и внутриплитных обстановок. В настоящее время эта схема претерпела уточнения, но не очень существенные. Среди океанических базальтов выделяют обогащенный (P или E-MORB), нормальный (N-MORB) и переходный (T-MORB) геохимические типы.

В качестве самостоятельной группы рассматриваются породы, развитые в пределах задуговых морских бассейнов (ВАВВ). Для них характерны значительные вариации составов и геохимические признаки, сочетающие в себе особенности как океанических, так и остроководужных пород.

Деструктивные границы литосферных плит по составу фундамента и геодинамическим условиям формирования подразделяются на островные дуги и активные континентальные окраины, хотя геохимические особенности вулканических продуктов этих структур не достаточно четко определены и их часто объединяют в одну геохимическую серию (IAB).

К внутриплитной относят геодинамические обстановки континентального рифтогенеза и океанических островов [Rollinson, 1993], развитие которых чаще всего связано с активностью плюмового источника [Wilson, 1991], что и определяет их близость по геохимическому составу основных лав.

В тектоно-геохимической систематике термин *геохимическая серия* принимает особое значение. Существуют различные его определения, но автор придерживается формулировки, предложенной О.А. Богатиковым с соавторами, а позже уточненной О.Н. Вольным [1993]. *Под геохимической серией понимается естественная ассоциация магматитов, обладающих общими петро-геохимическими признаками, формирующих самостоятельные поля на классификационных диаграммах и характеризующих определенные геодинамические обстановки формирования.* Такое определение во многом совпадает с определением формационного типа по Ю.А. Кузнецову [1964], но не подразумевает признаков генетического родства и рассматривает только сообщества пород, близкие по кремнекислоте, например, базальты. Некоторые исследователи, такие как О.Н. Вольнец [1993], в понятие "геохимическая серия" вкладывают генетический смысл, но на данном этапе исследования это вряд ли рационально, поскольку далеко не очевидно, что все вулканогенные образования той или иной геодинамической обстановки являются производными единого магмогенерирующего субстрата.

Тектоно-геохимическая систематика магматитов представляется более перспективной, в сравнении с чисто петрохимической, по трем основным причинам. Во-первых, породы, формирующиеся в различных тектонических обстановках, различаются между собой, как правило, не одним, а комплексом геохимических признаков, что затрудняет использование при их систематике петрологических терминов. Во-вторых, тектонический по терминам, но геохимический по сути принцип классификации основывается на анализе распределения микроэлементов и изотопов, поведение которых в магматическом процессе описывается более простыми законами, что в конечном счете позволяет с большей достоверностью реконструировать составы первичных магм и магматических источников. И наконец, геохимические признаки

вулканических пород рассматриваются во взаимосвязи с геодинамическими условиями формирования, что исключительно важно для палеогеодинамического анализа и реконструкций. Тем не менее к настоящему времени эта систематика недостаточно детально разработана и в литературе применяется, как правило, двойственный подход: по петрохимическим признакам выделяются группы или типы магматических пород, которые затем объединяются в геохимические серии на основании геохимических и тектонических критериев. Автор данной работы придерживается аналогичной методологии.

Хотя в определении геохимического типа не вкладывается генетический смысл, выделение генетически родственных комплексов магматических пород является важнейшей задачей петрологии, требующей детального изучения распределения элементов-примесей, особенно некогерентных элементов и изотопов. Под некогерентными понимаются такие элементы, комбинированный коэффициент распределения которых  $(D)^2$  значительно меньше единицы, вследствие чего в генетически родственных сообществах магматических пород их концентрационные отношения должны оставаться постоянными, независимо от того, произошли ли эти породы в результате равновесного плавления одного исходного субстрата или связаны между собой процессами кристаллизационной дифференциации [Allegre et al., 1977]. Только при очень низких (первые проценты) степенях плавления эта зависимость может нарушаться.

Например, согласно модели равновесного плавления:

$$\frac{C_i^1}{C_i^0} = \frac{1}{D_0 + F(1 - P)}, \quad (1)$$

где  $C_i^0$  – первоначальная концентрация элемента в магматическом источнике;  $C_i^1$  – концентрация этого же элемента в расплаве;  $F$  – доля отделившегося расплава;  $P = \sum_{i=1}^n P_0^i K_D^{i/1}$ , где  $P_0^i$  – доля жидкости, образованной каждой кристаллической фазой, для двух некогерентных элементов  $i$  и  $j$

$$D_0^i \approx P_0^i \approx D_0^j \approx P_0^j \approx 0.$$

Следовательно:

$$C_i^0 = C_i^1 F; C_j^0 = C_j^1 F \quad \text{и} \quad \frac{C_i^0}{C_j^0} = \frac{C_i^1}{C_j^1}. \quad (2)$$

<sup>2</sup>  $D = \sum_{i=1}^n X_0^i K_D^{i/1}$  – где  $X_0^i$  – весовые доли кристаллических фаз в расплаве;  $K_D^{i/1}$  – коэффициент распределения элемента между минералом и расплавом.

Эти математические допущения используются во многих классификационных диаграммах как бинарного типа, например La-Ba и La-Th [Gill, 1981], так и спайдердиаграммах. На последних содержания элементов приводятся в виде нормированных значений либо к среднему MORB [Pearce, 1983; Pearce, Parkinson, 1993], либо к первичной мантии [Wood, et al., 1979]. Основная идея таких диаграмм заключается в том, что форма графиков распределения некогерентных элементов в породах, образованных как в процессе плавления одного родоначального субстрата, так и при кристаллизационной дифференциации единой первичной магмы, должна сохраняться несмотря на вариации относительных концентраций элементов.

Для расшифровки магматических процессов большое значение имеют отношения концентраций некогерентных элементов ( $C_H$ ) к элементам, комбинированный коэффициент распределения которых близок к 0,1 ( $C_M$ ) [Allegre et al., 1977]. Изменение этого отношения ( $\frac{C_H}{C_M}$ ) различно в расплавах, образовавшихся при равновесном плавлении и кристаллизационной дифференциации. Многие дискриминантные диаграммы, используемые в данной работе, построены по этому принципу, например, Zr/Y-Zr [Pearce, 1983], Ba/Sr-Ba [Hofman, Feigenson, 1983], Hf/Yb-Hf [Okamura, 1987] и др.

Достаточно хорошие результаты при выделении магматических серий дают и некоторые диаграммы, в которых в качестве дискриминантов используют когерентные элементы, например, Ni-Co [Мартьянов, 1983] и Ti-V [Shervais, 1982]. Последняя диаграмма может использоваться и для качественной оценки окислительных условий формирования магматических серий, поскольку комбини-

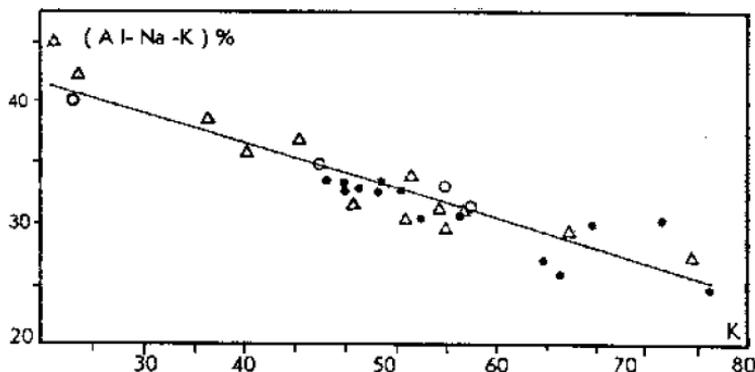


Рис. 1. Корреляция величины коэффициента деполимеризации расплава (K) и минералогической глиноземистости (Al-Na-K).

1, 2 – высокоглиноземистые (1) и толеитовые (2) базальты восточного Сихотэ-Алиня, по данным автора; 3 – высокоглиноземистые базальты Алеутской островной дуги [Brophy, 1986] и Каскадных гор США [Smith, Garmishacl, 1968]

рованный коэффициент распределения  $V$  между минералами и расплавом сильно варьирует в зависимости от летучести кислорода.

К сожалению, из-за высокой стоимости анализа банк данных по содержанию редкоземельных элементов и изотопов в магматах, по крайней мере, на порядок меньше такового для петрогенных окислов. Поэтому при выделении магматических серий в данной работе будет использоваться и такой петрохимический критерий, как относительная глиноземистость, который достаточно адекватно отражает их главные геохимические особенности. Рассмотрим этот вопрос несколько подробнее.

Близиквидусные силикатные жидкости, согласно существующим представлениям, являются полиэлектролитами с квазикристаллическим строением и сложной гетерогенной структурой. Основу их составляют кремне-(алюмо-) кислородные полианионы, полимеризованные в зависимости от количества сеткообразующих катионов ( $Si^{4+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $P^{5+}$ ,  $Fe^{3+}$ ), а также от количества и природы катионов-модификаторов ( $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ). Соотношения этих двух групп элементов определяют структуру расплава и, следовательно, способность концентрировать те или иные элементы примеси.

Наиболее чувствительным структурно-химическим параметром расплава считается степень деполимеризации [Персиков, 1984]:

$$K = \sigma / \sigma^0 = \frac{2(O-2H)}{H}, \quad (3)$$

где  $O^0$  и  $O$  – мостиковый и не мостиковый ионы кислорода,  $H$  – суммарное количество грамм-ионов-сеткообразователей,  $O$  – суммарное число грамм-ионов кислорода в расплаве. К сожалению, для классификационных целей

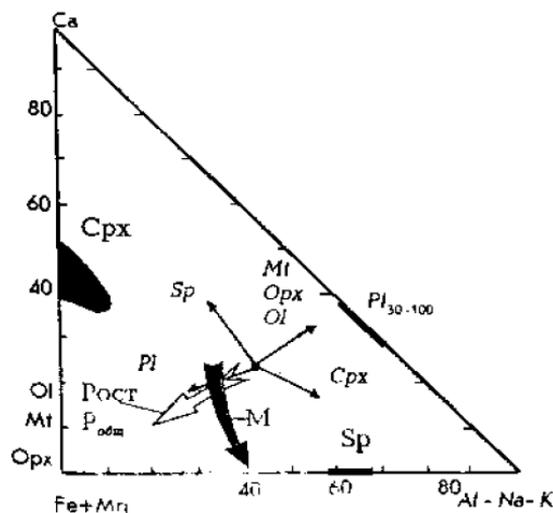


Рис. 2. Диаграмма  $(\Sigma Fe+Mg)$ -Ca-(Al-Na-K) и тренды эволюции расплавов при фракционировании минеральных фаз, изменения общего давления ( $P_{общ}$ ) и метасоматозе (взаимодействие базальтового стекла с морской водой) (M).

Ol – оливин, Crx – клинопироксен, Orx – ортопироксен,  $Pl_{30-100}$  – плагиоклаз и его номер, Sp – шпинель, Mt – магнетит. При построении диаграммы использовались экспериментальные данные [Jaques, Green, 1980; Seyfried et al., 1978].

использовать эту величину неудобно из-за сложности расчета и недостаточной графической наглядности. Для пород с близким содержанием  $\text{SiO}_2$ , например базальтов, лучше взять за основу предложенный С.А. Коренбаумом [1987] коэффициент минералогической глиноземистости:

$$a1^m = A1/R^+ + 0,5R^{2-}, \quad (4)$$

где  $R^+ = \text{Na} + \text{K}$ , а  $R^{2-} = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}$ . Его значение как структурного параметра расплава подтверждают отчетливая корреляция с коэффициентом  $K$  уравнения (3) (рис. 1) и зависимость от этой величины ассоциаций породообразующих минералов эффузивных пород, например, появление биотита [Коренбаум, 1987] и ортопироксена [Мартынов, 1991].

Графическим выражением минералогической глиноземистости может служить диаграмма  $(\Sigma\text{Fe} + \text{Mg})\text{-Ca} - (\text{Al} - \text{Na} - \text{K})$  (рис. 2), важнейшей особенностью которой является то, что фракционирование большинства породообразующих минералов базальтовых магм (за исключением клинопироксена и глиноземистой шпинели), а также вариации общего давления не должны оказывать существенного влияния на величину  $\text{Ca}/(\text{Al} - \text{Na} - \text{K})$  отношения. Следовательно, в генетически родственных магматических сериях оно должно оставаться

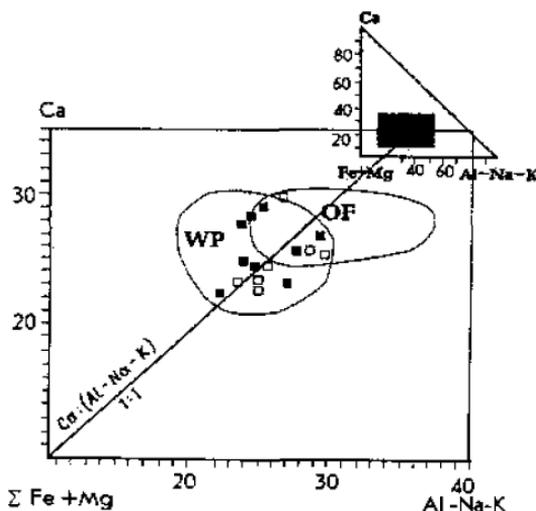


Рис. 3. Диаграмма  $(\Sigma\text{Fe} + \text{Mg})\text{-Ca} - (\text{Al} - \text{Na} - \text{K})$  для базальтовых пород океанической (OF) и внутриплитной (WP) геохимических серий.

Значками на диаграмме вынесены составы толситовых и щелочных (залитые знаки) базальтов вулкана Халеакала, Гавайи [Chen et al., 1990]. При построении диаграммы использовались также данные по рифтовым структурам Африки и Тихого океана [Грачев, 1987], Гавайским островам [Frey et al., 1990]

постоянным, отражая в первом приближении состав магомгенерирующего субстрата. Действительно, океанические и внутриплитные геохимические типы базальтов, вне зависимости от щелочности и степени дифференциации, формируют на диаграмме самостоятельные поля, что хорошо видно на примере щелочных, субщелочных и толеитовых магм вулкана Халеакала, Гавайи (рис. 3), фигуративные точки которых располагаются в пределах единого поля внутриплитных эффузивов. Последнее относительно поля океанических лав сдвинуто в сторону более высокого содержания железо-магнезиальных окислов, что позволяет предполагать большую глубину формирования базальтов океанических островов. Это находится в хорошем соответствии с существующими представлениями и экспериментальными данными.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОН КОНВЕРГЕНЦИИ СУБДУКЦИОННОГО ТИПА

**С**ейсмическая и вулканическая активные границы на севере и западе Тихого океана представлены островодужными системами, на востоке – активными континентальными окраинами. Оба типа структур характеризуют субдукционные зоны конвергенции континентальной и океанической литосфер [Зоненшайн, Кузьмин, 1992] и характеризуются многими общими элементами [Thorpe, 1982]:

1) линейным распространением вулканизма на многие тысячи километров при относительно небольшой его ширине (200–300 км);

2) наличием глубоководных желобов на океанической стороне;

3) активной сейсмичностью, которая включает в себя близповерхностные, промежуточные и глубокофокусные землетрясения, формирующие погружающуюся под континент сейсмофокальную плоскость;

4) наличием отрицательных гравитационных аномалий, ассоциирующих с глубоководными желобами, и положительных – с островной дугой или вулканическим поясом;

5) низким тепловым потоком в пределах желобов и высоким – в областях активного вулканизма;

6) преимущественно известково-щелочным характером вулканических проявлений, часто отчетливо выраженной поперечной зональностью с ростом щелочности по мере удаления от вулканического фронта.

Учитывая общие черты, ряд исследователей склонны рассматривать островные дуги и активные окраины континентов как аналоги, хотя различия между ними существуют и связаны, прежде всего, с более значительной мощностью коры и положим углом наклона субдукционных зон в пределах континентальных структур (табл. 1). Но основной особенностью островодужных систем является присутствие в тыловой зоне окраинноморских бассейнов.

Геофизические данные для островных дуг  
и активных континентальных окраин по [Gill, 1981]

Структуры	D (км)	h (км)	угол наклона (°)	скорость (см/год)	мощн. коры (км)	продол. субдук. (млн л.)
Кермадек	170	140	65	7.3	18	-
Тонга	175	140	53	9.4	12	50
Идзу-Марианская	175-200	140	45-90	9.6-6.7	15-18	-50
Южно-Сандвичевая	190	120	50	9	-	8
Курилы	175-200	90-170	45	9.2-9.9	15-30	75-100
Алеуты	175-240	110	55	8.7-7.0	18-25	-50
Восточная Япония	250-400	100-200	30	9.9-9.6	27-36	-125
Камчатка	200-400	90-270	50	8.9-9.2	25-45	125-150
Каскады	200	-	-	2.3	25-35	50
Перу-Чили	250-500	80-250	35	10.3-10.8	40-70	175-200
Восточный Сихотэ-Алинь	400*	-	20*	9.9-9.6	35-40	-40

Примечание. Здесь и далее прочерк означает отсутствие аналитических данных. D – расстояние от вулканического фронта до глубоководного желоба; h – глубина до сейсмофокальной зоны; \* – по расчетным данным [Зоненшайн и др., 1990].

образующихся в большинстве случаев в результате активного задугового спрединга, сходного с формированием новой океанической коры в срединно-океанических хребтах [Кэри, Сигурдсон, 1987]. Согласно Вибее с соавторами [1980], главное отличие окраинно-морских бассейнов заключается в более узкой локализации механизма задугового спрединга, тесно сопряженного с системой вулканических дуг и желобов, и эпизодическом характере его проявления. “Откат назад” или “засасывание в желоб” вулканической дуги вызывает миграцию центра спрединга, определяя его рассеянный характер [Сондерс, Тарни, 1987].

Согласно Каригу [Karig, 1971], развитие окраинного бассейна начинается с субдукции литосферной плиты и формирования системы “островная дуга-желоб”, с активным, типично известково-щелочным, вулканизмом. Растяжение, вызванное процессом субдукции, приводит к расщеплению вулканической дуги вдоль ослабленных зон, к которым относятся, прежде всего, магмопроводящие каналы и зоны активной интрузивной деятельности. В результате

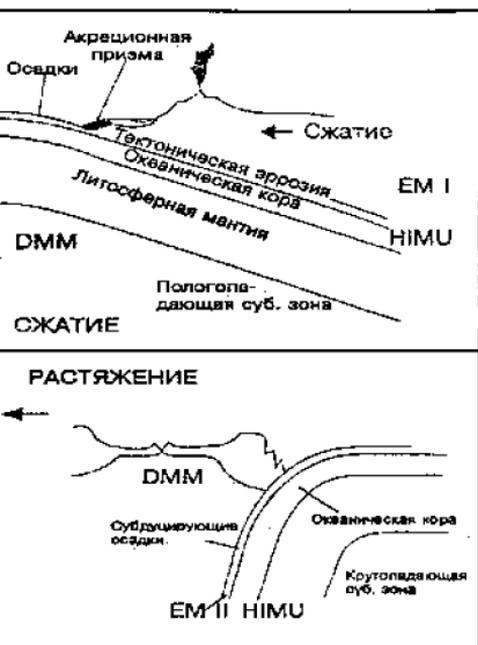


Рис. 4. Схематическая иллюстрация двух различных тектонических режимов формирования островодужных систем по Uyeda [1982], модифицированы [Dickin, 1995].

DMM, EM I, EM II, HIMU – изотопные мантийные компоненты

этого возникает рифт (рис. 4) и начинается формирование новой океанической коры, с удалением друг от друга остаточной и активной вулканических дуг.

Такой тип субдукции, с формированием системы “желоб–островная дуга–крайнее море”, был определен С. Уедой [Uyeda, 1982] как Марианский, а его происхождение рассматривается как следствие однонаправленной ориентировки компонентов вектора перемещения взаимодействующих плит.

Активные окраины континентов и некоторые типы островных дуг (Япония, Камчатка) представляют собой так называемый Чилийский тип субдукции, при котором ориентировка векторов перемещения литосферных плит имеет встречный характер (рис. 4). В этом случае растяжения в пределах тыловой зоны хотя и существуют, но незначительны и не приводят к полному расколу континентальной литосферы.

При тесной ассоциации островных дуг и активных окраин континентов с задуговыми зонами растяжения возникают определенные сложности в оценке тектонического режима формирования структур и характера проявленного здесь магматизма. По мнению Hawkins с соавторами [1984], хотя в целом зоны конвергенции литосферных плит субдукционного типа, несомненно, следует относить к областям сжатия, в более мелком масштабе (10–100 км) здесь могут быть проявлены и растягивающие напряжения. Условиям сжатия отвечают зоны прямого взаимодействия плит, зона растяжения находится в тыловой области, а между ними располагается пояс сдвиговых разломов, соответ-

ствующий проявлению дугового вулканизма. Здесь все еще преобладают направления сжатия, однако характер силовых полей способствует развитию сдвиговых сколов, на пересечении которых с глубиной магмоподводящей зоны возникают стратовулканы.

До сих пор остается дискуссионной причина нарастания растягивающих напряжений по мере удаления от границ взаимодействующих плит. Предполагается, что это может являться следствием [Сондерс, Тарни, 1987]:

1) пассивного диапиризма, как реакции на растягивающие напряжения в литосфере;

2) активного диапиризма под воздействием тепла и флюидов, генерирующихся в зоне Беньофа;

3) динамической циркуляции, охватывающей вторичные конвективные ячейки, которые возбуждаются силами движения пластин при погружении в зоне Беньофа.

Наряду с тыловыми зонами растяжения для активных континентальных окраин характерны обстановки осевого рифтогенеза [Ярмлюк, Коваленко, 1991], типичным примером которых является Провинция Бассейнов и Хребтов запада США. Ее своеобразие заключается в том, что формирование рифтовой системы происходит в пределах краевого вулканического пояса после завершения субдукционного магматизма.

Проблема природы сил, вызывающих осевой рифтогенез, также остается в области гипотетических построений. Например, Р. Христиансен и П. Липман [Christiansen, Lipman, 1972] предполагали, что происхождение Провинции Бассейнов и Хребтов связано с действием сил, вызванных перекрытием спредингового центра Восточно-Тихоокеанского поднятия континентальным блоком. Г. Этон [Eaton, 1984] сделал вывод о развитии Провинции вначале как внутри дуговой области растяжения, а затем как раздвиговой зоны, связанной с трансформными сдвигами по разлому Сан-Андерс. При этом современный тектонический режим сохраняет физическое состояние литосферы в период развития задуговой области растяжения.

С особенностями тектонического развития зон конвергенции тесно связан и тип магматических проявлений. Так, в островных дугах, формирующихся в режиме растяжения, преобладают низкокальциевые толеитовые базальты. Для структур, образующихся в результате Чилийского типа субдукции, считается типичным известково-щелочной (высокоглиноземистый), базальт-риолитовый, но с преобладанием средних по составу пород вулканизм. Вариации составов его продуктов принято описывать в рамках поперечной петрохимической зональности, хотя причины ее возникновения и петролого-геохимические признаки базальтов тыловых и фронтальных зон достаточно четко не установлены.

Магматизм задуговых окраинно-морских бассейнов характеризуется составами пород, промежуточных между N-типом MORB и островодужными толеитами или даже известково-щелочными базальтами (обогащение LIL по сравнению с HFS элементами) [Сондерс, Тарни, 1987]. Устанавливается связь между составами базальтов и тектонической обстановкой их формирования: известково-щелочная специфика особенно отчетливо проявлена в узких энсиалических бассейнах, где условия растяжения существуют рядом со зрелыми магматическими дугами на континентальном основании.

Магматические ассоциации тыловых рифтогенных зон активных окраин континентов подробно описаны в монографии В.В. Ярмолюка и В.И. Коваленко [1991]. Отмечается, что для них характерен бимодальный, с преобладающим развитием базальтов, трахитов, комендитов и пантелеритов, и унимодальный (базальт, нефелиниты) вулканизм. Разнообразие меланократовых пород обусловлено в основном не процессами дифференциации, а различными степенями плавления метасоматизированного мантийного субстрата.

Бимодальным характером вулканизма отличаются и обстановки осевого рифтогенеза. Здесь преобладают породы преимущественно субщелочного и умеренно-щелочного ряда, но вместе с ними широко проявлены базальты толеитовой серии и плюмазитовые трахириолиты.

*Таким образом, геодинамическая обстановка формирования магматических комплексов зон конвергенции литосферных плит субдукционного типа характеризуется сменой режима сжатия во фронтальной области, растяжением - в тыловой. Более сложная картина наблюдается в пределах активной континентальной окраины запада северной Америки из-за совмещения в пространстве процессов, связанных с активностью субдукционных зон и трансформных разломов.*

## БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЗРЕЛЫХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

**О**строводужные системы состоят из трех основных структурных элементов: глубоководного желоба, вулканической островной дуги и задугового бассейна [Gill, 1981]. Вулканические дуги сложны и разнообразны по своим геофизическим характеристикам, видовому и фациальному составу магматических продуктов, и их систематизация представляет определенную проблему. Достаточно часто они подразделяются на “юные”, “развитые” и “зрелые”, и хотя эти термины не отражают современные представления о происхождении и эволюции субдукционных структур, их продолжают использовать в современной литературе [Богатиков, Цветков, 1988]. Для так называемых “юных” или энсимантических дуг, развивающихся преимущественно во внутриокеанической обстановке, характерны небольшая мощность и океанический тип коры, крутые углы наклона сейсмофокальных зон (табл. 1) и преобладание пород низкокальциевой толеитовой серии [Gill, 1981]. По классификации С. Уеда [Uyeda, 1982] (см. главу 2) такие островные дуги формируются в режиме растяжения и сопровождаются активным задуговым спредингом (рис. 4).

Для нашего исследования наибольший интерес представляют “зрелые” островодужные системы, поскольку по многим геолого-геофизическим показателям (мощность коры, угол наклона сейсмофокальных зон, слабо выраженный задуговой спрединг, значительное разнообразие составов вулканических продуктов) они близки к активным окраинам континентов и, в соответствии с представлениями С. Уеды, также формируются в режиме преобладающего сжатия (рис. 4).

До недавнего времени вариации составов вулканических пород зрелых островных дуг было принято описывать в рамках поперечной зональности, но сегодня, наряду с островодужными, здесь выделяют и внутриплитные геохимические серии, индикаторы иного тектонического режима - эволюции плюмового источника или рифтогенеза. Считается, что по геологическим и

петрологическим признакам они близки к комплексам пород рифтовых зон окраин континентов [Водынец, 1993], но детально этот вопрос в литературе не рассматривался.

В данной главе базальтовый вулканизм зрелых островодужных систем описан на примере Камчатка и Японии.

### 3.1. Япония

Геологическое строение и размещение вулканических образований Японии описывались многими отечественными и зарубежными исследователями, но в последнее время появилось много новой геологической и петрологической информации, которая требует обобщения и систематизации. Написанный в основном по литературным данным, этот раздел помещен в начале главы, поскольку многие ученые рассматривают современную островодужную систему Японии как эталонный объект, на примере которого разрабатывались и разрабатываются принципы систематизации субдукционных вулканитов.

В пределах Японии и окружающих островов выделяются три вулканические дуги, сочленение которых приходится на зону Фосса–Магна вблизи точки с координатами  $34^{\circ}$  N и  $142^{\circ}$  E. На северо-востоке располагается вулканический пояс северо-восточного Хонсю (или северо-восточной Японии), переходящий в Курильскую вулканическую дугу; на юге – Идзу-Бонинская и Марианская дуги; на юго-западе – дуга юго-западной Японии [Agamaki, Ui, 1982]. Геологическому строению, тектонике и петрологии магматических пород этих структур посвящено огромное число работ, и мы ограничимся только краткой характеристикой пояса северо-восточного Хонсю, история формирования которого до начала раскрытия Японского моря была тесно связана с развитием Азиатской континентальной окраины.

Вулканический пояс северо-восточного Хонсю представляет собой типичную двойную дугу с невулканической внешней и вулканической внутренней зонами. Структура двойной дуги выклинивается в пределах центральной части Большой Курильской дуги, где внешняя дуга отсутствует. Хорошо выраженная зона Беньофа падает под углом  $30^{\circ}$  в сторону Японского моря. Точное определение фокусов землетрясений регистрирует верхнюю и нижнюю границы субдуцирующей океанической плиты, расстояние между которыми определяется в 30–40 км. Область с низкой сейсмичностью располагается главным образом в надсубдукционном клине астеносферной мантии, протягиваясь под вулканическим поясом в нижнюю часть коры. Мощность последней варьирует в пределах 24–34 км.

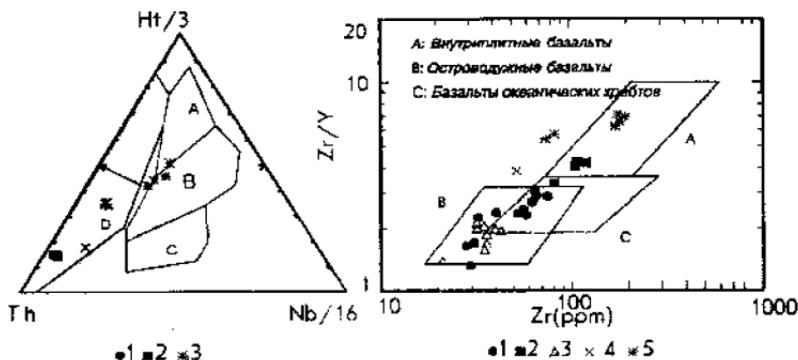


Рис. 5. Положение фигуративных точек некоторых типов базальтов на классификационных диаграммах Zr-Hf-Nb [Wood, 1980] и Zr/Y-Zr [Pearce, Norry, 1979].

1, 2 – четвертичные лавы фронтальных (1) и тыловых (2) зон вулканического пояса СВ Хонсю по [Yoshida, Aoki, 1984; Fujinawa, 1988]; 3 – раннемиоценовые [Okamura, 1987]; 4 – олигоценые [Okamura, 1993]; 5 – палеогеновые, по данным автора. Поля базальтов: А – срединно-океанических хребтов; В – срединно-океанических хребтов и внутриплитных обстановок; С – внутриплитных обстановок; D – островных дуг и активных континентальных окраин

Согласно господствующим в настоящее время представлениям раскрытие Японского моря произошло сравнительно быстро в интервале 21–14 млн лет, в соответствии с чем в пределах СВ Японии выделяют три стадии вулканической активности: предшествующая раскрытию (> 16 млн лет), синхронная (16–14 млн лет) и современная (< 14 млн лет) [Nohda et al., 1988].

Выходы домиоценовых вулканических пород известны главным образом в пределах япономорской части Хоккайдо и Хонсю [Geology of Japan, 1991] и представлены риолитами больших объемов, спекшимися туфами, андезитами и небольшим количеством базальтов. Признаки субазрального характера формирования рассматриваются как одно из доказательств вхождения в этот период Японских островов в состав Азиатского континента.

К эоценовым и олигоценым эффузивам достаточно близки по составу вулканические образования раннемиоценового возраста (базальты, риолиты, спекшиеся туфы), распространение которых также ограничено узкой полосой побережья Японского моря. В пределах северной части дуги Хонсю (п-ов Ога) они объединены в формацию Фукуяма.

Петрологические породы стадии, предшествующей раскрытию Японского моря, изучены довольно фрагментарно. Отмечается близость раннемиоценовых вулкаников по ряду геохимических характеристик (сравнительно низкие величины отношения LILE/HFSE, Hf/Yb, – табл. 2, высокое содержание Hf и др.) к внутриплитным лавам [Okamura, 1987]. Сходные признаки характеризуют и домиоценовые базальты северо-восточного Хонсю, фигуративные точки которых на ряде классификационных диаграмм попадают в поля внутриплитных

Содержание петрогенных (в мас.%) и микроэлементов (в г/т) в высокоглиноземистых базальтах вулканического пояса СВ в Японии

№обр.	11-123	12-128	13-128	14-128	15-128	16-128	28-135	29-146
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	52.4	50.12	50.37	50.94	51.07	49.98	52.41	54.78
TiO <sub>2</sub>	1.2	1	0.58	0.8	1.07	0.64	0.92	0.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.14	17.06	16.24	18	16.52	19.71	17.89	20.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.42	2.5	2.73	4.43	2.23	2.86	2.87	3.37
FeO	6.52	7.81	8.59	5.93	8.36	7.52	5.59	3.43
MnO	0.12	0.11	0.11	0.14	0.09	0.11	0.18	0.15
MgO	6.24	6.61	7.13	6.32	6.42	4.65	5.68	3.73
CaO	8.04	10.63	11.17	10.55	10.81	11.77	7.9	8.69
Na <sub>2</sub> O	1.93	1.61	1.46	2.14	1.65	1.79	3.1	2.74
K <sub>2</sub> O	0.74	0.18	0.21	0.22	0.2	0.21	1.58	1.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.08	0.04	0.11	0.1	0.12	0.22	0.48
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.42	1.57	0.73	0.37	0.82	0.5	0.78	0.35
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.98	1	0.36	0.27	0.62	0.14	0.46	0.2
Сумма	100.29	100.28	99.72	100.22	99.96	100	99.58	100.1
Rb	16.2	1.5	0.9	1.4	1.3	1.9	42	53.4
Ba	-	219	270	228	-	162	518	750
Sr	293	157	179	263	160	296	570	878
Ni	54.9	31.1	33.4	50.4	25	14.7	55.8	21.4
Co	36.5	43.3	43.9	37.8	41.1	30	26.8	16.5
Cr	153	136	159	90	101	83.7	105	37.7
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	66.3	29.6	28.3	40.4	31	32.6	119	104
Hf	-	-	-	-	-	-	-	3.2
La	-	2.6	2.1	3.7	2.9	-	-	25.1
Ce	1.7	6.7	5.6	7	4.8	8.9	12.9	41
Sm	-	1.9	1.7	2.2	2	-	-	6
Eu	-	0.85	0.76	0.89	0.72	-	-	1.87
Tb	-	0.59	0.46	0.56	0.49	-	-	0.9
Yb	-	1.9	1.8	1.8	2	-	-	3.2
Lu	-	0.27	0.25	0.32	-	-	-	0.5
Nb	1.9	0.6	1	2	0.5	1.1	3.2	3.6
Y	22.8	22.4	17	16.9	18	14.4	28.4	25.8
Th	-	0.25	0.21	0.4	0.26	-	-	5.9
Sc	32.1	36.5	35.2	16.2	38.4	31.9	19.4	11.8

серий (рис. 5). Особый интерес представляет присутствие среди олигоценовых лав о-ва Окушири, которые рассматриваются как фрагменты вулканического фронта Евразийского континента до начала раскрытия Японского моря, высоко- и низкотитанистых разновидностей (рис. 6). Общей особенностью тех и других является близость по составу к четвертичным лавам тыловых зон С-В Хонсю,

№ обр.	31-147	32-147	2-1	2-2	2-3	2	4	7
	10	11	12	13	14	15	16	17
Cs	0.86	0.06	-	0.05	-	0.32	0.4	1.46
SiO <sub>2</sub>	50.72	53.87	51.99	53.14	53.94	51.63	50.36	53.7
TiO <sub>2</sub>	1.04	0.89	1.02	1.04	0.96	2.11	0.79	2.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.02	16.19	20.37	18.37	19.19	19.17	17.58	16.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.92	3.07	4.02	4.79	4.35	7.32	2.17	-
FeO	6.12	4.77	5.07	5.19	4.9	-	5.71	8.5
MnO	0.18	0.13	0.15	0.16	0.14	0.21	0.18	0.12
MgO	7.84	6.41	3.77	4.53	4.36	5.24	8.18	3.99
CaO	9.56	8.44	9.79	8.59	8.74	9.54	9.91	8.22
Na <sub>2</sub> O	2.66	2.52	2.39	2.54	2.57	3.75	2.89	3.01
K <sub>2</sub> O	1.3	1.93	0.28	0.4	0.34	1.03	0.64	1.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.31	0.21	0.2	0.18	0.41	0.3	0.59
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.99	0.96	0.5	0.47	0.28	-	1.39	-
H <sub>2</sub> O	-	-	0.25	0.37	0.12	-	0.78	-
Сумма	99.54	99.49	-	-	-	100.41	100.88	98.83
Rb	31.3	61.1	3.2	9.6	6.2	-	-	-
Ba	884	855	-	-	-	-	-	-
Sr	560	438	301	265	292	-	-	634
Ni	127	82.9	55	29	17.3	-	-	-
Co	32.9	28.8	24.4	28.7	27	-	-	-
Cr	262	201	107	65.3	51.4	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	64.2	80.8	52.3	74.6	63.7	-	-	-
Hf	-	-	-	-	-	4.43	2.49	-
La	-	18.9	-	-	-	17.34	12.84	-
Ce	30.3	41.2	9.9	15.1	12.9	33.17	20.49	-
Sm	-	5.79	-	-	-	5.35	3.22	-
Eu	-	1.334	-	-	-	1.57	1.07	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	2.66	-	-	-	2.53	2.03	-
Lu	-	0.388	-	-	-	0.56	0.49	-
Nb	2.4	5.2	4.9	4.8	5	-	-	-
Y	20.9	24.1	22	25.9	23	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	1.5	2.82	-
Sc	26.9	27	29.2	21.6	21.6	-	-	-
Cs	1.69	3.31	0.16	-	0.09	-	-	-

а различия между ними заключаются в соотношениях LIL и HFS элементов, а также изотопных характеристиках [Okamura et al., 1993], что свидетельствует об определенных различиях генезиса.

По данным Nohda с соавторами [1988], для вулканических образований стадии, предшествующей раскрытию Японского моря, характерна изотопная

№ обр.	9	1	M169	M172	m7	j16	OD4	OD24
	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO <sub>2</sub>	53.31	53.41	50.81	53.85	53.95	50.93	51.01	52.14
TiO <sub>2</sub>	2.29	0.79	0.7	0.78	0.73	0.86	0.73	0.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.74	14.76	22.35	18.69	16.82	18.43	17.71	18.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	4.24	4.96	3.85	1.17	3.95	2.25
FeO	9	7.4	4.92	5.62	6.5	9.07	6.99	7.97
MnO	0.12	0.15	0.13	0.15	0.16	0.15	0.18	0.15
MgO	5.04	10.73	2.96	4.04	5.04	5.39	5.8	4.54
CaO	7.93	8.79	12.54	10.16	9.82	11.55	11.44	10.79
Na <sub>2</sub> O	3.78	2.47	1.4	1.83	1.82	1.23	1.07	1.42
K <sub>2</sub> O	1.33	0.77	0.16	0.2	0.27	0.17	0.13	0.2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0.05	0.04	0.06	0.06	0.07	0.08
H <sub>2</sub> O*	-	-	0.09	0.16	0.64	0.49	1.29	0.96
H <sub>2</sub> O'	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.56	99.27	100.36	100.48	99.66	99.52	100.48	99.51
Rb	10	35.6	1.1	1	3.9	1.6	4	6.3
Ba	515	253	-	-	-	-	-	-
Sr	663	878	193	187	184	204	183	218
Ni	49.6	250	-	-	-	-	-	-
Co	35.8	48.5	-	-	-	-	-	-
Cr	80.9	662	-	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	181	73.3	21	32	35	35	31	36
Hf	5.9	2.57	-	-	-	-	-	-
La	-	17.99	-	-	-	-	-	-
Ce	43.8	17.13	-	-	-	-	-	-
Sm	-	2.91	-	-	-	-	-	-
Eu	-	0.57	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	1.81	-	-	-	-	-	-
Lu	-	0.14	-	-	-	-	-	-
Nb	13	3.6	2.1	2.2	5.1	2.7	2	1.5
Y	27.7	13.5	15	16	17	22	18	21
Th	1.1	1.35	-	-	-	-	-	-
Sc	31.3	26.2	-	-	-	-	-	-
Cs	3.1	17.34	-	-	-	-	-	-

Примечание. 1-6, 12-14 – четвертичные, фронтальная зона [Yoshida, Aoki, 1984; Fujinawa, 1988]; 7-11 – четвертичные, тыловая зона [Yoshida, Aoki, 1984]; 15, 16 – ранне-(2) и позднемиоценовые (4) лавы северо-запада Хоккайдо [Okamura, 1987]; 17-19 – олигоценовые вулканиты о-ва Окушири (19 – высокомагнезиальный андезит) [Okamura et al., 1993]; 20-25 – миоценовые вулканиты [Tamura, Shuto, 1989].

зональность, противоположная таковой в современных лавах Японии. С востока на запад, по мере удаления от предполагаемого вулканического фронта, происходит возрастание  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и падает  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , что типично для окраинно-континентальных структур, например запада США [De Paolo, 1981], Патагонии [Hawkesworth et al., 1979b], и, как предполагается, связано с увеличением мощности субконтинентальной литосферы по мере удаления от вулканического фронта.

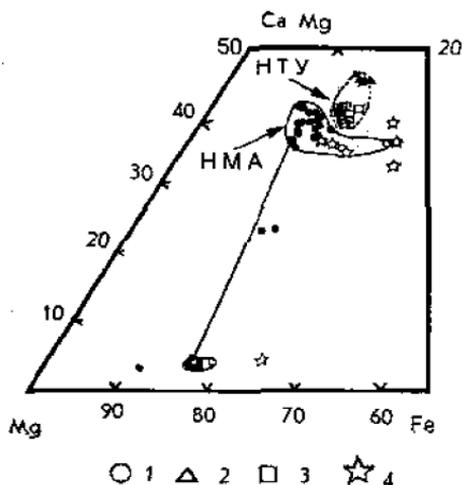


Рис. 6. Составы пироксенов из базальтов олигоценного возраста о-ва Окушири по Okamura et al. [1993].

1 – высокомагизальные андезиты (HMA); 2,3 – высокотитанистые вулканиты (HVT); 4 – низкотитанистые лавы. Залитые знаки – составы фенокристов. Тонкие линии соединяют составы существующих минералов

Вулканизм, синхронный открытию Японского моря, изучен довольно слабо [Nohda et al., 1988]. К его продуктам относят метасоматически измененные вулканические и вулканокластические образования андезитового, базальтового и риолитового составов, объединяемых в так называемую “формацию зеленых туфов” среднего миоцена [Geology of Japan, 1991]. Их излияние и отложение происходило в морских условиях, о чем свидетельствует тесная ассоциация с глубоководными осадками (формация Нишикуросава в северной части Хонсю).

К началу вулканической деятельности, связанной с активностью современной зоны субдукции, относят формирование гиалокластитов, реже лавовых потоков базальтов, андезитов и риолитов в конце среднего–начале позднего миоцена. Извержения вулканического материала происходили из аппаратов как центрального, так и трещинного типов в пределах неглубоких морских бассейнов [Geology of Japan, 1991], причем по петрологическим особенностям породы этого возраста очень близки современным вулканитам СВ Японии. С востока на запад отмечается смена базальтов нижонитовой серии на гиперстеновую, с увеличением содержания  $\text{K}_2\text{O}$ , суммы щелочей и некогерентных элементов [Tamura, Shuto, 1989; Shuto, Yashima, 1990].

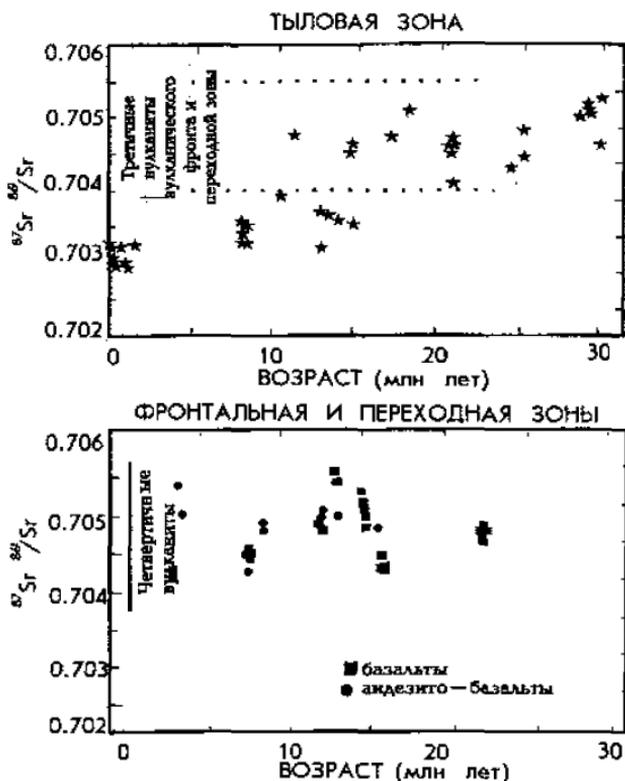


Рис. 7. Вариации изотопов Sr в зависимости от возраста вулканических пород СВ Японии [Shuto et al., 1992] (упрощеня)

Четвертичный вулканизм СВ Японии изучен наиболее детально. Большинство вулканических сооружений представлено стратовулканами, сформированными лавовыми потоками и пирокластическим материалом андезито-базальтового и дацито-риолитового андезитового составов. Редкие вулканические формы типа мааров (в. Ичиномегата) и изолированных групп моногенных вулканов приурочены к тыловодужной, япономорской части вулканического пояса и сложены более щелочными лавами. Предполагается, что их появление характеризуют участки растяжения в пределах островной дуги [Nakatani, 1977].

Вариации составов четвертичных лав СВ Японии, начиная с Куно, принято описывать в рамках поперечной петрохимической зональности островной дуги. Выделяются три вулканические серии, каждая из которых включает в себя породы основного и кислого составов: (1) низкокалиевая толеитовая; (2) высокоглиноземистая или высокощелочная толеитовая; (3) щелочная [Agiwaki, Ui, 1982]. По мере удаления от вулканического фронта наряду с увеличением щелочности закономерно меняется и минералогический состав эффузивов. Для толеитов

фронтальных зон характерно присутствие в основной массе пижонита в ассоциации с авгитом, тогда как в основной массе высокоглиноземистых базальтов преобладает ортопироксен (гиперстеневая серия по Куно). Для щелочных базальтов типичны реакционные взаимоотношения между оливином и клинопироксеном и отсутствие в парагенезисе низкокальциевых пироксенов. Одновременно с ростом содержания  $K_2O$  с востока на запад увеличиваются концентрации  $P_2O_5$ , Ba, Sr, Rb, U, Th, Cs, Hf. Содержания LREE возрастают при низких вариациях концентраций HREE, Y, Nb, Zr [Fujimaki, 1977].

Считается, что для толеитов фронтальных частей островной дуги характерны высокие ликвидусные температуры, низкие содержания  $H_2O$  и низкая величина фугитивности кислорода, а также значительное влияние оливинового фракционирования на состав [Yoshida, Aoki, 1984]. Кроме того, по сравнению с субщелочными лавами тыловой зоны, они обогащены радиогенным Sr (рис. 7).

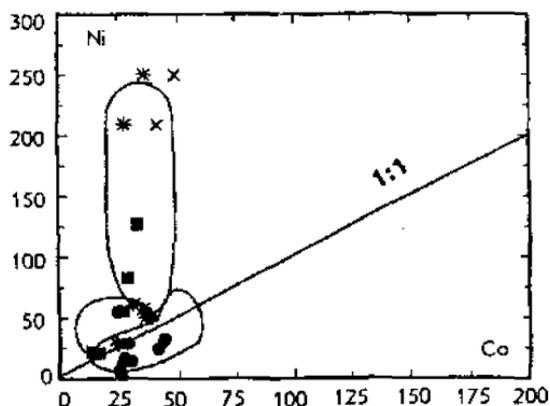


Рис. 8. Соотношение Ni-Co в различных типах базальтов СВ Японии. Условные обозначения см. на рис. 5

При решении вопросов генезиса магматических образований важное значение придается особенностям вариации изотопных характеристик. Если для базальтов фронтальных частей значения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения остаются практически постоянными (0,70411–0,70546), начиная с третичного периода, то в соответствующих породах тыловых зон отмечается резкое увеличение степени деплетированности в отношении радиогенного Sr (от 0,7041–0,7055 до 0,7040–0,7029) в интервале 15 млн лет (рис. 7). Этот факт, по мнению ряда авторов [Nohda et al., 1988; Shuto et al., 1992; и др.], свидетельствует о влиянии на состав тыловодужных базальтов деплетированного мантийного диапира, внедрение которого связано с раскрытием котловины Японского моря.

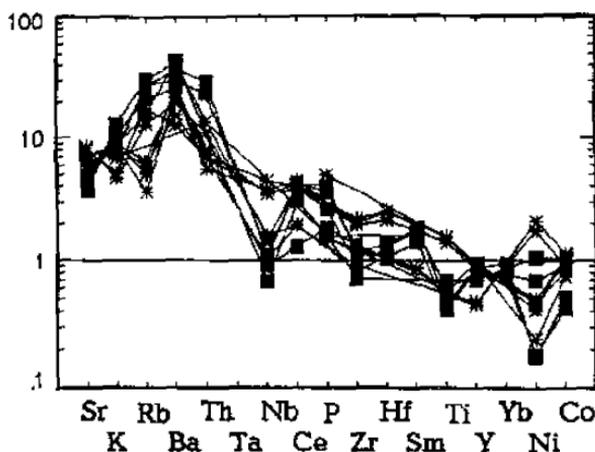


Рис. 9. Распределение микроэлементов в базальтах стадии, предшествующей раскрытию Японского моря и тыловых зон современного пояса СВ Хонсю. Нормализовано к среднему MORB [Pearce, 1983]. Условные обозначения см. на рис. 5. Источник данных : Okamura et al. [1993]; Yishida, Aoki [1984]

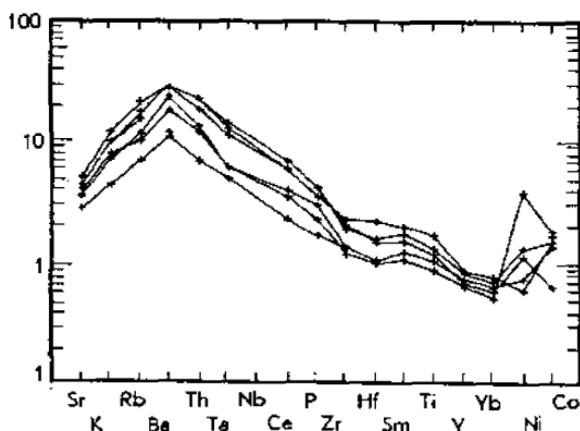


Рис. 10. Нормализованные к среднему океаническому базальту [Pearce, 1983] содержания микроэлементов в платоэффузивах ЮЗ Японии по данным Nakamura et al. [1989, 1990]

Суммируя данные по островодужному магматизму Японии, важно акцентировать внимание на отличиях базальтов вулканического фронта и тыловых зон, которые недостаточно четко изложены в литературе. Те и другие различаются между собой не только содержаниями калия, некогерентных и ряда когерентных микроэлементов, но и соотношениями радиогенных изотопов. Наиболее отчетливо эти различия проявляются на диаграммах Ni-Co (рис. 8) и Zr/Y-Zr (рис. 5), причем в ряде случаев фигуративные точки тыловодужных эффузивов попадают в поля внутриплитных лав. Отличия в формах графиков

Содержание петрогенных (в мас.%) и микроэлементов (в г/т) в платобазальтах юго-западной Японии по [Nakamura et al., 1990]

№ обр.	TK-3	TK-15	TK-24	TK-2	TK-7	TK-8	A-8
SiO <sub>2</sub>	50.2	26.73	45.52	47.66	51.26	50.5	43.76
TiO <sub>2</sub>	1.15	2.59	1.89	1.47	1.24	1.44	2.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.47	15.65	13.13	18.6	16.99	17.57	14.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.78	12.36	11.31	9.4	9.97	11.1	10.53
MnO	0.11	0.16	0.18	0.13	0.15	0.14	0.16
MgO	8.87	8.08	12.18	6.18	6.74	7.03	7.68
CaO	8.93	8.92	11.27	10.47	8.54	9.06	8.95
Na <sub>2</sub> O	3.64	2.96	2.57	3.02	3.19	2.93	2.47
K <sub>2</sub> O	1.6	1.82	1.31	0.67	0.99	0.37	1.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.53	0.63	0.53	0.4	0.5	0.2	0.52
Rb	19.7	36.5	36.2	15.2	13.4	5.1	46
Ba	870	560	560	340	260	770	1370
Sr	1700	730	570	740	530	370	670
Ni	190	140	260	45	110	150	130
Co	34.3	47.4	49.9	33.7	35	46	37.8
Cr	260	190	450	100	160	110	210
Zr	150	250	160	110	220	100	200
Hf	2.5	5.3	3.6	2.4	4.1	2.3	13.8
La	50.4	36	34.7	17.5	23.5	10.4	32.1
CE	97.7	75.4	71.6	34.2	54.9	23.2	69.5
Nd	39.6	37	32.6	17.8	24.2	14	30.39
Sm	5.91	7.38	6.53	3.75	5.95	3.59	6.01
Eu	1.48	2.41	1.97	1.17	1.59	1.29	2
Tb	0.39	0.89	0.92	0.53	0.89	0.62	0.8
Yb	1.49	1.91	1.95	1.77	3.46	1.17	1.62
Y	12.6	23.4	23.5	16.1	31.6	16.9	21.3
Ta	0.5	2.8	2.3	0.8	0.5	0.7	3
Th	5.32	4.73	5.1	2.12	2.32	1.27	5.78
Sc	20.4	21.9	33.2	28.1	31.4	20.4	22

распределения микроэлементов на спайдердиаграмме Пирса (рис. 9) заключаются в меньшей глубине Ta-Nb минимума в тьловодужных базальтах. Следует отметить также близость нормализованных к среднему MORB составов базальтовых тьловых зон современной островодужной системы и пород эоценмиоценового возраста, стадии, предшествующей раскрытию Японского моря.

Наряду с островодужными, на юго-западе о-вов Хонсю и Кюсю выделяется плиоцен-плейстоценовый комплекс платоэффузивов с внутриплитными геохимическими характеристиками [Nakamura et al., 1989, 1990]. В пределах СЗ Кюсю их распространение контролируется разломами СВ-ЮЗ направления, а на юге Хонсю они формируют небольшие по площади поля, сложенные преимущественно щелочными базальтоидами, содержащими большое количество ультраосновных ксенолитов. Все типы платобазальтов характеризуются значениями соотношений радиогенных изотопов, близкими к таковым

для континентальных щелочных лав, например Кении, провинции Бассейнов и Хребтов, плато Колорадо. Важной геохимической особенностью платобазальтов ЮЗ Японии является слабая обогащенность Ва, Rb, К (табл. 3, рис. 10), что рассматривается как свидетельство метасоматической переработки мантийного источника за счет дегидратации и/или плавления субдуцирующей Тихоокеанской плиты [Nakamura et al., 1989, 1990].

Для понимания истории формирования Азиатской окраины, по крайней мере в кайнозой, важное значение имеют данные по *Японскому морю*. Время его формирования трактуется неоднозначно (от 90 до 10 млн лет), но в настоящее время многими исследователями начало этого события относится к среднему миоцену (см. главу 4, раздел 4.1.1).

Геологическое строение Японского моря достаточно сложное [Съедин, 1986]. Структуры его западной части (шельф и материковый склон) представляют собой продолжение структур Корейского полуострова и Приморья, преимущественно докембрийской, палеозойской и мезозойской стабилизаций. Палеозойскими и мезозойскими породами сложены так же возвышенности Северного замыкания Центральной (Японской) котловины, центральной и юго-восточной частей моря ("Витязя", Алпатова, Ямато, Пржевальского, Оки и др.). Восточная и северо-восточная части Японского моря представлены преимущественно мезозойскими и кайнозойскими структурами. Глубоководные котловины Центральная (Японская), Хонсю (Ямато) и Цусимская, по мнению большинства геологов, представляют собой новообразованные структуры, возникновение которых относят к концу мезозоя. Хотя линейные магнитные аномалии в их пределах проявлены слабо, пять небольших по протяженности осей симметрии ВСВ-ЗЮЗ-направления наблюдаются в Центральной котловине и СВ-ЮЗ-в котловине Хонсю, что свидетельствует об их образовании в результате рассеянного спрединга [Lallemand, Jolivet, 1985].

Наиболее детально изучена петрология магматических пород, драгированных с возвышенных частей морского дна, но сравнительно недавно были опубликованы результаты исследования базальтов котловин Хонсю и Центральной, вскрытых скважинами глубоководного бурения [Cousens, Allan, 1992; Kaneoka et al., 1992 и др.].

Для окраинно-морских бассейнов считаются типичными значительные вариации составов основных вулканитов и их переходные геохимические характеристики, включающие в себя признаки как типично островодужных, так и океанических толеитов [Wilson, 1991]. Японское море не является исключением. По данным В.Т. Съедина [1986], здесь выделяются четыре формационно-геохимические типа толеитовых базальтов: (1) континентальные, (2) островодужные, (3) окраинно-морские и (4) океанические. Первые два развиты соответственно на материковом склоне Южного Приморья и крупных подводных возвышен-

ностях (Ямато и Японо-Сахалинских борделенд), представляющих собой погруженные части континентальных и островодужных структур. Крайне-морские толеиты характерны для возвышенностей глубоководных котловин и наложенных построек в краевых частях поднятий Ямато, Ното и Восточно-Корейской. Повышенные содержания глинозема, щелочей и высоконеогерентных элементов сближают эти породы с островодужными вулканитами, тогда как высокие концентрации сидерофилов и особенности составов минералов – с океаническими базальтами.

Породы, выделяемые В.Т. Съединым в группу океанических толеитов, служат основанием глубоководных котловин и наряду с крайне-морскими базальтами являются самыми молодыми образованиями Японского моря. Скважины глубоководного бурения позволяют сделать вывод о геологическом строении только верхней (около 300 м) части разреза этих пород. Наиболее представительным является разрез, вскрытый скважиной 794D [Poucllet, Bellon, 1992]. Здесь выделяются три лавовых комплекса: верхний (UVC), средний (MVC) и нижний (LVC). Породы первого представлены потоками с возрастом 22–17 млн лет. По геохимическим особенностям они близки к внутриплитным толеитам, отличаясь от них пониженными концентрациями Nb и Ti. Нижний вулканический комплекс представлен силлами, возраст которых, по данным  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  метода, оценивается в 16,75–14,12 млн лет. По составу они близки к обогащенному типу MORB, отличаясь небольшой деплетированностью в отношении Nb и обогащенностью Rb и Th. Присутствие двух геохимических различных типов пород в пределах одного разреза, по мнению [Poucllet, Bellon, 1992], свидетельствует о двух различных событиях в образовании Японского моря: рифтогенеза, индикаторами которого являются базальты UVC, и задугового спрединга.

Вариации изотопов Sr, Nd и Pb в базальтах глубоководных котловин более значительны, по сравнению с островными дугами и задуговыми бассейнами Западной Пацифики, что свидетельствует об их происхождении в результате смещения деплетированного (MORB) и обогащенного (EM II) источников, причем в качестве последнего предполагаются пелагические осадки (от 0,5 до 2,5 об.%) [Cousens, Allan, 1992]. В этой связи интересно отметить, что в базальтах островов Ото и Ульиндо, а так же рядом расположенных подводных гор и возвышенностей, регистрируется EM I изотопная аномалия, причем она выражена более ярко, чем в плагиобазальтах СВ Китая и ЮЗ Японии [Taysumoto, Nakamura, 1991].

Возраст образцов базальтов из скважин глубоководного бурения, по данным  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  метода, оценивается в 15–25 млн лет [Kaneoka et al., 1992]. Наиболее древние значения характеризуют образцы скважины 795, пробуренной в северной части Центральной (Японской) котловины, а наиболее молодые – базальты скважины 797, расположенной в южной части котловины Хонсю (Ямато), что свидетельствует о более позднем времени формирования последней.

Данные абсолютных датировок рассматриваются многими авторами как подтверждение сравнительно молодого возраста раскрытия Японского моря, но поскольку аналитически изучены только наиболее верхние части базальтового разреза, в действительности они регистрируют завершающие этапы этого процесса.

## Выводы

1. В соответствии с господствующими представлениями о раскрытии Японского моря в миоцене в пределах СВ Японии выделяют три этапа магматической активности: предшествующий раскрытию ( $>16$  млн лет), синхронный (16–14 млн лет) и современный ( $<14$  млн лет).

2. Вулканические образования первого этапа рассматриваются как фрагменты домиоценового вулканического фронта Евразии, о чем свидетельствуют некоторые особенности их состава, направленность изотопной зональности и присутствие в разрезе высоко- низкотитанистых разновидностей.

3. Вариации составов базальтоидов современного этапа описываются в рамках поперечной петрохимической зональности, выраженные в росте содержания калия и большинства других некогерентных элементов по мере удаления от вулканического фронта. Для тыловодужных базальтов характерно резкое возрастание степени изотопной деплетизированности в интервале 15 млн лет, что рассматривается как результат влияния на их состав процессов, связанных с раскрытием Японского моря. Важно отметить также близость по ряду признаков этих пород к базальтам стадии, предшествующей раскрытию Японского моря.

4. Базальты плиоцен-шейстоценового комплекса платоэффузивов юго-западной Японии характеризуются внутриплитными геохимическими признаками, но, по сравнению с внутриплитными лавами типовых обстановок, обогащены Ba, Rb и Sr, что свидетельствует о вкладе субдукционного компонента в их генезис.

5. Типичной особенностью базальтов Японского моря является значительные вариации составов и переходные геохимические характеристики, включающие в себя признаки как типично островодужных, так и океанических толеитов. Изотопный состав пород рассматривается как результат смешения деплетированного (MORB) и обогащенного (EM II) источников, причем в качестве последнего предполагаются пелагические осадки (от 0,5 до 2,5 об. %). По данным  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  метода, возраст образцов базальтов из скважин глубоководного бурения оценивается в 15–25 млн лет.

## 3.2. Камчатка

### 3.2.1. Краткая геологическая характеристика

Камчатку и цепь Курильских островов обычно рассматривают как единую островодужную систему, но тектоническая позиция полуострова более сложная. На юге его структуры продолжают тектоническую систему Курильской островной дуги; на севере – переходят в Корякскую складчатую область, находящуюся в стадии орогенеза; с востока к ней примыкает Алеутская островная дуга. Все это находит отражение в сложном геологическом строении полуострова, где наряду с типичными островодужными тектоническими элементами (глубоководный желоб, внешняя невулканическая и внутренняя вулканическая дуги) принимает участие и ряд нестандартных структурных образований (рис. 11), таких как вулканический пояс Срединного хребта, Центрально-Камчатская депрессия, Малково-Петропавловская зона поперечных разломов [Леглер, 1977; Пополитов, Вольнец, 1981 и др.]. Учитывая эти данные, а также континентальный тип земной

коры, ряд исследователей в последнее время [Volynets, 1992; Perepelov, Antipin, 1992; Вольнец, 1993] предполагают определенное сходство геологической структуры Камчатки с активной континентальной окраиной.

Начало формирования островодужной системы приходится на поздний олигоцен–ранний миоцен, но все черты, присущие островной дуге в тектоническом понимании этого термина, включая глубоководный желоб и сопряженные с ними пояса наземного вулканизма, она приобрела только в конце миоцена–начале плиоцена после заложения северного отрезка Курило-Камчатского глубоководного желоба [Петрология и геохимия..., 1987]. Основные геолого-геофизические параметры этой системы следующие: угол наклона субдуцирующей плиты –  $45\text{--}50^\circ$ ; угол схождения литосферных плит –  $85\text{--}90^\circ$ ; рассто-

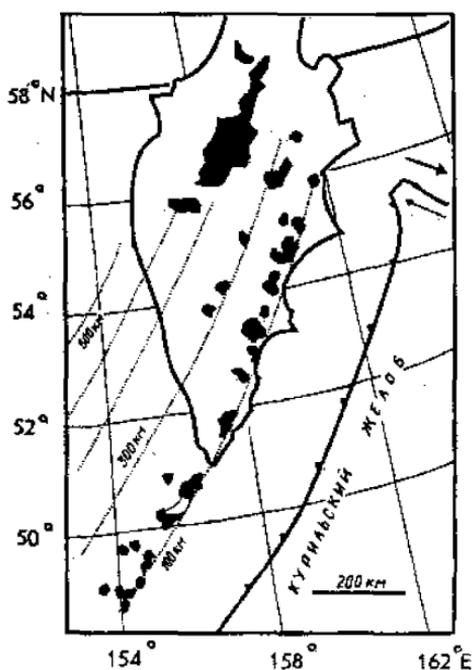


Рис. 11. Распределение четвертичных вулкаников в трех вулканических дугах Камчатки по Е.Н. Эрлиху [1974]

яние от глубоководного желоба до вулканического фронта, измеренное по направлению движения Тихоокеанской плиты – 180–210 км; мощность земной коры – 36–46 км. При этом мощность “гранитного” геофизического слоя невелика и лишь под вулканическим поясом Центральной депрессии и Срединного хребта соответствует континентальной [Авдейко и др., 1987; Волюнец, 1993; и др.].

На территории Камчатки локализовано несколько вулканических поясов или зон северо-восточного простирания: Срединная, совпадающая с большей частью Срединного хребта; Центральная, приуроченная к Центральному грабену, Восточно- и Южно-Камчатская. По мнению ряда исследователей, Южно-Камчатская зона представляет собой северное окончание Курильского сегмента островной дуги [Шанцер, Шапиро, 1984].

Общая протяженность вулканического пояса Срединного хребта (СХ) составляет 450 км. Плиоцен-четвертичные эффузивы здесь наследуют вулканизм олигоцен-миоценового возраста и по существующим представлениям уже в позднем миоцене или раннем плиоцене потеряли связь с субдукционным процессом, поскольку в это время отмерла соответствующая этому поясу зона субдукции [Леглер, 1977, Волюнец, 1993]. В истории формирования современного пояса Срединного хребта выделяются два крупных этапа вулканической активности [Кожемяка и др., 1975]. Первый начался в раннечетвертичное время с развития комплекса платоэффузивов и формирования крупных щитовых и щитообразных вулканов. В среднечетвертичное время образуются вулканические центры, сложенные хорошо дифференцированными (от базальтов до риолитов) лавовыми сериями с ярко выраженным эксплозивным характером извержений. В южной части зоны в это время формируются центры кислого вулканизма (Ича, Хангар). В позднелайстоцен-голоценовое время проявился второй этап вулканической активности. Вулканизм зоны приобретает характер массовых излияний недифференцированных базальтов, которые формируют щитовые вулканы, близкие к исландскому типу. Одновременно, на западном склоне Срединного хребта, происходит образование ареальной зоны шлаковых конусов, сложенных, в основном, базальтами и андезито-базальтами.

Вулканы Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) находятся в зоне плавного воздымания земной коры по направлению к океану, которая по своему строению относится к континентальному типу. По данным С.Т. Балесты [1981], в районе Ключевской группы вулканов мощность “базальтового” слоя достигает 10–12 км, а “гранитного” – 12–13 км в Западной части района и 8–10 км – в восточной.

Вулканические образования ЦКД наложены на невулканические структуры и начали развиваться с позднего миоцена–раннего плиоцена. Четвертичный вулканизм наиболее широкое распространение получил в

центральной части, где выделяются три вулканические группы: Ключевская, Харчинская и вулканический массив Швелуч. Ключевская группа вулканов развивается на огромном лавовом щите, сложенном преимущественно субщелочными базальтами и андезито-базальтами. Продукты эксплозивно-эффузивных извержений более молодых стратовулканов также характеризуются главным образом базальтовым составом. Исключение составляют андезитовые вулканы Безымянный, Удина и Зимина сопка. Харчинская группа вулканов представлена двумя небольшими вулканическими постройками — Харчинской и Заречной, для которых также характерен эффузивно-эксплозивный базальтовый вулканизм. Вулканический массив Швелуч состоит из двух крупных сооружений: стратовулкана Старый ( $Q_3$ ) и Молодой Швелуч ( $Q_{IV}$ ). Для древней постройки типичен эксплозивно-эффузивный базальт-андезито-базальтовый и частично андезитовый вулканизм, тогда как для молодого конуса свойственны исключительно эксплозивно-экструзивные андезитовые извержения.

Ширина вулканической зоны Восточной Камчатки, расположенной между горстантиклиналями полуостровов Восточного побережья (Шилгунского и Кроноцкого) и Восточного хребта, достигает 50–60 км. Для нее характерны значительные перепады мощности земной коры, которая по своему строению относится к континентальному типу. При этом мощность “гранитного” слоя не превышает 6 км, а “базальтового” — 12 км.

Зона Восточной Камчатки является крупной наложенной структурой, в основании которой картируются невулканические образования и базальты с внутриплитной геохимической спецификой [Волынец и др., 1990; Волынец, 1993]. Формирование структуры началось в ранчетвертичное время, а в современном виде она представляет собой аккумулятивное плато с многочисленными стратовулканами. По особенностям тектонического строения, типу и характеру вулканизма выделяются три участка. В пределах Авачинско-Жупановского расположены гигантские, существенно пирокластические стратовулканы, в строении которых принимают участие главным образом андезиты и андезито-базальты, но иногда отмечается широкое развитие основных (Корякский) или, наоборот, кислых пород (Аак и Арий). Для Карымско-Узонского участка характерно наличие крупных вулкано-тектонических депрессий и кальдер, с которыми связаны обширные поля игнимбритов и андезито-дацитовых пемз. В пределах Кроноцко-Гамчинского участка формируются существенно лавовые страто- и щитовые вулканы, сложенные в основном базальтами и андезито-базальтами.

Южно-Камчатская зона приурочена к Южно-Камчатскому блоку, отделенному от остальной его части Малково-Петропавловской зоной поперечных нарушений. Ее протяженность около 170 км, ширина — 30–90 км. В составе зоны выделяются три линейные подзоны: Восточная, Центральная и Западная

[Долгоживущий..., 1980]. Восточная в основных чертах похожа на Восточно-Камчатский вулканический пояс. Здесь сосредоточены крупные стратовулканы и сложнопостроенные вулкано-тектонические депрессии, выполненные дифференцированными базальт-андезитовыми сериями. Центральная подзона представляет собой опущенную часть Южной Камчатки с ареальным базальтовым вулканизмом и вулканическими аппаратами в виде шлаковых конусов, мелких щитовых и конусовидных вулканов. По этим признакам она сопоставима с некоторыми районами Срединного хребта и ЦКД [Долгоживущий..., 1980]. Вулканизм Западной подзоны связан плавным образом с активностью щитовых вулканов, которые весьма сходны по морфологии и характеру извержений (преимущественно базальтовые лавы) с вулканами западной части Срединного хребта, уступая последним по масштабу и сложности вулканических процессов. Ряд исследователей, в частности В.А. Ермаков [Очерки..., 1987], учитывая сходные геологические условия проявления магматизма, включают Западную подзону Южной Камчатки в состав ЦКД (см. рис. 12).

На происхождение сложного структурного плана полуострова существуют различные точки зрения. По мнению В.А. Леглера [1977], Камчатка испытала два этапа островодужного магматизма. На первом, в результате активности олигоцен-миоценовой островной дуги, был образован вулканический пояс Срединного хребта. Затем, вследствие смещения 7 млн лет назад зоны субдукции на восток, началось формирование вулканического пояса Восточной Камчатки, а в тылу его в результате изостатического опускания – ЦКД. Продолжение вулканической активности в Срединном хребте в этот период объясняется автором “инерционностью” вулканических процессов по отношению к тектоническим движениям.

Согласно точке зрения, впервые высказанной В.А. Ермаковым [Очерки..., 1987], сложность современной структуры Камчатки отражает влияние на ее развитие двух противоположных тектонических режимов: орогенеза и рифтогенеза. Центральная-Камчатская депрессия, мощность четвертичных отложений в пределах которой достигает 0,3–0,6 км, рассматривается как типично рифтовое образование. Совместно с грабеном пролива Литке на севере и Большерецким на юге ЦКД образует систему рифтовых депрессий северо-восточного простирания, протяженностью около 1000 км, смыкающуюся на юге с Курильской глубоководной котловиной. Соответственно, вулканизм, проявленный в их пределах, трактуется как рифтогенный, о чем свидетельствует и часто ареальный характер излияния базальтов. В то же время по своим геохимическим показателям последние относятся к островодужной геохимической группе [Волынец и др., 1987, 1990, Волынец, 1993], причем какие-либо признаки, отличающие их от лав вулканического фронта, а, следовательно, подтверждающие их рифтогенную природу, не отмечаются.

В действительности же различия существуют, о чем свидетельствуют данные детального петрологического исследования базальтоидов двух рядом расположенных вулканов Южной Камчатки – Мутновского и Горелого.

### *3.2.2. Геологическая и петрологическая характеристики базальтов Мутновского вулканического поля*

Вулканы Горелый и Мутновский (рис. 12) расположены в пределах Мутновского вулканического поля вблизи северной границы Южно-Камчатской зоны на стыке ее Восточной и Центральной подзон. Интенсивная вулканическая деятельность продолжается здесь с олигоцена. На первых этапах произошло формирование олигоцен-среднеэоценовой анавгайской и плиоценовой алнейской базальт-липаритовых серий. Начало современного этапа (плейстоцен-голоцен) связывают с излиянием нижнечетвертичных базальтов Жировского палеовулкана и формированием древних построек вулканов Горелый и Мутновский.

Вулкан Горелый относится к типу сложных кальдерных построек, в строении которого принимают участие как древний ( $Q_{1,3}$ ), так и современный ( $Q_4$ ) вулканические конуса. Фрагменты щитового вулкана “Пра-Горелый” картируются на юге за пределами современной постройки и сложены главным образом базальтами и андезито-базальтами низкой или умеренной щелочности [Долгоживущий..., 1980; Мартынов, Чащин, 1990]. В конце четвертичного времени, в результате катастрофического извержения огромной массы кислой пирокластики, древний щитовой вулкан был разрушен, а на его месте образовалась крупная кальдера и обширное игнимбритовое плато площадью около 500 км<sup>2</sup>. В центре кальдеры затем сформировалась современная вулканическая постройка, представляющая собой вулканический хребет субширотного простирания, осложненный многочисленными шлаковыми конусами и включающий в себя фрагменты древнего щитового вулкана.

Вулкан Мутновский – это сложно построенное вулканическое сооружение, состоящее из четырех слившихся конусов, строение и история формирования которых в настоящее время недостаточно хорошо изучены. Среди лавовых образований преобладают базальты и андезито-базальты низкой или (реже) умеренной щелочности. Более кислые по составу породы (андезиты, андезито-дациты, дациты) картируются на северо-западном склоне, слагая небольшие по размерам экструзивные тела голоценового возраста.

По петрографическим особенностям среди базальтов и андезито-базальтов вулкана Горелый выделяются оливин- и ортопироксенсодержащие петрогра-

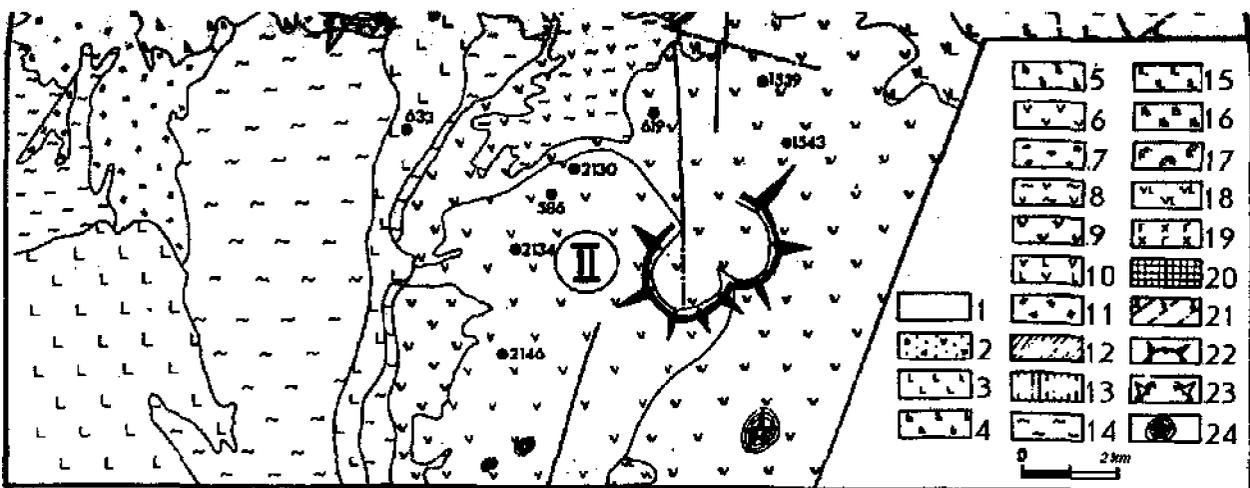
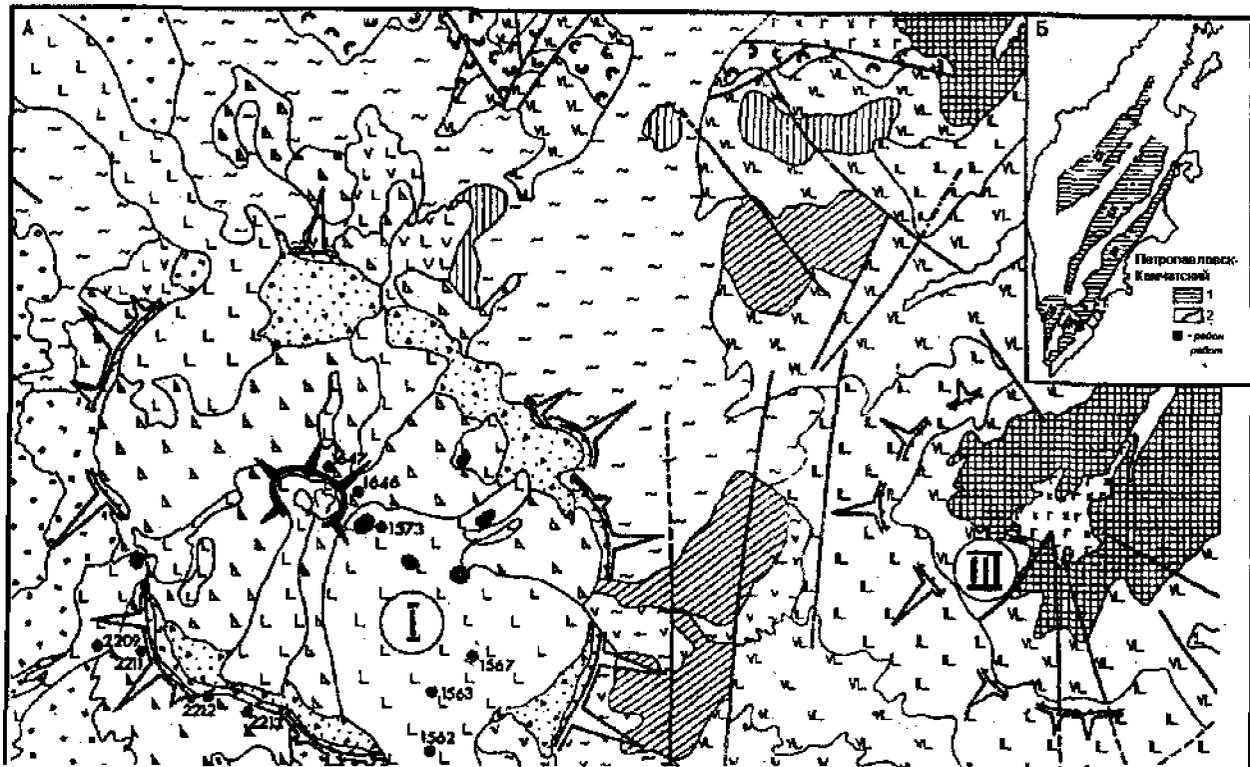


Рис. 12. Схематическая геологическая карта Мутновского вулканического поля по Вакину и др., [1986]; Кирсанову, Мелекесцеву [1991] с дополнениями автора.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – пирокластические отложения кальдеры влк. Горелый (Q<sub>1</sub>); 3 – базальты, андезито-базальты и шлаки влк. Горелый (Q<sub>2</sub>); 4 – то же (Q<sub>1</sub>); 5 – базальты начальной стадии формирования современной постройки влк. Горелый (более 10000 лет назад); 6 – базальты и андезито-базальты влк. Мутновский (Q<sub>2</sub>); 7 – ледниковые и водо-ледниковые отложения (Q<sub>2</sub>); 8 – игнимбриты и пемзокластические туфы дацитового состава влк. Мутновский (Q<sub>2</sub>); 9 – базальты, андезито-базальты влк. Мутновский (Q<sub>2</sub>); 10 – базальты и андезито-базальты влк. Горелый (Q<sub>2</sub>); 11 – экзтрузии андезито-дацитового и липаритового составов, связанные с образованием кальдеры влк. Горелый; 12 – базальт-липаритовый комплекс хребта Двухгорбая - Скалистая - Каменная (Q<sub>2</sub>); 13 – экзтрузии дацитов, риолито-дацитов, риолитов (Q<sub>2</sub>); 14 – игнимбриты и пемзокластические туфы андезито-дацитового состава влк. Горелый (Q<sub>2</sub>); 15 – базальты, андезито-базальты и туфобрекчи влк. Жировского (Q<sub>2</sub>); 16 – туфы и лавовые потоки основного состава влк. Горелый (? (Q<sub>2</sub>); 17 – экзтрузии липарито-дацитового и липаритового составов (N<sub>1</sub>); 18 – лаво-пирокластические образования базальт-липаритового состава алнейской серии (N<sub>1</sub>); 19 – интрузии диоритов, габбро-диоритов (N<sub>1</sub>); 20 – вулканогенно-осадочные отложения березовской и асачинской свит (N<sub>1</sub>, P); 21 – тектонические нарушения достоверные (а), предполагаемые (б) и скрытые под более молодыми образованиями (в); 22 – кратеры и кальдеры древних вулканов; 23 – кратеры действующих вулканов; 24 – шлаковые конуса.

Цифрами на карте показаны вулканы: Горелый (I), Мутновский (II) и Жировской (III).

На врезке: схема вулканических зон Камчатки [Очерки, 1987].

I – вулканические зоны: СХ – Срединного хребта, ЦК – Центральнo-Камчатской депрессии, ВК – Восточной Камчатки, ЮК – Южной Камчатки; 2 – основные

разломы

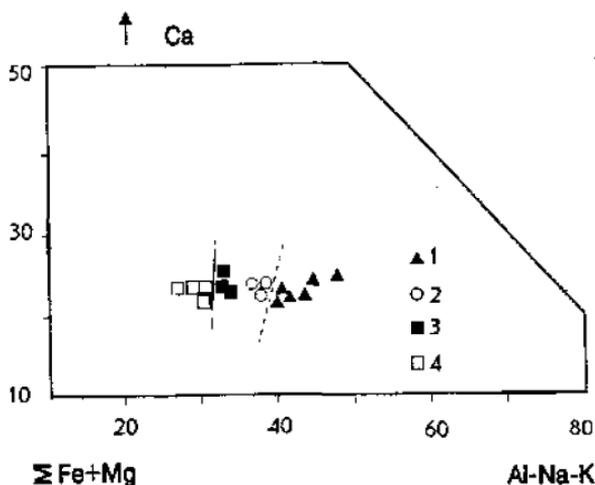


Рис. 13. Диаграмма Ca-(Al-Na-K)-Fe+Mg для базальтов и андезитобазальтов вулканов Мутновский (1,2) и Горелый (3,4).

Залитые знаки - породы, содержащие низкокальциевые пироксены во вкрапленниках или в основной массе [Мартынов, Чащин, 1989]

фические разновидности, причем присутствие пироксена в виде вкрапленников типично для пород с относительно высоким содержанием глинозема и кремнезема (рис. 13). Преобладающим минералом всех типов лав является плагиоклаз. Для фенокристов характерны свежий облик, отчетливая зональность и резорбированные промежуточные зоны. Состав колеблется от лабрадора в ядрах фенокристов до олигоклаза в краевых зонах и микролитах основной массы. Вкрапленники клинопироксена (авгита) слабозональны и, как правило, отчетливо сдвойникованы. Часто содержат многочисленные включения титаномагнетита. Оливин (до 10 об.%) зонален, с колебаниями составов от хризолита в ядрах фенокристов до гиалосидерита в краевых зонах и микролитах. Для ортопироксенов характерна слабая зональность и реакционные взаимоотношения с оливином.

Структуры основной массы варьируют от гиалопилитовой до толеитовой. Среди микролитов преобладает слабозональный плагиоклаз. Темноцветные минералы представлены субкальциевым авгитом, пижонитом и титаномагнетитом.

Среди базальтов и андезитобазальтов Мутновского вулкана выделяется несколько разновидностей, но наибольшим распространением пользуются лавы с плагиоклаз-оливин-клинопироксеновым парагенезисом минералов-вкрапленников. Преобладает плагиоклаз, представленный как крупными (до 1,5 мм) табличными кристаллами, так и микрофенокристами. Зональность проявлена отчетливо, с колебаниями составов от лабрадора в центральных до андезина в краевых зонах, причем высокоосновные ядра крупных фенокристов.

представляющих собой, видимо, ксенокристы, часто резорбированы и содержат многочисленные включения основной массы. Оливин (до 8 об.%) по составу отвечает хризолиту и, как правило, замещен агрегатом вторичных минералов. Клинопироксен (авгит) представлен мелкими, зональными, иногда слабо опацифицированными кристаллами. В некоторых образцах совместно с ними присутствуют редкие зональные вкрапленники ортопироксена. Для базальтов и особенно андезито-базальтов характерны крупные обособления рудного минерала с признаками структурного распада.

Структура основной массы гиалопилитовая, реже толеитовая. Микролиты представлены плагиоклазом, клинопироксеном, реже ортопироксеном, пиконитом и рудным минералом.

Плагиоклаз-пироксеновые базальты и андезито-базальты в пределах Мутновского вулкана пользуются относительно небольшим распространением, отличаясь от ранее описанных пород высокими содержаниями ортопироксена (до 7–8 об.%) и практически полным отсутствием оливина. Единичные реликты этого минерала, как правило, окружены реакционной клинопироксеновой “короной”.

Состав плагиоклазов в базальтах и андезито-базальтах влк. Горелый колеблется от 68 до 50 моль% An, хотя в основной массе некоторых образцов встречаются кристаллы с аномально низкими содержаниями анортитовой молекулы (до 22 моль%, табл. 4). С ростом кислотности минерала в нем закономерно возрастает содержание ортоклазового минала и незначительно увеличивается концентрация железа (от 0,85 до 1,36 мас.%).

Основные вулканы Мутновского влк., по сравнению с ранее описанными базальтами влк. Горелый, характеризуются более высокой основностью плагиоклаза (до 86 моль% An) и более значительными колебаниями составов даже в пределах одного зерна (до 30 моль% An). Содержание ортоклазовой молекулы (0,14–2,52 моль%) несколько ниже, что, видимо, является следствием различия составов сравниваемых пород. Содержание FeO не превышает 2,8 мас. % и прямо коррелирует с содержанием альбитового минала.

В основных лавах влк. Горелый железистость оливина колеблется в пределах 15–51 моль% Fa, закономерно возрастая к краевым зонам фенокристов (табл. 5). Аналогичная закономерность наблюдается для  $Al_2O_3$  (от 0,1 до 0,43 мас.%) и обратная – для CaO (от 0,35 до 27 мас.%).

Оливины из базальтов и андезито-базальтов Мутновского вулкана отличаются большей магнезиальностью и менее значительными колебаниями составов (23–37 моль% Fa). Содержание  $TiO_2$ , CaO и  $Al_2O_3$  ниже, чем в соответствующих минералах базальтов влк. Горелый, причем концентрации последних двух элементов закономерно возрастают к краевым зонам крупных кристаллов.

Состав плагиоклаза (мас.%) в базальтах и андезито-базальтах  
вулканов Мутновский и Горелый

№ обр.	ЮМ1542 (с)	ЮМ1542 (г)	ЮМ1542 (с)	ЮМ1542 (г)	ЮМ1542 (гр)	ЮМ2114 (с)	ЮМ1543 (с)	ЮМ1536 (с)	Ча589 (с)	Ча589 (с)	Ча589 (гр)	ЮМ2212 (с)
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	46.25	45.58	47.73	47.58	53.87	43.94	43.15	45.95	46.87	50.88	54.16	50.6
TiO <sub>2</sub>	0.02	-	0.01	-	0.03	-	-	-	-	0.02	0.07	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35.03	34.53	33.09	33.09	29.1	35.04	35.63	33.44	31.95	30.08	27.27	29.29
FeO*	0.66	0.65	0.8	0.95	1.31	0.41	0.41	0.69	0.79	1.02	1.57	1.3
MgO	0.03	0.04	0.04	0.03	0.05	-	-	-	0.06	0.19	0.09	0.03
CaO	18.32	18.6	16.65	16.31	11.71	19.18	19.5	16.98	16.09	12.92	9.76	13.09
Na <sub>2</sub> O	1.23	1.15	2.06	5.17	5.13	0.86	0.68	1.48	2.45	4.29	6.18	4.16
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0.01	-	0.01	0.06	0.07	0.13	0.29	0.33
Сумма	101.54	100.55	100.38	100.7	101.21	99.43	99.43	99.38	98.62	98.28	99.39	99.51
Or	-	-	-	-	0.05	-	-	0.39	0.4	0.74	1.62	1.87
An	89.2	89.95	81.67	80.61	55.77	92.43	94.08	86.05	78.03	62	45.85	62.3

№ обр.	ЮМ2212 (г)	ЮМ2212 (гр)	ЮМ1568 (с)	ЮМ1568 (г)	ЮМ1568 (с)	ЮМ1568 (г)	ЮМ1568 (гр)	ЮМ1568 (гр)	ЮМ2247 (с)	ЮМ2247 (г)	ЮМ2247 (гр)	ЮМ2247 (гр)
№ п/п	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO <sub>2</sub>	45.89	50.79	54.26	51.22	54.32	50.29	52.96	60.45	54.64	53.15	54.78	54.65
TiO <sub>2</sub>	-	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.1	0.59	0.03	0.05	0.05	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.12	29.49	28.06	28.55	27.57	29.71	27.76	22.29	27.92	28.02	28.12	27.1
FeO*	1.02	1.3	0.8	1.68	0.84	1.09	1.49	1.93	0.72	1.03	0.89	1.14
MgO	0.05	0.04	0.07	0.42	0.06	0.07	0.2	0.31	0.07	0.09	0.1	0.2
CaO	16.98	12.98	11.22	12.14	11	13.29	11.58	7.71	11.23	11.51	11.15	10.42
Na <sub>2</sub> O	1.61	4.44	5.21	4.26	4.79	4.08	5.54	4.97	5.37	4.99	5.28	5.65
K <sub>2</sub> O	0.11	0.28	0.4	0.16	0.29	0.2	0.38	1.74	0.55	0.48	0.48	0.63
Сумма	98.78	99.35	100.08	98.49	98.92	98.83	100.01	99.99	100.53	99.31	100.85	99.85
Or	0.65	1.56	2.23	0.98	1.74	1.12	2.03	11	3.03	2.71	2.69	3.51
An	84.8	60.8	53.12	60.55	54.97	63.59	52.51	41.08	51.98	584.52	52.41	48.7

Примечание. 1-11 - влк. Мутновский; 12-24 - влк. Горелый. С - центральная часть кристалла, г - красная часть, гр - микролиты в основной массе.

Таблица 5

Состав оливинов (мас.%) в базальтах и андезито-базальтах  
вулканов Мутновский и Горелый

№ обр.	ЮМ1542 (с)	ЮМ1542 (с)	ЮМ1538 (с)	ЮМ1547 (с)	ЮМ2114 (с)	ЮМ1550 (с)	ЮМ1515 (с)	ЮМ1515 (с)	ЮМ1517 (с)	ЮМ1517 (с)	ЮМ1513 (гр)	ЮМ1513 (гр)	ЮМ1516 (с)
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	36.81	38.04	37.72	37.05	37.93	37.52	36.8	36.53	38.26	38.07	39.37	39.97	37.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	0.01	-	0.01	0.23	-	-	-	0.92	-
FeO*	32.76	27.77	21.63	21.39	21.2	22.22	25.32	24.43	18.8	18.97	20.87	27.75	27.25
MnO	0.38	0.33	0.32	0.38	0.4	0.34	0.39	0.33	0.31	0.28	0.31	0.77	0.49
MgO	30.46	34.48	39.81	41.28	41.38	38.9	38.19	37.72	42.64	42.8	39.46	26.35	34.49
CaO	0.19	0.2	0.18	0.08	0.11	0.13	0.14	0.19	0.18	0.14	0.11	1.27	0.2
Na <sub>2</sub> O	-	-	0.05	-	-	-	0.14	-	0.02	-	-	-	0.01
Сумма	100.6	100.82	99.72	100.22	101.09	99.17	101	99.51	100.24	100.27	100.14	97.98	99.93
Fa	37.64	31.12	23.63	22.53	22.33	24.56	27.42	26.97	20.1	20.14	23.14	37.79	31.3
Fo	62.36	68.88	76.37	77.46	77.63	75.44	72.58	73.03	79.9	79.86	76.86	52.21	61.7

№ обр.	ЮМ1516 (г)	ЮМ2166 (с)	ЮМ2166 (с)	ЮМ1563 (с)	ЮМ1646 (с)	ЮМ1566 (с)	ЮМ1566 (г)	ЮМ1566 (с)	ЮМ1566 (г)	ЮМ1638 (с)	ЮМ1638 (г)	ЮМ1638 (гр)	ЮМ1638 (гр)
№ п/п	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO <sub>2</sub>	36.76	39.73	38.11	39.77	37.49	38.18	36.98	38.9	37.48	38.1	36.28	37.83	36.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	-	-	-	0.02	0.08	0.25	0.04	0.43	0.01	0.06	0.06	0.37
FeO*	32.23	20.95	26.44	14.64	26.5	25.9	38.01	24.04	31.06	21.2	29.25	23.86	30.29
MnO	0.55	0.37	0.5	0.24	0.45	0.49	0.71	0.44	0.54	0.35	0.5	0.5	0.5
MgO	31.41	39.03	36.03	45.38	36.02	34.29	25.61	36.54	30.54	40.3	33.08	37.49	32.49
CaO	0.18	0.21	0.21	0.17	0.23	0.28	0.3	0.22	0.3	0.2	0.19	0.28	0.34
Na <sub>2</sub> O	0.01	-	-	-	-	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
Сумма	101.21	100.3	101.29	100.25	100.71	99.34	101.99	100.29	100.45	100.22	99.45	100.07	100.67
Fa	36.93	23.14	29.16	15.54	29.57	30.16	45.9	27.32	36.73	23.09	33.54	26.72	34.72
Fo	63.07	76.85	70.83	84.46	70.43	69.84	54.1	72.68	63.27	76.91	66.46	73.28	65.28

Примечание. 1-14 - влк. Мутновский, базальты и андезито-базальты (6); влк. Горелый, базальты и андезито-базальты (19-26).

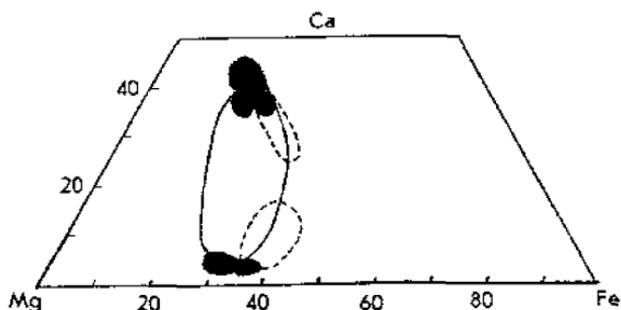


Рис. 14. Составы пироксенов в базальтоидах вулканов Горелый (сплошная линия) и Мутновский (штриховая). Заштрихованы поля составов фенокристов

**Клинопироксены** из базальтов и андезито-базальтов вулкана Горелый по составу отвечают авгиту и характеризуются относительно небольшими колебаниями волластонитового (34–40 моль%) и ферросилитового (43–47 моль%) миналов (рис. 14, табл. 6). В краевых зонах фенокристов и в минералах основной массы незначительно возрастает железистость, но заметно падает содержание кальция, вплоть до появления субкальциевых авгитов. Содержание  $TiO_2$  в центральных частях вкрапленников колеблется в пределах 0,3–0,96 мас.%, несколько возрастая к краевым зонам (0,7–1,2 мас.%). Содержание  $Al_2O_3$  при этом варьирует незакономерно (1,02–3,44 мас.%).

Согласно графическому термометру Д. Линдсли [Lindsley, 1983] кристаллизация клинопироксенов происходила при температуре 1000–1150°C.

Состав ортопироксенов из базальтов вулкана Горелый (рис. 14, табл. 7) колеблется от бронзита до гиперстена (28–36 моль%Fs). При этом содержание волластонитового компонента в фенокристаллах обычно не превышает 3–4 моль%, возрастая до 7 моль% в микролитах основной массы. Таким образом, в процессе кристаллизации пород происходит сокращение области несмеси-мости между пироксенами, что в целом более типично для пород толентовых серий [Smith, Lindsley, 1981; Мартынов, 1988].

**Клинэпироксены** из базальтов и андезито-базальтов влк. Мутновский по составу отвечают авгиту и характеризуются очень небольшим разбросом содержаний волластонитового и ферросилитового компонентов. По содержанию  $CaO$ ,  $Fe_2O_3$  и  $TiO_2$  они близки к минералам базальтов влк. Горелый, отличаясь от последних главным образом повышенной железистостью. Аналогичная закономерность наблюдается для ортопироксенов, что позволяет предполагать определяющее влияние составов родоначальных лав на железистость фемических минералов.

В процессе кристаллизации пород Мутновского вулкана происходит незначительное возрастание железистости, но заметнее падение кальциевости клинопироксенов (от 40 до 26 моль% Woll). Противоположная тенденция



Состав ромбических пироксенов (мас.%) в базальтах и андезит-базальтах вулканов Мутновский и Горелый

№ обр.	ЮМ1550 (с)	ЮМ1550 (с)	ЮМ1876 (с)	ЮМ1661 (с)	ЮМ1900 (с)	ЮМ1900 (с)	ЮМ1638 (с)	ЮМ1638 (с)	ЮМ1638 (с)	ЮМ1647 (с)
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	52.62	50.87	53.15	53.22	54.99	54.88	52.8	52.65	53.49	52.92
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.42	0.15	0.2	0.22	0.15	0.42	0.38	0.44	0.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.52	0.98	1.11	1.36	1.36	1.63	1.34	1.48	1.95	0.76
FeO	24.06	21.39	21.92	16.82	20.93	19.4	18.4	18.18	16.34	21.45
MnO	0.7	0.56	0.67	0.4	1.81	1.61	0.55	0.49	0.47	0.6
MgO	20.68	23.27	20.84	24.35	18.24	17.54	23.6	23.79	23.87	20.02
CaO	1.18	1.97	1.75	1.69	1.84	2.05	1.8	1.88	2.6	3.36
Сумма	99.85	99.5	99.59	98.18	99.15	98.74	98.97	98.95	99.29	99.58
W <sub>0</sub>	2.4	3.83	3.66	3.44	4.13	4.77	3.65	3.8	5.32	6.94
En	58.34	63.45	60.59	69.12	57.01	56.92	66.42	66.78	67.86	57.51
Fs	39.25	37.7	35.76	27.43	38.86	38.31	29.93	29.42	26.82	35.55
№ обр.	ЮМ1563 (с)	ЮМ1563 (с)	ЮМ1574 (с)	ЮМ1589 (с)	ЮМ1646 (с)	ЮМ1639 (с)	ЮМ2203 (с)	ЮМ2262 (с)	ЮМ1617 (с)	ЮМ1571 (с)
№ п/п	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	53.49	53.42	53.7	54.21	54.57	53.4	54.81	51.67	55.82	52.94
TiO <sub>2</sub>	0.37	0.29	0.3	0.36	0.36	0.38	0.39	0.38	0.34	0.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.06	0.79	1.02	0.84	0.67	0.82	0.7	0.6	0.7	0.94
FeO	20.46	20.22	20.18	18.63	17.19	20.37	18.83	19.17	18.94	19.23
MnO	0.51	0.5	0.52	1.06	0.49	0.48	0.5	0.48	0.62	0.53
MgO	22.9	23.19	23.23	24.18	23.89	22.97	22.57	25.71	22.6	23.63
CaO	2.01	2	1.89	1.53	3.13	2.05	2.04	1.82	1.48	2
Сумма	100.95	100.62	100.41	100.91	100.37	100.48	99.98	99.87	100.56	99.53
W <sub>0</sub>	4	3.97	3.75	3.03	6.24	4.07	4.22	3.44	3.06	3.98
En	63.11	63.96	64.19	66.54	66.24	63.55	65.22	68.05	65.61	65.35
Fs	32.58	32.07	32.1	30.43	27.53	32.38	30.54	28.49	31.01	30.67

Примечание. 1-6 - влк. Мутновский; 7-20 - влк. Горелый.

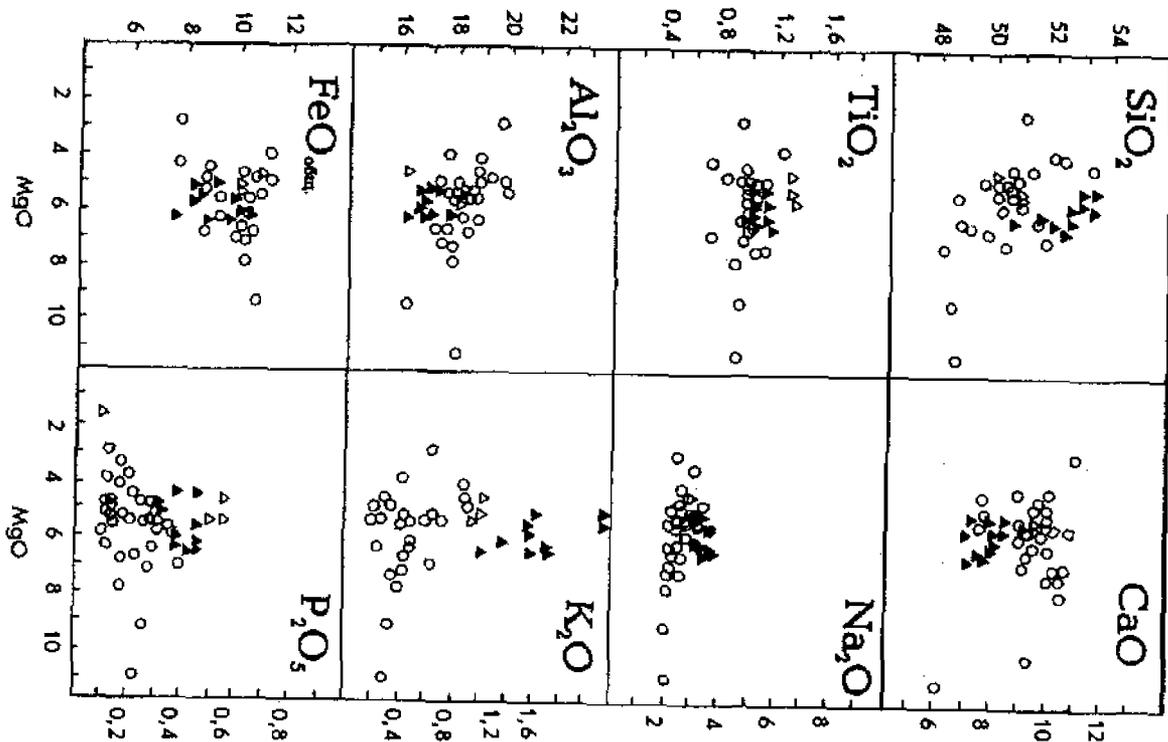


Рис. 15. Вариации содержания петрогенных элементов (мас.%) в базальтах вулканов Мутновский (1) и Горелый (2) - древние и 3 - молодые лавы современной постройки.

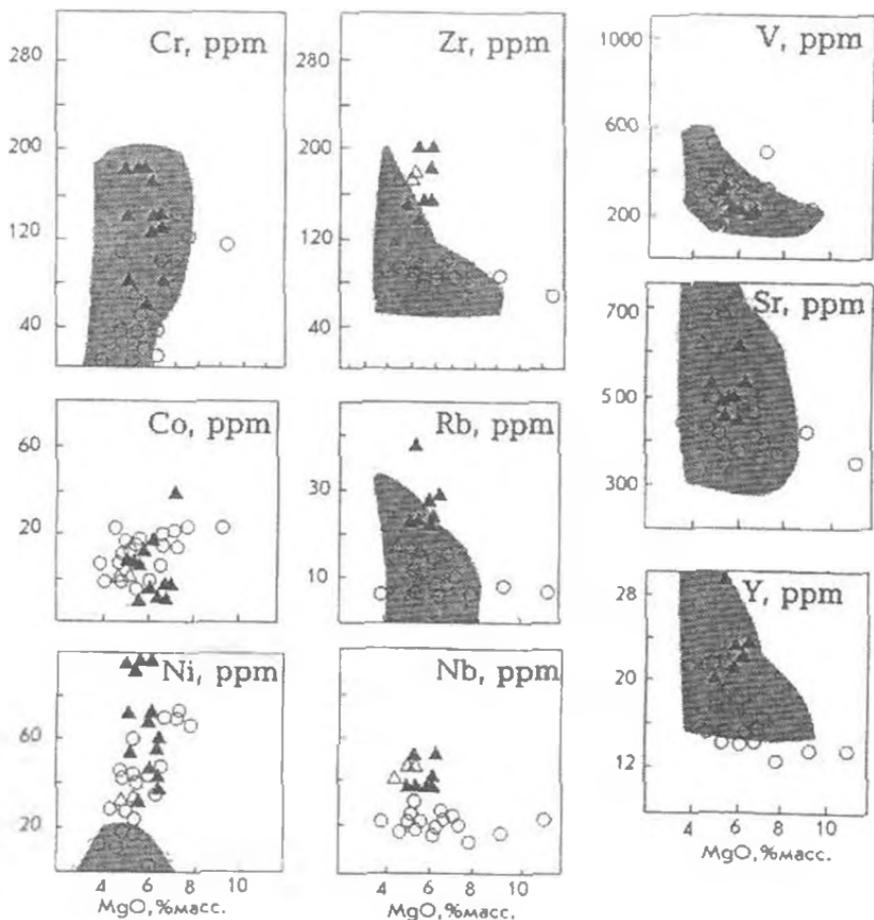


Рис. 16 Вариации содержаний микроэлементов в лавах вулканов Горелый и Мутновский. Условные обозначения см. на рис. 15. Заштрихованы поля составов высокоглиноземистых базальтов Алеутской островной дуги [Цветков, 1990; Myers, 1988]

наблюдается в ортопироксенах, что в конечном счете приводит к сокращению области несмесимости между существующими минералами.

Согласно графическому термометру Д. Линдсли кристаллизация пироксенов в базальтах вулкана Мутновский происходила при температуре 1000–1125°C.

По содержанию  $K_2O$  (0,9–2 мас.%) основные лавы влк. Горелый относятся к породам нормальной или повышенной щелочности. На классификационной диаграмме  $SiO_2$ – $FeO/MgO$  их фигуративные точки располагаются вблизи границы толеитовой и известково-щелочной серий. Содержание  $MgO$

Содержание петрогенных (мас.%) и микроэлементов (г/т) в базальтах Мутновского вулканического поля

№ обр. № п/п	2130	2146	2134	586	1515	В-5617*	619
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	49.34	48.7	49.82	50.5	50.68	51.62	52.1
TiO <sub>2</sub>	1.02	0.86	0.99	1.07	1	1.24	1.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.38	17.21	19.15	17.41	18.76	17.9	17.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.12	5.27	4.01	3.88	4.1	8.31	4.92
FeO	7.37	6.06	6.3	6.34	6.19	3.25	6.26
MnO	0.17	0.17	0.16	0.17	0.17	0.23	0.2
MgO	6.42	11.2	6.59	6.97	5.37	3.44	3.69
CaO	10.5	6.05	10.3	10.34	9.62	9.39	9.18
Na <sub>2</sub> O	2.52	2.1	2.47	2.14	2.48	3.24	3.21
K <sub>2</sub> O	0.45	0.27	0.44	0.34	0.43	0.55	0.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.28	0.2	0.23	0.38	0.17	0.28	0.13
H <sub>2</sub> O	0.24	0.12	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O	0.47	0.32	0.11	0.53	—	—	0.11
ППП	0.33	0.24	0.84	н.о.	0.93	0.37	0.21
Сумма	99.44	99.49	99.92	99.57	99.87	99.82	99.5
Rb	8	6	8	9	10	4	6
Sr	398	340	459	375	404	433	423
Pb	8	5	7	8	10	—	7
Sn	2	2	2	2	3	—	2
Cu	93	110	99	153	244	—	120
Zn	90	100	90	132	68	—	110
Ag	0.06	0.04	0.06	0.1	0.07	—	0.08
Ni	44	80	42	70	15	5	10
Co	25	35	35	41	31	23	26
Cr	100	110	111	146	11	103	11
V	200	210	180	320	262	335	250
Zr	90	65	99	90	83	103	92
La	7	3.2	8.2	—	—	3.7	—
Ce	19	9.5	8	—	—	9.6	—
Eu	1	0.75	0.95	—	—	1.07	—
Yb	2.5	2	2.2	—	—	3.03	—
Lu	0.34	0.25	0.45	—	—	0.45	—
Nb	5	4	4	4	4	2	4
Y	15	13	14	16	14	26	21

варьирует в узких пределах (4–6,5 мас.%) и поэтому корреляция между содержаниями петрогенных элементов и MgO отсутствует (рис. 15). Базальты начального и более поздних этапов формирования современной постройки отличаются между собой по содержаниям большинства петрогенных элементов, за исключением Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO (рис. 15).

Базальтовые лавы Мутновского вулкана по содержанию K<sub>2</sub>O (0,3–0,8 мас.%) и железистости относятся к толеитовой группе, причем содержание в них Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (17–20 мас.%) и CaO (9–11 мас.%) выше, а TiO<sub>2</sub> (< 1 мас.%), Na<sub>2</sub>O.

№ обр.	2213	2211	B-5656*	1646	1573	633	2209
№ п/п	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	50.16	50.89	50.72	51.58	52.25	53.62	54.04
TiO <sub>2</sub>	1.32	1.33	1.1	1	1.12	0.99	1.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.26	18.02	15.47	17.12	17.9	17.41	17.6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.25	3.05	6.29	6.78	0.39	3.28	2.88
FeO	0.64	7.08	6.71	3.32	7.34	5.15	5.82
MnO	0.17	0.07	0.2	0.13	0.17	0.14	0.14
MgO	4.57	5.43	4.85	6	6.22	5	5.27
CaO	9.06	9.76	9.24	8.19	8.24	8.55	7.79
Na <sub>2</sub> O	2.89	3.05	2.82	3.18	3.57	3.4	3.09
K <sub>2</sub> O	1.05	0.96	1.16	1.06	1.18	1.43	1.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.56	0.56	0.47	0.38	0.38	0.33	0.61
H <sub>2</sub> O	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
H <sub>2</sub> O	0.36	н.о.	н.а.	0.08	0.11	0.08	н.о.
ППП	2.9	н.о.	0.36	0.75	0.7	0.65	н.о.
Сумма	100.19	100.2	99.4	99.58	99.57	100.03	99.85
Rb	17	16	11	22	24	24	29
Sr	616	683	515	501	453	530	433
Pb	11	9	н.а.	18	19	16	21
Sn	3	2	н.а.	4	3	3	3
Cu	131	157	н.а.	100	125	100	130
Zn	100	140	н.а.	140	114	106	131
Ag	н.о.	н.о.	н.а.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ni	32	33	19	67	97	95	54
Co	20	20	279	15	39	28	27
Cr	45	73	46	130	167	179	139
V	333	374	290	210	299	301	333
Zr	175	175	н.а.	151	155	150	175
La	15	13	12.5	н.а.	н.а.	н.а.	15
Ce	29	24	2.9	н.а.	н.а.	н.а.	28
Eu	1.1	1.2	1.29	н.а.	н.а.	н.а.	1.3
Yb	2.4	2.1	2.51	н.а.	н.а.	н.а.	2.6
Lu	0.4	0.24	0.36	н.а.	н.а.	н.а.	0.33
Nb	9	9	н.а.	7	7	7	0.33
Y	21	22	н.а.	21	22	20	23

K<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> устойчиво ниже, по сравнению с соответствующими породами вулкана Горелый. С ростом магнезиальности отмечается падение содержаний SiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O; концентрации TiO<sub>2</sub> и CaO остаются постоянными при незакономерном поведении остальных петрогенных окислов (рис. 15).

Содержание когерентных элементов (Ni, Co, Cr, V, Sr) в базальтах влк. Горелый варьирует в широких пределах (табл. 8, рис. 16), причем, как правило, наблюдаются отчетливые геохимические различия древних и молодых базальтов современной постройки. Первые характеризуются обычно более

Средние составы			
Стр-ра	ВЗ	ЦКД	СХ*
Кол-во обр.	24	20	29
SiO <sub>2</sub>	50.56	50.95	50.53
TiO <sub>2</sub>	1.01	1.35	1.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.12	16.73	17.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.81	3.73	3.64
FeO	6.03	5.36	5.62
MnO	0.17	0.18	0.16
MgO	5.89	5.96	6.48
CaO	9.89	8.28	8.68
Na <sub>2</sub> O	2.68	3.22	3.26
K <sub>2</sub> O	0.69	1.77	1.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.47	0.38
Rb	8.85	26.3	21.9
Sr	362	611	676
Ba	233	648	587
Ni	39.8	62.48	100.17
Co	30.55	30.9	33.07
Cr	45	181	181.10
V	263.42	252	194
La	5.25	17.24	15.5
Ce	12.12	35.6	31.1
Nd	9.18	19.65	18
Sm	2.83	5.22	4.47
Eu	1.1	1.66	1.44
Yb	2.23	2.44	2.1
Lu	0.32	0.34	0.28
Ta	0.17	0.85	0.59
Hf	1.99	4.35	3.18

Образцы базальтов: 1–17 – Мутновского вулкана; 8–14 – раннего (8, 9) и позднего (10–14) этапов формирования современного конуса влк. Горелый.

Средние составы базальтов вулканических зон Камчатки, рассчитанные по данным, приведенным в работе [Вольнец и др., 1990]: ВЗ – Восточная; ЦКД – Центрально-Камчатская; СХ – Срединного хребта.

Анализ редкоземельных элементов выполнен в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН химико-спектральным методом с предварительным химическим обогащением. Остальные элементы – в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН методом традиционной мокрой химии (петрогенные элементы), рентгенофлуоресцентным (Rb, Y, Nb, Zr, Sr) и количественным спектральным (Pb, Sn, Cu, Zn, Ag, Ni, Co, Cr, V). Аналитики Ж.Ф. Щека, З.С. Натарева, А.И. Белоглазов, Т.В. Сверкунова.

\* Анализы из работы [Вольнец и др., 1990].

низкими содержаниями Ni и Cr и более высокими – V и Sr. Содержание Co в древних и молодых базальтах современной постройки практически одинаково.

В базальтах Мутновского вулкана концентрации Ni, Cr и Sr устойчиво ниже, чем в соответствующих по магнезиальности породах влк. Горелый, при незначительных различиях с базальтами раннего этапа формирования современной постройки (рис. 16). Концентрации Ni варьируют от 16 до 80 г/т, положительно коррелируя с содержанием MgO. Аналогичная картина наблюдается в отношении Cr (табл. 8). Содержания Co изменяются в более узких пределах (17–37 г/т), причем наиболее высокие значения типичны для магнезиальных пород. Концентрации V (160–357 г/т) и Sr (340–470 г/т) в базальтах Мутновского вулкана практически не зависят от содержания MgO.

Для базальтов влк. Горелый характерен значительный разброс содержания практически всех некогерентных элементов (Rb, Zr, Y, Nb), и этот разброс не зависит от содержания MgO, что в целом типично для высокоглиноземистых

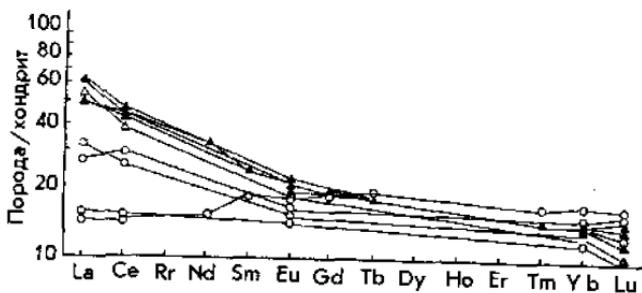


Рис. 17. Распределение редкоземельных элементов в базальтах вулканов Горельый и Мутновский, нормализованные по хондриту. Условные обозначения см. на рис. 15

магм. Базальты начального и современного этапов формирования современной постройки заметно различаются только по Rb, геохимическое поведение которого тесно связано с поведением калия.

В базальтах вулкана Мутновский содержания Zr, Y, Nb устойчиво ниже, чем в аналогичных по магнезиальности породах вулкана Горельый. С ростом магнезиальности в лавах незначительно падают концентрации Y, в то время как содержания Zr, Nb и Rb остаются практически постоянными.

Породы раннего и современного этапов формирования вулкана Горельый обогащены легкими лантаноидами ( $\{(La/Yb)_n = 3,4-4,2\}$ ) и характеризуются отсутствием Eu-минимума (рис. 17). В базальтах вулкана Мутновский содержание легких редкоземельных элементов заметно ниже, а величина  $(La/Yb)_n$  отношения (0,8–1,9) возрастает с ростом калия. Европиевый минимум не характерен для всех проанализированных образцов.

Соотношения изотопов Sr и Nd в двух проанализированных образцах базальтов вулканов Горельый и Мутновский (табл. 13, рис. 18) лежат в пределах значений, определенных для основных вулканитов Камчатской островной дуги [Волынец и др., 1995; Tatsumi et al., 1995].

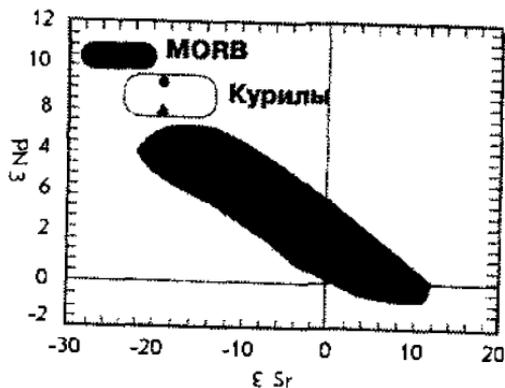


Рис. 18. Соотношение радиогенных изотопов в современных базальтах вулканов Горельый и Мутновский.

Поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), Курильских островов и внутриплитных лав задуговых областей (заштриховано) приведены по Tatsumi et al. [1995]. Остальные условные обозначения см. на рис. 15

### 3.2.3. Сопоставление базальтов различных структурных зон Камчатки

По основным геохимическим критериям лавы влк. Мутновский являются типичными представителями островодужной толеитовой серии с характерными для этих пород низкими содержаниями щелочей, высокой железистостью и низкой величиной  $(La/Yb)_N$  отношения. По сравнению с океаническими толеитами, они обогащены  $Al_2O_3$ , в меньшей степени щелочами, но заметно деплетированы в отношении  $TiO_2$ ,  $CaO$ ,  $MgO$  и  $Ni$  и характеризуются низкими величинами  $Ni/Co$  ( $<1$ ) и  $Ti/V$  отношений. Спектр распределения элементов-примесей на диаграмме Пирса типичен для островодужных толеитов, с характерным глубоким Ta-Nb-минимумом и Rb-Sr-Ba-максимумом (рис. 19).

Сложнее классифицировать основные лавы влк. Горелый. Базальты начального этапа формирования современной постройки по ряду геохимических признаков (низкое содержание  $K_2O$  и  $Ni$ , высокие  $Al_2O_3$  и суммарного железа) близки к островодужным базальтам, например, Мутновского вулкана, но отличаются высокими содержаниями некогерентных элементов ( $Se$ ,  $P_2O_5$ ,  $Zr$ ,  $Hf$ ,  $Sm$  и др.), вследствие чего "глубина" Ta-Nb-минимума на спайдердиаграмме Пирса у них меньше (рис. 19).

Отличия более молодых пород современного конуса вулкана еще более значительны. Они менее глиноземистые ( $Al_2O_3$  – 16–17 мас.%) и более высококальциевые ( $K_2O > 1$  мас.%), с высокими содержаниями  $Ni$  (30–100г/т) и значениями  $Ni/Co$  отношения ( $>2$ ). Заметно выше также содержания некогерентных элементов, причем как подвижных во флюидной фазе ( $K_2O$ ,  $Rb$ ), так и относительно инертных ( $Nb$ ,  $Zr$ ,  $Y$ ,  $Ni$ ,  $Cr$  и др.), что, учитывая близкую магнезиальность сравниваемых пород, противоречит возможности их образования в результате дифференциации однотипных первичных магм. В то же время базальты современного конуса вулкана Горелый и тем более древней постройки нельзя относить и к внутриплитной геохимической группе из-за отсутствия в ассоциации щелочных лав и особенностей распределения некогерентных элементов (обогащенность  $Rb$ ,  $Sr$ ,  $Ba$  и деплетированность в отношении  $Ta$  и  $Nb$ ) (рис. 19). По своим геохимическим признакам они являются переходными разностями между толеитами вулканического фронта и внутриплитными лавами и близки по составу только к описанным ранее тыловодужным базальтам вулканической дуги СВ Японии.

Анализ литературных данных [Волынец и др., 1990] показывает, что породы, близкие по составу базальтам влк. Горелый, действительно отсутствуют в пределах фронтальной Восточной вулканической зоны, но широко распространены в тыловой области – в Центральной Камчатской депрессии и Срединном хребте. В пределах ЦКД к ним необходимо относить ареальные лавы Шиковой

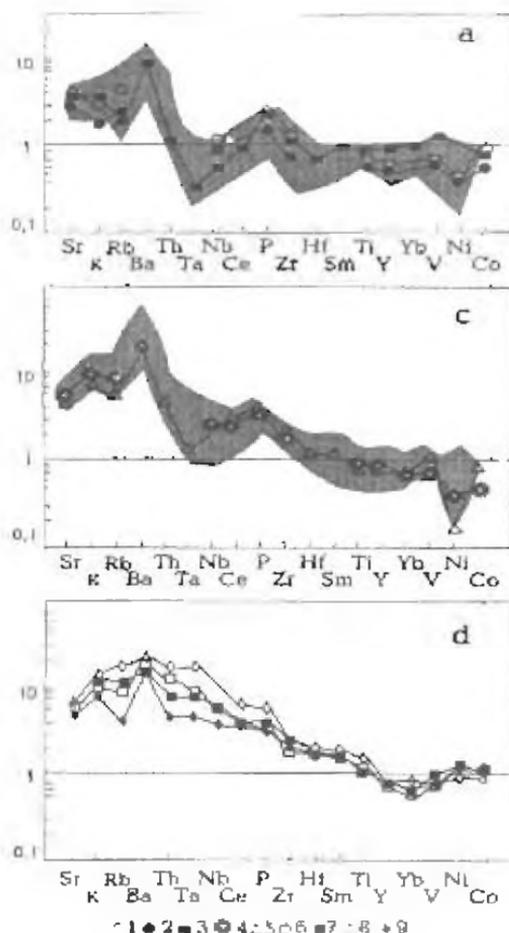


Рис. 19 Нормализованные к среднему океаническому базальту (Pearce, 1983) спайдердиаграммы распределения микроэлементов в высокотитано-земистых базальтах Восточной вулканической зоны (А) и Централно-Камчатской депрессии (В), в основных лавах с внутриплитной геохимической эволюцией Срединного хребта (С), по материалам автора, Волынец и др. [1990] 1-5 - номера образцов по таблице 8: 1 - 2134; 2 - 2146; 3 - В - 5617; 6-9 - базальты внутриплитной геохимической группы: 6,7 - ЦКД, плато хребта Валагинского (6) и влк. Бакенинг (7); 8,9 - Срединный хребет, плато бассейна р. Анапка (8) и влк. Ичинский (9)

тундры и плато р. Озерная Камчатка, а также вулканов Николка, Начикинский и Швелуч. Глиноземистые базальты Большого Трещинного Толбачинского извержения и высокотитанистые разновидности Толбачинского дала, возникшие после прекращения активной субдукции [Волынец и др., 1990], также можно рассматривать как представителей этого геохимического типа. На территории Южной Камчатки они присутствуют среди продуктов извержения влк. Большая Илелька, в основании и среди

молодых ареальных эффузивов Толмачева Дола. Последнее подтверждает данные В.С. Шеймовича [1982] о близости вещественных составов ареальных базальтов Южной Камчатки к породам влк. Горелый.

В вулканическом поясе Срединного хребта описываемые породы распространены как в зонах ареального вулканизма (плато хребта Козыревский), так и в пределах ряда крупных вулканических центров осевой и тыловой подзоны (вулканы Большая Катепана, Теклетунуп, Малетотутин и др.). Наряду с ними здесь же локализуются и центры внутриплитных базальтов, формирующие ареальную зону фронтальной части (плато бассейна р. Анапка и др.) и вулканы центрального типа (Ичинская группа вулканов) - в тыловой.

Таким образом, при геохимической типизации основных вулканических Камчатки необходимо учитывать, что так называемая островодужная

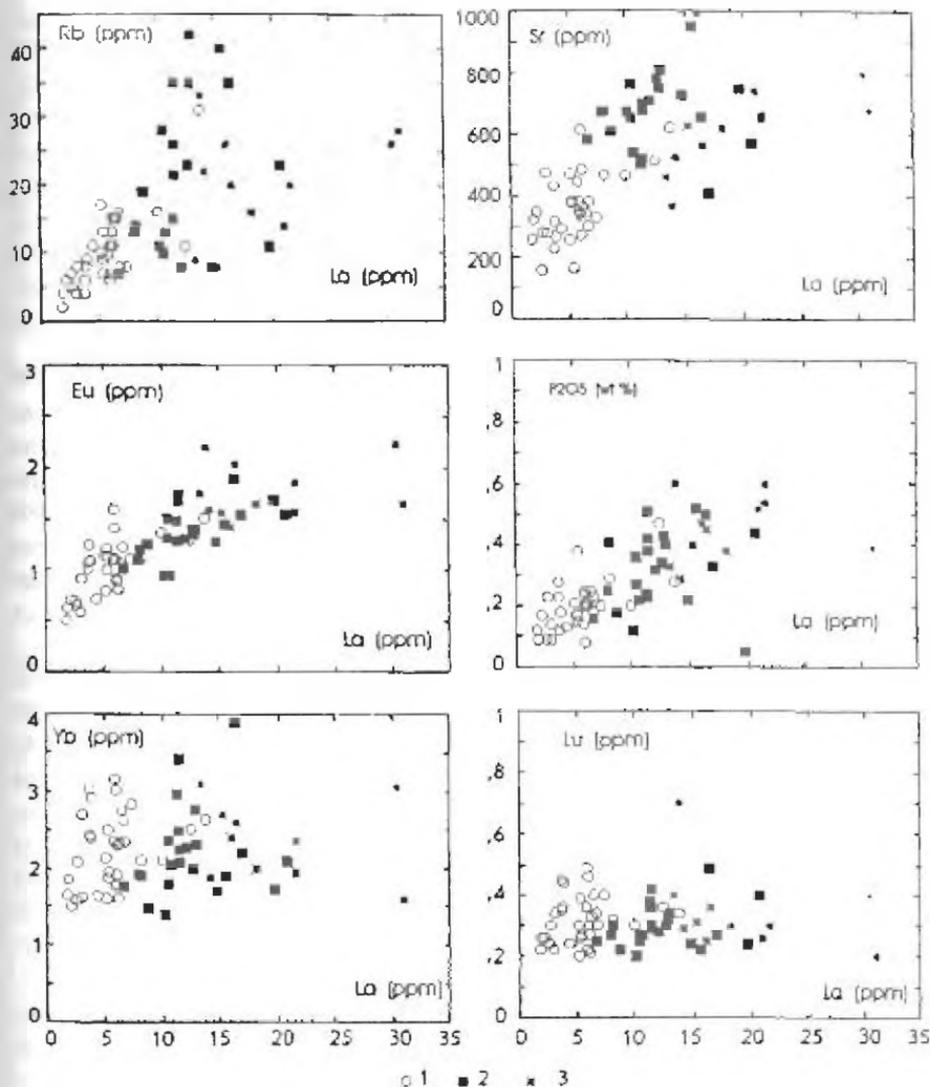


Рис. 20. Соотношение невогерентных элементов в высокоглиноземистых базальтах Восточной вулканической зоны (1), Центрально-Камчатской депрессии и Среднего хребта (2), интратриптической геохимической группы Среднего хребта (3).

Источник данных: Волынец и др. [1990]

геохимическая серия неоднородна по составу и включает заметно различающиеся между собой по петрологическим особенностям базальты фронтальной и тыловой зон. Кроме того, переход от островодужных толеитов Восточной вулканической зоны Камчатки к внутриплитным базальтам Срединного хребта происходит через многочисленные промежуточные различия с постепенным ростом концентраций некогерентных элементов (рис. 20) и уменьшением степени деплетированности в отношении Ta и Nb (рис. 19). На рис. 21 приведены результаты математического сопоставления составов голоценовых базальтоидов Камчатки, на основе собственного банка данных и анализов, опубликованных в литературе [Вольнец и др., 1990]. Данные были стандартизованы по формуле  $x' = \frac{x - \bar{x}}{SD}$ , в результате чего значения всех переменных лежат в промежутке от -1 до 1, их средние равны 0, а стандартные отклонения – 1. Для визуального представления взаиморасположения точек (проб) в многомерном пространстве признаков (микроэлементов) проведено их проецирование на двумерную плоскость по методу главных компонент факторного анализа [Иберл, 1980]. Суть метода заключается в построении новых переменных (факторов) как результата линейной комбинации исходных переменных, в качестве которых в

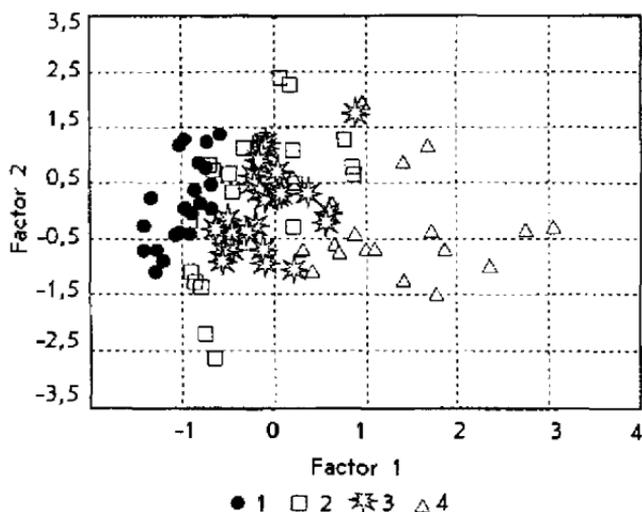


Рис. 21. Результаты факторного анализа четвертичных базальтов Камчатки. Фактор 1=0.97Ce+0.96Nd+0.94La-0.91Sm+0.91Hf+0.88Eu+0.84Th-0.82U+0.80Gd+0.75Rb+0.75Ba-0.84Nd-0.86Sm-0.89Eu-0.83Tb-0.8Gd-0.81Th-0.74U-0.81Hf. Фактор 2=0.75Yb+0.70Lu-0.77Cr-0.78Ni-0.70Co.

1 – Восточная вулканическая зона; 2 – Центрально-Камчатская депрессия; 3 – Срединный хребет; 4 – Западный пояс. Источник данных Вольнец и др. [1990]; Kersting, Arculus [1994]

данном случае использовались содержания микроэлементов, более информативных при геохимической типизации. Таким образом, все факторы являются линейно-независимыми и сумма квадратов нагрузок первого фактора должна быть максимальной от полной дисперсии; сумма квадратов нагрузок второго фактора должна быть максимальной от остальной дисперсии и т. д. При таком подходе хотя и достигается обособление полей вулканитов фронтальной (Восточной вулканической зоны) и тыловой (ЦКД) зон, а также внутриплитных эффузивов Срединного хребта, но выделенные поля не дискретны, границы между ними нечеткие, что свидетельствует о постепенном переходе между геохимическими типами.

Такое изменение составов пород логичнее описывать в рамках геохимической зональности островной дуги, причем в эту зональность необходимо включать и внутриплитные лавы, что необходимо учитывать при геохимической типизации, построении петрогенетических и тектонических схем. В этой связи, например, более правильными кажутся ранее существовавшие представления о необходимости объединения всех позднекайнозойских вулканических проявлений Камчатки в единый пояс (Восточный), по отношению к которому вулканическая структура Срединного хребта и, как следует из полученных нами данных, ЦКД занимают тыловое положение [Геология СССР, 1964].

Не вдаваясь в детальное обсуждение петрогенетических проблем, которым посвящена специальная глава, отметим только, что несмотря на близость изотопных характеристик и соотношения большинства некогерентных элементов, за исключением Th/La [Мартынов и др., 1995], рассмотренные типы базальтовых пород Камчатки характеризуются различными первичными магмами. Об этом свидетельствуют факты их практически одновременного излияния из близко-расположенных вулканических центров, например Мутновского вулканического поля. Кроме того, при близкой магнезиальности высокоглиноземистые базальты фронтальной и тыловой зон заметно отличаются концентрациями большинства некогерентных элементов, что достаточно сложно объяснить процессами дифференциации однотипной первичной магмы. Важно также подчеркнуть неоднородность составов магматических источников тыловодужных и внутриплитных эффузивов, о чем свидетельствует гораздо более значительный, по сравнению с вулканитами фронтальной зоны, разброс фигуративных точек этих пород на диаграммах “некогерентный элемент-La” (рис. 20).

## Выводы

1. Вариации составов базальтоидов плиоцен-четвертичного этапа вулканической активности Камчатки описываются поперечной геохимической

зональностью, причем в эту зональность необходимо включать и вулканиды с внутриплитной геохимической спецификой.

2. Высокоглиноземистые базальты, выделяемые ранее в одну островодужную серию, неоднородны по составу. Низкокальциевые вулканиды, развитые преимущественно в пределах Восточного вулканического пояса (фронтальная зона), и умереннокальциевые – в Центрально-Камчатской депрессии и Срединном хребте (тыловая зона), хотя и близки между собой по соотношению большинства некогерентных элементов и радиогенных изотопов (что свидетельствует о близком составе магматических источников), отличаются абсолютными концентрациями  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $K_2O$  и др., что противоречит возможности их происхождения в результате дифференциации однотипных магм.

### **3.3. Проблемы геохимической типизации базальтов зрелых островодужных систем**

На примере Камчатки и Японии отчетливо видны все сложности геохимической типизации базальтов островодужных систем. С одной стороны, эти породы очень неоднородны по петрологическим признакам [Arculus, 1994], с другой – их составы не образуют дискретных геохимических групп. Последнее хорошо видно на классификационных диаграммах разных авторов на рис. 22, 23. Хотя в большинстве островных дуг, включая Алеуты, Курило-Камчатскую, Японию, преобладают варьирующие по содержанию калия высокоглиноземистые разновидности основных пород, широко распространены и сильно недосыщенные кремнекислотой фельдшпатоидные типы (Индонезия, Папуа Новая Гвинея, Италия), а также умеренно недосыщенные щелочные оливиновые базальты, пикриты и анкармиты (Малые Английские и Соломоновы острова, Вануату). Причем данные по распределению радиогенных изотопов и некогерентных элементов, не мобильных в магматической флюиде, указывают на гетерогенность глубинного источника островодужных вулканидов [Arculus et al., 1991; Pearce, Parkinson, 1993 и др.] и роль геодинамических факторов в их петрогенезисе.

В то же время на примере Японии и Камчатки было показано, что различные петрохимические типы островодужных вулканидов связаны между собой многочисленными переходными разностями. По мере удаления от вулканического фронта в базальтах достаточно закономерно увеличиваются содержания калия, титана и большинства других некогерентных элементов, включая легкие лантаноиды, значения LREE/HREE, LREE/LILE, Ni/Co, но уменьшаются отношения концентраций крупноионных литофилов к высокозарядным катионам. Заметно возрастает в этом направлении и величина минералогической глиноземистости, причем на диаграмме Ca-(Al-Na-K) –

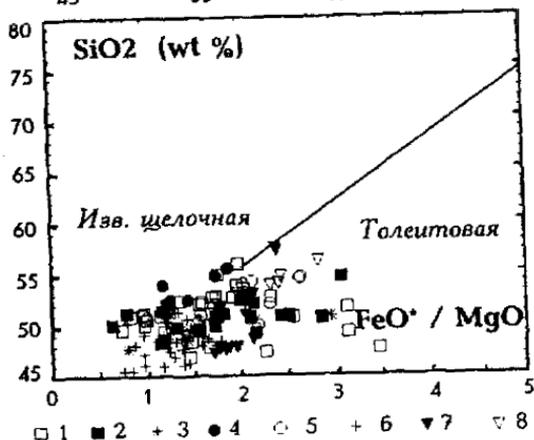
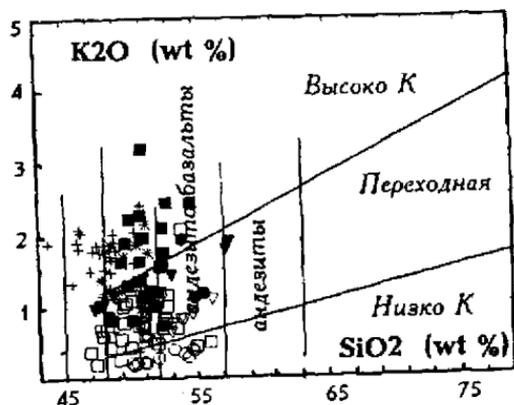


Рис. 22. Систематика базальтов зрелых островных дуг в координатах  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ .

1-3 - Камчатка: высокоглиноземистые вулканисты фронтальной (1) и тыловой (2) зоны, внутриплитные лавы (3); 4-6 - то же для вулканического пояса СВ Японии; 7,8 - СВ Сулавеси: тыловая (7) и фронтальная (8) зоны. Источник данных: Волынец и др., [1990]; Мартынов и др. [1993]; Nakamura et al. [1989, 1990]; Tatsumi et al. [1991]

( $\text{SFe}+\text{Mg}$ ) фигуративные точки островодужных базальтов укладываются в груболинейный тренд (рис. 24). Если для толлитов вулканического фронта величина отношения  $\text{Ca}/\text{Al-Na-K}$  колеблется от 0,5 до 0,8 (в среднем 0,7), то в лавах тыловых зон оно приближается к 1.

В связи с этим островодужные базальтоиды объединяются в одну геохимическую серию, либо, с определенной долей условности, среди них выделяют несколько серий.

Первый подход, хотя и широко практикуется во многих зарубежных петрологических работах, вряд ли можно считать целесообразным. Например, Дж. Пирс [Pearce, 1983], анализируя распределение некогерентных элементов, сделал вывод о геохимических различиях высокоглиноземистых базальтов островных дуг и активных континентальных окраин, связав эти различия с особенностями состава надсубдукционного мантийного клина. Но, как было показано на примере Камчатки (рис. 19) [Мартынов и др., 1995] и Японии

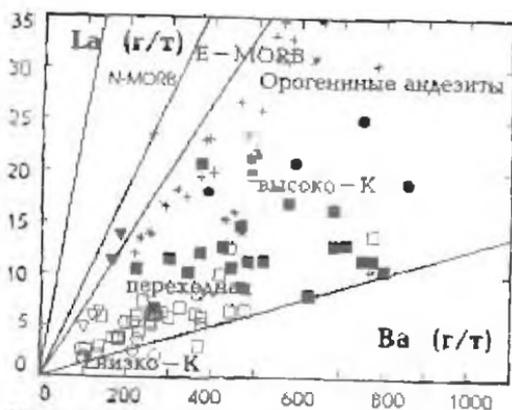


Рис. 23. Классификационные диаграммы La-Ba и La-Th [Gill, 1981] для различных геохимических типов базальтов зрелых островных дуг.

Условные обозначения см. на рис. 22

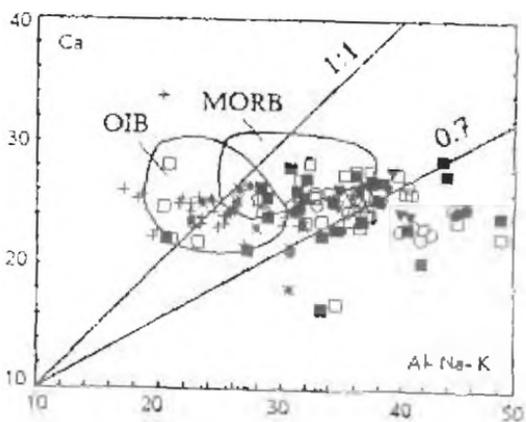


Рис. 24. Часть диаграммы Ca-(Al-Na-K)/(Mg+ΣFe) для базальтов зрелых островных дуг.

Условные обозначения см. на рис. 22. Полями на диаграмме очерчены составы базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и океанических островов (OIB).

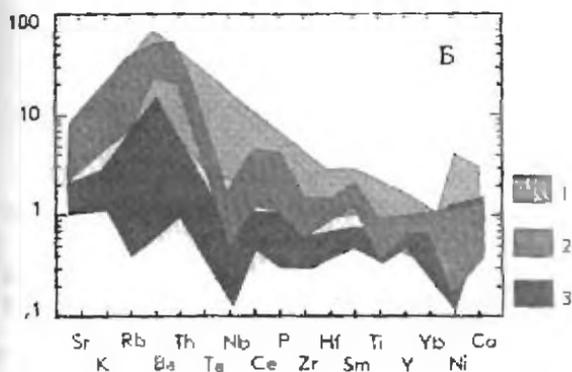
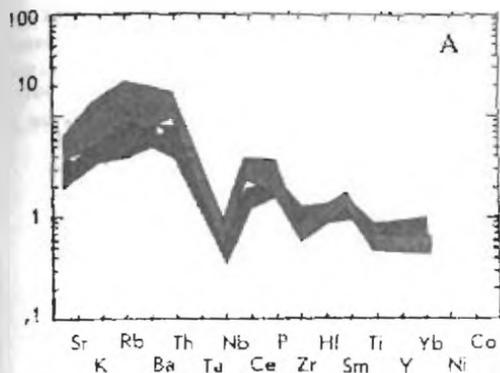


Рис. 25 Спайдердиаграммы Нормализовано к MORB. А – СВ Сулавеси; Б – северо-восточной Японии.

Нормализовано к MORB. А – СВ Сулавеси; Б – северо-восточной Японии.

Полоса: 1 – внутримитные дамы, 2 – высокоглиноземистые базальты тыловых зон; 3 – толеиты вулканического фронта

(рис. 25), повышенные содержания высокочargedных катионов, калия и родственных элементов характерны и для высокоглиноземистых базальтов тыловых зон зрелых островодужных систем, вследствие чего необходимо искать иные объяснения этому феномену.

В качестве примера второго подхода к систематизации островодужных вулканитов можно привести последние работы К. Хоксворса и О.Н. Волинца. Критерий классификации островных дуг К. Хоксворса с соавторами [Hawkesworth et al., 1993] – величину  $Ce/Yb$  базальтовых пород – нельзя считать в полной мере удачным, поскольку он не учитывает существенные вариации составов вулканогенных образований сложных островодужных систем. Например, Япония отнесена к типу островных дуг с низкой величиной  $Ce/Yb$ , хотя, как видно на рисунках 26 и 27, только низкокальциевые толеиты фронтальных зон соответствуют этому критерию, тогда как тыловодужные высокоглиноземистые базальты заметно обогащены Ce. Аналогичная картина наблюдается в предшах островодужных систем Камчатки и СВ Сулавеси.

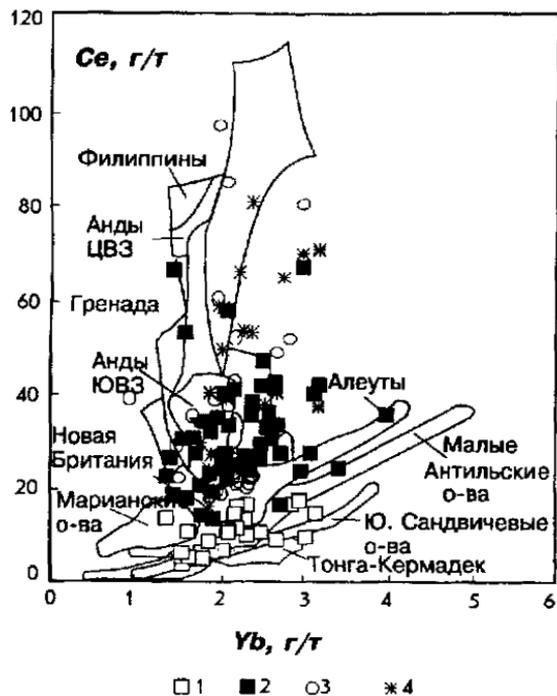


Рис. 26. Вариации содержания Ce и Yb в базальтах (<53%) островных дуг и активных континентальных окраин [Hawkesworth et al., 1994]. Условные обозначения см. на рис. 22

Выделение О.Н. Волюнцом [1987; 1993] в пределах Камчатки наряду с островодужной и так называемой внутриплитной геохимической серии, несомненно, является шагом вперед в понимании особенностей магматизма этой сложной островодужной системы, но и эта систематика не лишена недостатков и требует уточнения. Во-первых, выделяемая авторами островодужная геохимическая серия включает в себя высокоглиноземистые базальты фронтальных и тыловых зон, которые, как было показано ранее, существенно отличаются петрологическими признаками. Во-вторых, так называемые “внутриплитные” эффузивы не образуют в полной мере самостоятельную геохимическую группу, а через многочисленные переходные разности связаны с глиноземистыми вулканитами.

Геохимические различия высокоглиноземистых базальтов фронтальных и тыловых зон зрелых островных дуг наиболее отчетливо видны на спайдер-диаграммах Пирса (рис. 25), бинарных диаграммах Ni/Co (рис. 28), Ce/Yb (рис. 26) и Ce/Sm-Sm/Yb (рис. 27), а также на факторных диаграммах.

Различаясь геохимически, эти два типа пород отличаются и геодинамическими условиями формирования. Тыловодужные базальтоиды развиваются в условиях задугового растяжения, о чем свидетельствует следующее:

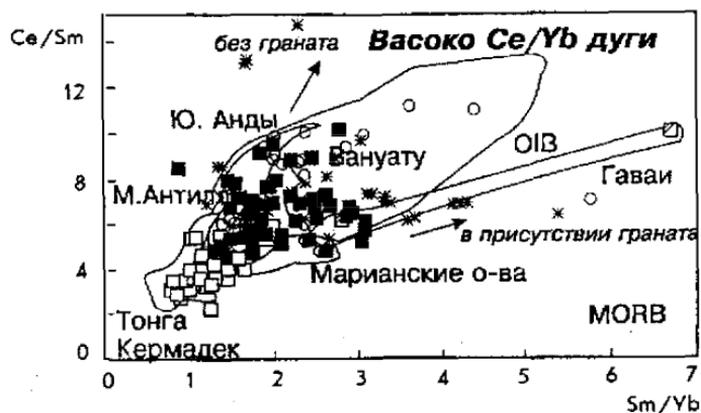


Рис. 27. Вариации  $Ce/Sm$  и  $Sm/Yb$  отношений в базальтовых сериях островных дуг и активных континентальных окраин [Hawkesworth et al., 1994].  
Условные обозначения см. на рис. 22

1) часто ареальный характер их излияний с формированием базальтовых плато и щитовых вулканов (Камчатка, Япония);

2) локализация их в структурах, геолого-геоморфологические признаки которых свидетельствуют о формировании в условиях растяжения (ЦКД, Камчатка).

3) изотопная деплетированность тыловодужных базальтов, по сравнению с толентами вулканического фронта (Япония, Курилы, Алеуты, СВ Сулавеси).

Интересно отметить, что базальты и долериты комплекса параллельных даек о. Шикотан, роль растягивающих напряжений в происхождении которых достаточно очевидна [Говоров и др., 1989], также характеризуются типичными геохимическими признаками тыловодужных базальтов (рис. 29).

Таким образом, различаясь по геохимическим признакам и геодинамическим условиям формирования, высокоглиноземистые базальтоиды фронтальных и тыловых зон зрелых островных дуг следует рассматривать в качестве представителей различных геохимических серий.

В тыловых зонах Камчатки и Японии наряду с высокоглиноземистыми базальтами присутствуют вулканисты с низкими содержаниями глинозема, но высокими –  $Ti$ ,  $Nb$ ,  $Ta$  и других высокозарядных катионов, т.е. близкие по составу к базальтам внутриплитной геохимической серии. Но использование термина “внутриплитный” для характеристики вулканических пород, развитых в пределах границ литосферных плит, вряд ли можно считать удачным. Согласно существующим представлениям, происхождение таких вулканических ассоциаций не может быть связано с субдукцией. В пределах же островодужных систем картина совершенно иная. Во-первых, базальты Камчатки и Японии с

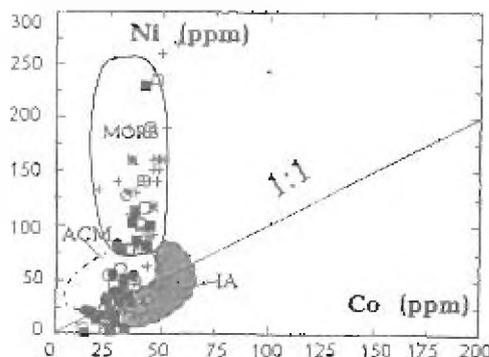


Рис. 28. Классификационные диаграммы Ni-Co (Мартынов, 1983) и Ti-V (Шергатов, 1982) для базальтов зрелых островных дуг. Основные обозначения см. на рис. 22

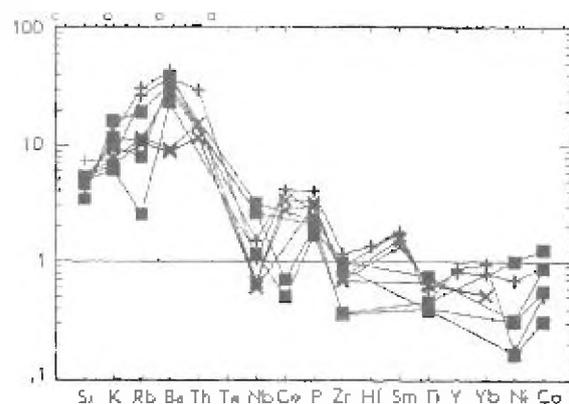
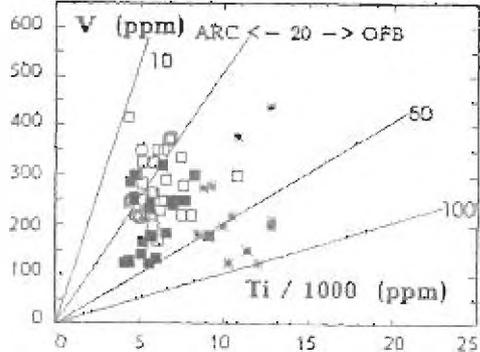


Рис. 29. Распределение микроэлементов в базальтах тыловых зон островных дуг, нормализованное к среднему МОРБ (Принс, 1983). 1 - комплекс параллельных дуг о. Шриланка (данные автора и Г.Н. Тюркорока), 2 - С-В Япония, 3 - С-В Сулавеси

**БАЗАЛЬТОВЫЕ СЕРИИ ЗРЕЛЫХ ОСТРОВНЫХ ДУГ**

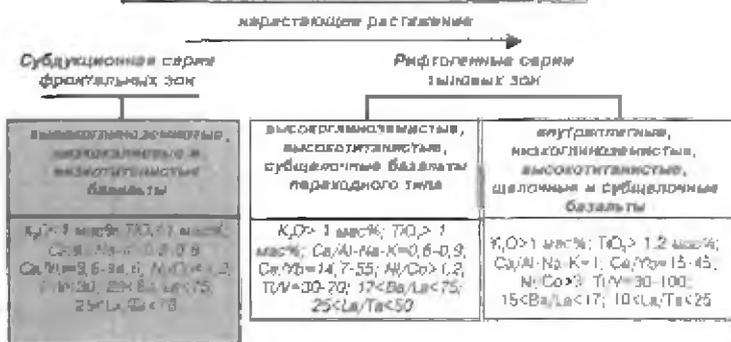


Рис. 30. Схема типологии базальтовых серий островных дуг по геодинамическим и геохимическим признакам

внутриплитной геохимической спецификой обогащены крупнопонными литофилами (Rb, Ba, Sr) [Вольнец, 1993; Nakamura et al., 1990, [99]], во-вторых, эти породы связаны с высокоцинкоземистыми базальтами через многочисленные переходные разности, что в совокупности свидетельствует о важной роли субдукционных процессов в их формировании. Учитывая это, базальты с внутриплитными геохимическими характеристиками зрелых островодужных систем логичнее рассматривать как особый геохимический тип, характеризующий субдукционные обстановки и непосредственно связанный с тектоническими особенностями их развития.

Размещение различных геохимических типов базальтоидов в пределах островных дуг контролируется поперечной геохимической зональностью. Рассматривая причину ее возникновения, исследователи обращают внимание на физико-химическую сторону процесса (различия составов магматических источников, вклад субдукционного компонента, глубина расположения магматических очагов, степень парциального плавления и коровой контаминации и т.д.), хотя первопричина, скорее всего, тектоническая – закономерное изменение геодинамического режима, с нарастающим растяжением по мере удаления от вулканического фронта. С учетом этого среди основных вулканигов зрелых островных дуг предлагается выделять собственно субдукционную и рифтогенные геохимические серии (рис. 30). К первой необходимо относить высокоцинкоземистые, низкокатионистые эффузивы фронтальных зон, формирующие крупные стратовулканы в тесной ассоциации со средними и кислыми по составу породами. Рифтогенные серии включают в себя развитые в тыловой зоне серии базальтов: 1) высокоглиноземистые, высокотитанистые, повышенным содержанием титана и 2) низкоглиноземистые, высокоцинкоземистые, повышенной щелочности с внутриплитными геохимическими характеристиками.

## БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

**К**ак отмечалось в главе 3, активные островные дуги близки между собой по многим геолого-геофизическим признакам, но отличаются составом и строением литосферы, что должно выражаться в особенностях составов магматических пород. Этот вопрос в литературе детально не рассматривался, хотя в ряде работ отмечалось, что для континентальных структур характерны значительные объемы кислых вулканитов, повышенные содержания в магматитах, включая базальты, K, Sr, Rb, Ba, Zr, Th, U, высокие K/Rb и Fe/Mg и значительные вариации соотношений радиогенных изотопов [Wilson, 1991]. Эти данные нельзя считать исчерпывающими, поскольку при таком сопоставлении не учитывалось разнообразие геохимических типов островодужных вулканитов – все они рассматривались как представители одной геохимической серии.

В данной главе вопросы сходства и различия базальтоидов зрелых островных дуг и активных континентальных окраин рассматриваются более детально главным образом на основе материалов, полученных автором при изучении Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, а также обобщения новейших опубликованных данных по Южной и Северной Америке.

### 4.1. Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс

#### 4.1.1. Геотектоническая позиция и история формирования

В строении северо-западной части Тихоокеанской активной окраины значительная роль принадлежит вулканическим структурам [Ханчук, 1993], представленным островными дугами, выдвинутыми в океан (Курило-

Камчатская, Японская), расположенными в их тылу окраинными морями (Охотское и Японское) и вулканическими поясами, наложенными на континент (Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский). Хотя они формировались не одновременно, их возрастной интервал в определенной степени перекрывается, и для правильного понимания истории геологического развития континентальных вулканических поясов необходимо кратко рассмотреть всю систему в комплексе.

Сегодня достигнут большой прогресс в расшифровке истории формирования зоны перехода Азиатского континента к Тихому океану, но многие моменты, в т.ч. и ключевые, остаются дискуссионными. К ним, например, можно отнести вопросы времени коллизии Охотоморской плиты и начало раскрытия Японского моря. Согласно модели, предложенной Р. Грэйпсом [Grapes, 1986], Япония и Сахалин около 100 млн лет назад представляли собой часть восточной окраины Евразии, в геологическом развитии которой важную роль играла активная субдукция океанической плиты Кула (рис. 31). Скорость перемещения последней оценивается в 16 см/год [Зоненшайн и др., 1990], причем ее субдукция являлась косой для западной части континента и была почти перпендикулярна северной. Это привело к интенсивному вулканизму и плутонизму на севере с формированием Охотско-Чукотского вулканического пояса и сравнительно слабому проявлению вулканической активности на юге, в пределах Восточно-Сихотэ-Алинской [Парфенов, 1984] или Самаргинской [Симаненко, 1986] палеостровной дуги. Породы этого возраста выходят на поверхность под более молодыми образованиями в центральной части восточного Сихотэ-Алия [Коваленко, 1985; Симаненко, 1986], на островах Ребун (группа Ребун) и Монерон, юго-западе Сахалина [Ikeda, Komatsu, 1986].

Коллизия Охотского микроконтинента с Евразией, согласно данной модели, произошла в позднемиловое-палеогеновое время (~ 90 млн лет), что привело к перемещению зоны субдукции и развитию островодужного магматизма вдоль СВ границы Охотоморской плиты [Dickinson, 1978]. Одновременно с этим событием субдукция океанического хребта под южную часть Японии (все еще являющуюся частью континента) инициировала рифтогенез с формированием Япономорского бассейна [Uyeda, Miyashiro, 1974]. Около 70 млн лет назад этот хребет погружается под южную часть Охотоморской плиты, вызывая щелочной вулканизм, рифтогенез с последующим формированием Курильской котловины. Субдукционная зона перемещается в океаническом направлении, приводя к спредингу Охотского моря и началу (около 40 млн лет назад) вулканизма в пределах Большой Курильской гряды.

После поглощения плиты Кула в Алеутском желобе начинается субдукция под Евразию Тихоокеанской плиты. Около 40 млн лет направление ее движения меняется с С-С-З на З-С-З [Morgan, 1972] и становится почти перпендикулярным

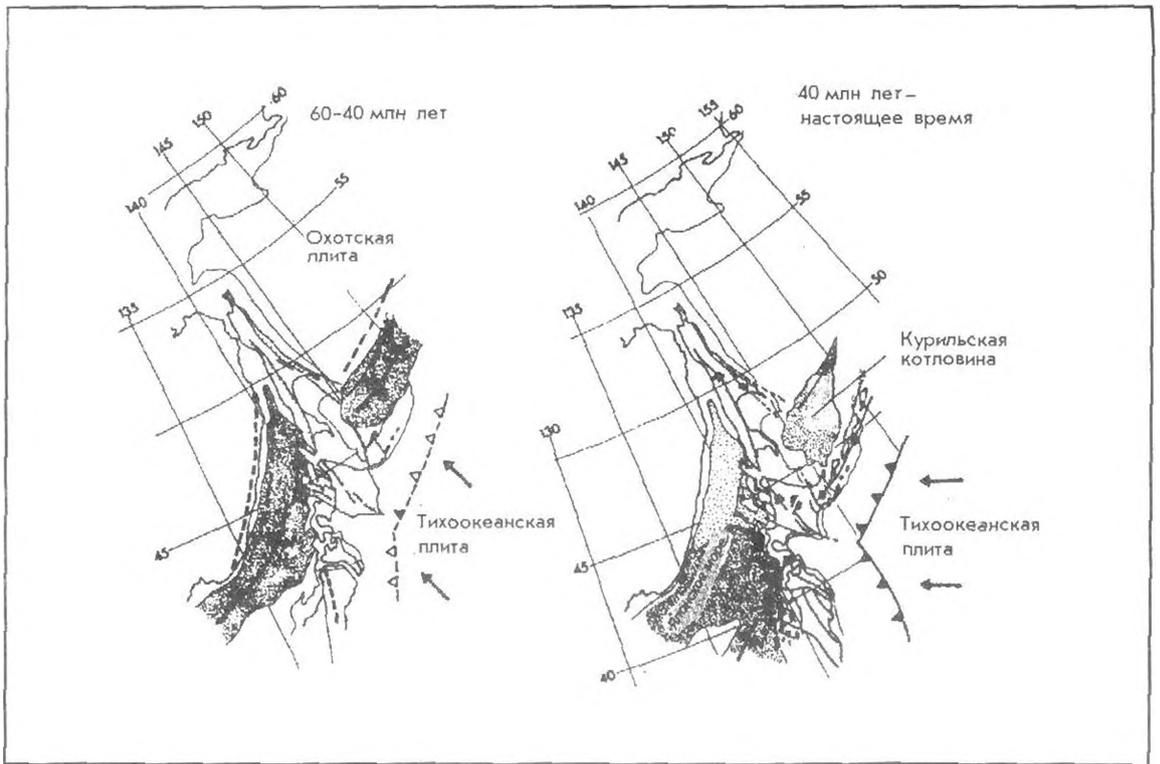
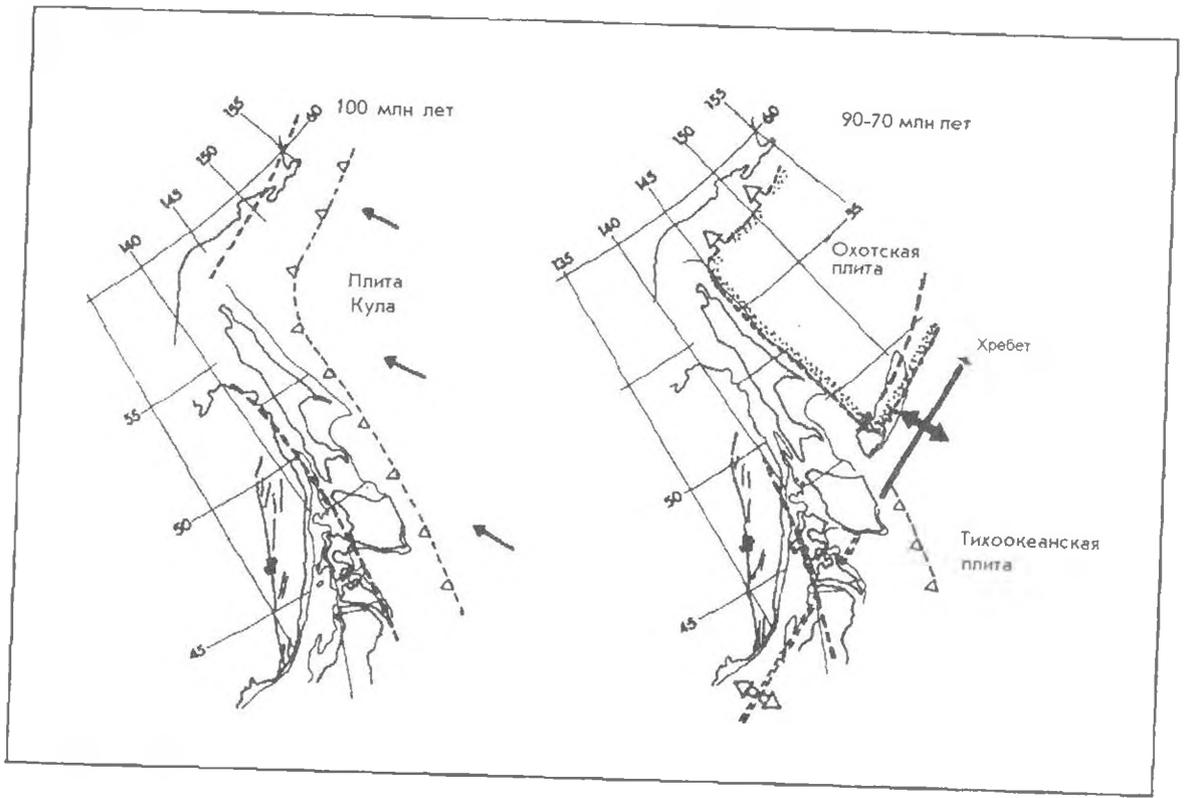


Рис. 31. История тектонического развития восточного Сихотэ-Алиня, Сахалина и Хоккайдо по Grapes [1986]

СВ Хонсю. С этим явлением связан вторичный рифтогенез вдоль восточной границы Японского моря, смещение северо-восточной части Хонсю к востоку и увеличение угла между Курило-Камчатским и Японским глубоководными желобами.

Сходной модели тектонического развития япономорского сектора придерживаются К. Ниида и Н. Кито [Niida, Kito, 1986]. Большинство других авторов также подчеркивают важнейшую роль коллизии Охотоморского микроконтинента в формировании структурного плана С-З Пацифики, хотя предполагаемое время его столкновения с Евразией варьирует в широких пределах. По заключению Л.М. Парфенова [1984], это событие, как и в моделях Р. Гарпса и К. Ниида, произошло в конце мелового периода. Л. Джойлавет [Jolivet, 1986] датирует столкновение микроконтинента с Евразией поздней юрой – ранним мелом и предполагает последующее его перемещение вместе с прилегающей частью континента на север вдоль левосдвиговой системы Тань-Лу в течение всего мелового периода. Л.П. Зоненшайн с соавторами [Зоненшайн и др. 1990] считает, что это событие произошло в интервале 15–23 млн лет.

Несмотря на огромный фактический материал, включающий палеонтологические, литологические, геохимические и палеомагнитные данные, неоднозначно трактуется и время раскрытия Японского моря. Как отмечалось ранее, многие исследователи начало раскрытия относят к мел-палеогену, что нашло отражение и в обобщающей монографии по геологии Японских островов [Geology of Japan, 1991]. Но в настоящее время многие японские геологи склонны рассматривать образование окраинного моря как сравнительно кратковременный эпизод – с раннего по средний миоцен, с вращением юго-западной Японии по часовой, а северо-восточной ее части – против часовой стрелки [Otofujii et al., 1985; Hirooka, 1988; Tosha Hamano, 1988; Nishitari, Tanone, 1988]. Эта точка зрения основывается на палеомагнитных данных и характере магнитных аномалий Японского моря [Isezaki, 1986; Kono, 1986]. В ее пользу свидетельствует также резкое изменение морской фауны, миоценовый возраст базальтов в пределах Японской котловины [Tatsumoto, Nakamura, 1991] и отмеченное ранее уменьшение величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения в базальтах С-З Хонсю и Ю-З Хоккайдо на рубеже в 15 млн лет [Kurasawa, Konda, 1986; Nohda, 1988; Shuto et al., 1992; и др.].

С одной стороны, все вышеупомянутые модели рассматривают формирование структурного плана северо-западной окраины Азии в кайнозой только с позиции дрейфа островодужных систем, хотя многочисленные исследования последних лет свидетельствуют о значительной роли сдвиговых дислокаций в этом процессе. Так, по мнению В.П. Уткина [1989, 1994], важнейшую роль в становлении фронтальных палеозойских и мезозойских орогенных поясов Востока Азии играла глобальная Восточно-Азиатская сдвиговая зона,

прослеживаемая на расстоянии около 5000 км и представленная системой левых сдвигов. В пределах Сихотэ-Алиня их формирование относится в основном к концу мела и позднему мелу, причем, по мнению автора, сдвиговые раздвиги играли главную роль в образовании вулканоструктур Восточно-Сихотэ-Алинского пояса.

С другой стороны, существуют прямые свидетельства важной роли правосторонних сдвигов в оформлении современного структурного плана северной части Японских островов. Так, например, Центральный пояс о-ва Хоккайдо в течение олигоцена и раннего миоцена представлял собой правостороннюю сдвиговую зону (зона Хидака) со значительным перемещением и интенсивной деформацией [Jolivet, 1984]. Эта структура прослеживается и на Сахалине, что позволяет ряду авторов рассматривать систему Сахалин-Хоккайдо как зону праволатеральной косой коллизии в течение палеогена и раннего миоцена [Kimura et al., 1983].

#### *4.1.2. Общая геологическая характеристика*

Заложение и формирование Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП), выделенного впервые в 1957 г. Н.С. Шатским, рассматривается как результат субдукции под Евроазиатский континент плиты Кула (150–60 млн лет), а после ее поглощения в глубоководном желобе – Тихоокеанской плиты [Зоненшайн и др., 1990]. Скорость движения последней была почти вдвое меньше (4–9,5 см/год), а на рубеже 45 млн лет произошла смена направления ее перемещения с северо-северо-восточного на западное. Расчеты наклона зоны Бенъофа по методу Диккенсона и Хазертена дают значения около  $20^\circ$  с выходом ее на поверхность в 400 км к востоку, в пределах современного Восточно-Сахалинского шва [Зоненшайн и др., 1990].

В современном виде ВСАВП (рис. 32) представляет собой непрерывную полосу вулканических и связанных с ними интрузивных образований верхнемелового-миоценового возраста, протягивающуюся вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива на расстоянии около 1500 км, при ширине 20–90 км. Согласно магнитометрическим данным пояс продолжается на 300 км в северо-восточном направлении в смежную часть акватории Охотского моря, но с Охотско-Чукотским поясом не соприкасается. Его продолжение к югу прослеживается на Японских островах (юго-западная часть о-ва Хонсю и смежная часть о. Кюсю), где выделяется пояс близких по возрасту и составу гранитоидов и континентальных вулканитов [Парфенов, 1984]. С учетом этих данных общая протяженность ВСАВП оценивается в 3000 км.

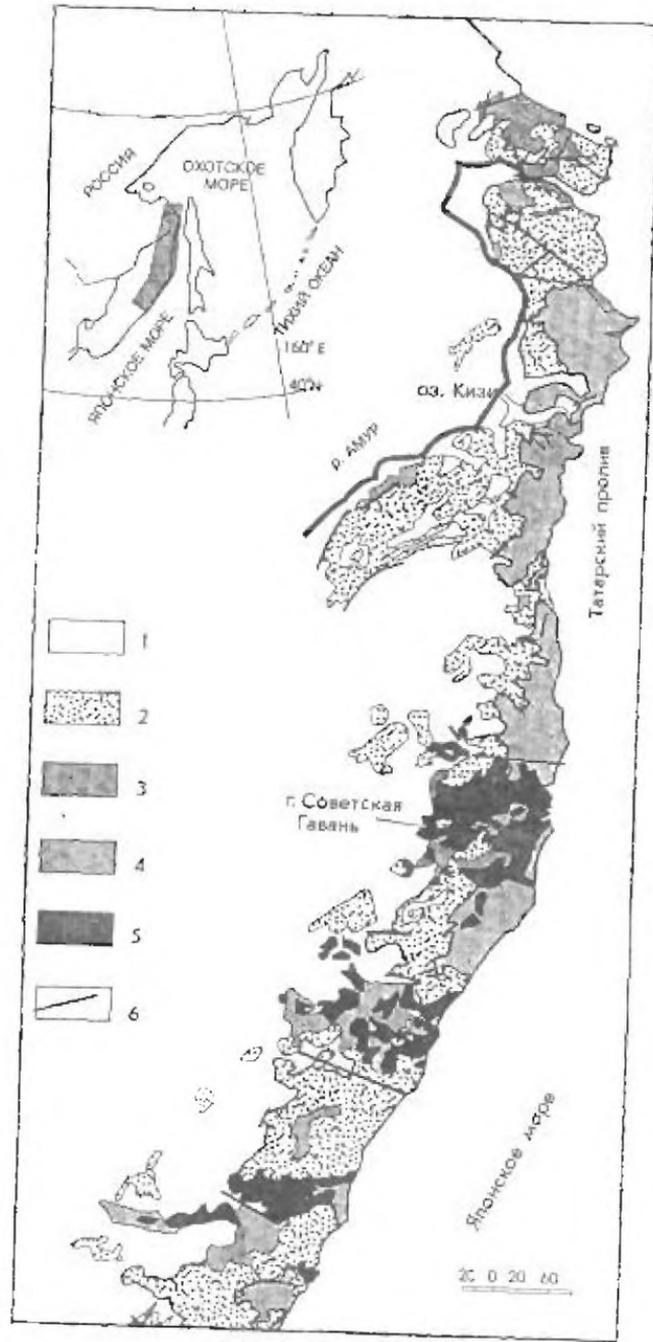


Рис. 35. Схема размещения основных вулканитов Восточно-Сихотэ-Алтинской вулканической пояса (по Селескину, [1987] с добавлением автора).

1 — породы фундамента, 2 — позднемезовые, преимущественно кислые и средние по составу вулканиты; 3-4 — высокоглиноземистые базальты, андезитобазальты сизиманской (3) и кизилской (4) свит; 5 — плато базальты сояганской свиты, 6 — основные разломы

Западной границей пояса считается Восточная разломно-сдвиговая зона северо-восточного простирания [Глубинное строение..., 1976], восточной – Береговой разлом, протягивающийся по подножию континентального склона Японского моря и Татарского пролива. Фундамент представлен преимущественно терригенными породами Нижнеамурского (на севере) и Кемского (центральная и южная части) террейнов [Ханчук, 1993].

Нижнеамурский террейн аккреционной призмы состоит из пластин базальтов (иногда содержащий габброиды), состав которых близок к океаническим, кремнисто-карбонатных пород юрского возраста и кремнями раннего мела (до апта), залегающими среди турбидитов в олюстостром апт-сеноманского возраста. Перекрывающие отложения состоят из позднеальбских и сеноманских конгломератов и гравелитов.

В Кемский террейн островной дуги объединены островооужные образования, ранее описанные как апт-туронская Восточно-Сихотэ-Алиньская [Парфенов, 1984; Натальин с соавторами, 1991] или Самаргинская [Симаненко, 1986, 1990] островная дуга. Вулканогенные породы представлены лавами, лавобрекчиями, гиадокластитами и туфами базальтов, андезитов и андезитов; вулканогенно-осадочные образования – флишоциальным переслаиванием песчаников и алевролитов с горизонтами вулканокластических пород [Коваленко, 1985]. Мощность земной коры варьирует от 25–30 км в северной части пояса, до 40 км в южной [Лишневский, 1969; Глубинное строение..., 1976].

Вопрос о времени заложения ВСАВП наиболее детально изучен в южном Сихотэ-Алине, где в ряде районов, по находкам пресноводной макрофауны и флоры, доказано, что разрез пояса начинается с верхнешельбских или альб-сеноманских кислых эффузивов или туфо-терригенных отложений, которые с резким угловым несогласием перекрывают складчатые комплексы и коллизионные граниты [Рыбалко, 1987; Михайлов, 1989]. В сеноман-туронское время (97,5–88,5 млн лет) проходило накопление лав и циркокластов преимущественно андезитового состава с одновременным отложением вулканогенной молассы в депрессиях. Породы этого возраста объединяются в болыбинскую (на севере), синанчинскую и петрозувескую (на юге) свиты.

В сеноманское время андезитовый вулканизм сменился преимущественно трещинными излияниями кислых игнимбритов и внедрением многочисленных липаритовых экструзий и крупных гранитных интрузий. Характер кислого вулканизма в южной и северной частях пояса несколько отличался. На юге он был более интенсивным, в результате чего здесь образовались мощные (до 1000 м) игнимбритовые покровы, преимущественно липаритового, реже липарито-дацитового и дацитового составов, выделяемые в приморскую серию турон-кампанского возраста (90–87,5 млн лет).

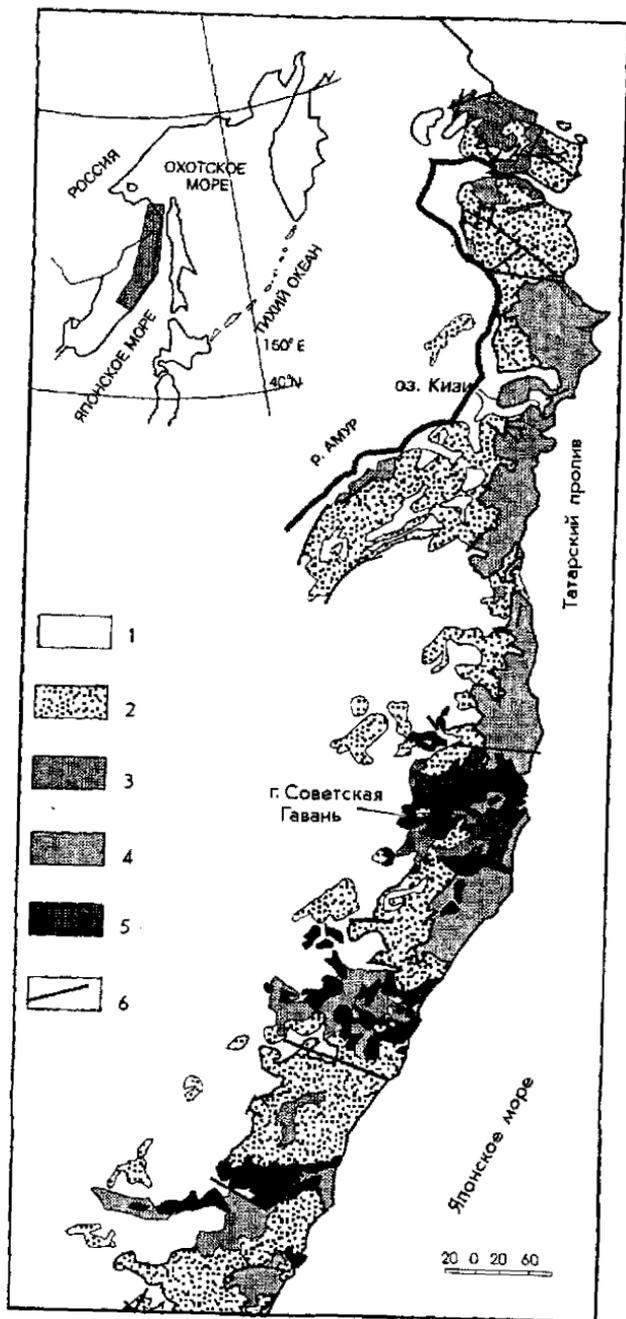


Рис. 32. Схема размещения основных вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (по Селегину, [1987] с добавлениями автора).

1 – породы фундамента; 2 – позднемеловые, преимущественно кислые и средние по составу вулканы; 3–4 – высокоглиноземистые базальты, андезито-базальты сизиманской (3) и кизинской (4) свит; 5 – платобазальты совгаванской свиты; 6 – основные разломы

Западной границей пояса считается Восточная разломно-сдвиговая зона северо-восточного простирания [Глубинное строение..., 1976], восточной – Береговой разлом, протягивающийся по подножию континентального склона Японского моря и Татарского пролива. Фундамент представлен преимущественно терригенными породами Нижнеамурского (на севере) и Кемского (центральная и южная части) террейнов [Ханчук, 1993].

Нижнеамурский террейн аккреционной призмы состоит из пластин базальтов (иногда содержащий габброиды), состав которых близок к океаническому, кремнисто-карбонатных пород юрского возраста и кремнями раннего мела (до апта), залегающими среди турбидитов и олистостром апт-сеноманского возраста. Перекрывающие отложения состоят из позднеальбских и сеноманских конгломератов и гравелитов.

В Кемский террейн островной дуги объединены островодужные образования, ранее описанные как апт-туронская Восточно-Сихотэ-Алинская [Парфенов, 1984; Натальин с соавторами, 1991] или Самаргинская [Симаненко, 1986, 1990] островная дуга. Вулканогенные породы представлены лавами, лавобрекчиями, гиадокластитами и туфами базальтов, андезито-базальтов и андезитов; вулканогенно-осадочные образования – флишоидным переслаиванием песчаников и алевролитов с горизонтами вулканомиктовых пород [Коваленко, 1985]. Мощность земной коры варьирует от 25–30 км в северной части пояса, до 40 км в южной [Лишневицкий, 1969; Глубинное строение..., 1976].

Вопрос о времени заложения ВСАВП наиболее детально изучен в южном Сихотэ-Алине, где в ряде районов, по находкам пресноводной макрофауны и флоры, доказано, что разрез пояса начинается с верхнеальбских или альб-сеноманских кислых эффузивов или туфо-терригенных отложений, которые с резким угловым несогласием перекрывают складчатые комплексы и коллизионные граниты [Рыбалко, 1987; Михайлов, 1989]. В сеноман-туронское время (97,5–88,5 млн лет) происходило накопление лав и пирокластов преимущественно андезитового состава с одновременным отложением вулканогенной молассы в депрессиях. Породы этого возраста объединяются в больбинскую (на севере), синанчинскую и петрозувевскую (на юге) свиты.

В сеноманское время андезитовый вулканизм сменился преимущественно трещинными излияниями кислых игнимбритов и внедрением многочисленных липаритовых экструзий и крупных гранитных интрузий. Характер кислого вулканизма в южной и северной частях пояса несколько отличался. На юге он был более интенсивным, в результате чего здесь образовались мощные (до 1000 м) игнимбритовые покровы, преимущественно липаритового, реже липарито-дацитового и дацитового составов, выделяемые в приморскую серию турон-кампанского возраста (90–87,5 млн лет).

На севере мощность разреза кислой пирокластике оценивается в 500 м [Маргьнов, 1983а], причем в ее составе преобладают туфы и игнимбриты несколько более основного, дацитового и липарито-дацитового, составов, объединяемые в татаркинскую свиту (сеноман). Более кислые по составу игнимбриты и лавы включаются в хильскую и маломихайловскую свиты (поздний мел-палеоцен). В составе последней преобладают вулканогенно-осадочные отложения, содержащие датскую флору.

В маастрихт-датское время с началом субдукции под Евразию Тихоокеанской плиты происходит смена преимущественно кислого вулканизма на более основной андезитовый, а в дальнейшем – базальтовый, и смещение его активности к северу. В южной части пояса преимущественно андезитовые по составу породы выделяются в самаргинскую свиту, которая в некоторых районах покрывается кислой пирокластикой, относимой к богопольской свите позднемаастрихт-датского возраста. В северной части вулканогена начало излияния андезитовых лав датируется палиоценом, хотя это, возможно, связано с более слабой флористической изученностью территории. Андезитовые лавы сменяются выше по разрезу дацитовыми и липаритовыми, небольшие объемы которых позволяют рассматривать их в качестве дифференциатов.

Начиная с датского времени для южной части пояса и с эоцена для центральной и северной, территория ВСАВП стала ареной высокоглиноземистого базальтового вулканизма, активность которого продолжалась около 50–56 млн лет. Его максимальная интенсивность была характерна для центральной части пояса, где в результате деятельности вулканических аппаратов как центрального (главным образом щитовых вулканов), так и трещинного типов, сформировалась мощная пачка слабодифференцированных высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов, стратиграфическое расчленение и строение которых будут описаны в следующем разделе. В южной и северной частях пояса с базальтоидами переслаиваются кислые вулканы, достаточно большие объемы которых дают основание выделять контрастную базальт-липаритовую формацию. В центральной части вулканогена объем кислых лав невелик и среди них преобладают андезиты.

Позднекайнозойская эпоха магматической активности (10–3 млн лет) в восточном Сихотэ-Алине считается началом нового тектонического этапа развития. Породы этого возраста в виде небольших изолированных вулканических полей достаточно широко распространены в пределах япономорского региона – от Японских островов на востоке до континентальных районов Китая на западе. В центральной части восточного Сихотэ-Алиня к ним относятся Совганское и Нельминское плато, на юге Приморья – Шуфанское и Шкотовское.

### 4.1.3. Комплекс высокоглиноземистых базальтов

#### Стратиграфическое расчленение и строение разрезов

Начиная с Э.П. Изоха [1966], многочисленные исследователи отмечали продольную зональность Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, связывая ее с субширотными разрывными нарушениями, разбивающими всю структуру на ряд блоков с различным характером магматизма и металлогении. Блоковое строение вулканогена подчеркивают и особенности проявления базальтового магматизма. В пределах восточного Сихотэ-Алия выделяются три вулканических сегмента или зоны (рис. 32), хотя границы между ними достаточно условны.

**ЮЖНАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ЗОНА (ЮВЗ).** К этой зоне (Бикинская, по А.В. Олейникову, 1989) относятся базальтовые поля, располагающиеся южнее бассейна р. Единка. Наряду с основными породами кайнозойского возраста здесь широко развиты верхнемеловые кислые и средние по составу вулканиты, относимые к петрозувевской, синанчинской, приморской, самаргинской и богопольской свитам. Начало излияния базальтов датируется палеоценом. До недавнего времени они объединялись в две свиты – кузнецовскую и кизинскую, – пограничное положение между которыми занимали кислые эффузивы кхуцинской свиты. Эта сравнительно простая стратиграфическая схема в дальнейшем значительно усложнилась [Рыбалко и др., 1980; Попов, 1986; Назаренко, Бажанов, 1987; Олейников, 1989]. Наиболее древняя даний-палеоценовая толща базальтоидов, лежащая на базальных слоях конгломератов, песчаников, аргиллитов, галечников, содержащих тахобинскую флору датского возраста, выделяется в кузнецовскую свиту (рис. 33). В ее составе преобладают потоки андезитов, с которыми переслаиваются андезито-базальты и базальты, иногда горизонты агломератовых туфов, туффитов и песчаников. С кузнецовской свитой тесно ассоциируют кислые субщелочные породы верхнекедровской толщи палеоценового возраста, подробно описанные в работе [Попов, 1986].

Вышележащая салибесзская свита, впервые выделенная В.Н. Овечкиным в бассейне р. Светловодная, является возрастным аналогом сизиманской и соньинской свит Центральной вулканической зоны (рис. 33). Строение ее достаточно простое. Преобладают чередующиеся между собой субаэральные лавы базальтов и андезито-базальтов, редко содержащие линзы туфов, конгломератов, песчаников, аргиллитов с флорой эоцен-раннеолигоценного возраста.

На салибесзской свите залегают базальты и синхронные им осадочные отложения максимовской свиты, представленные аргиллитами, бурыми углями, алевролитами, песчаниками с флорой средне-позднеолигоценного возраста.

Наиболее молодая кизинская свита ниже-среднемиоценового возраста, сложена базальтами, андезито-базальтами, а в верхней части разреза –

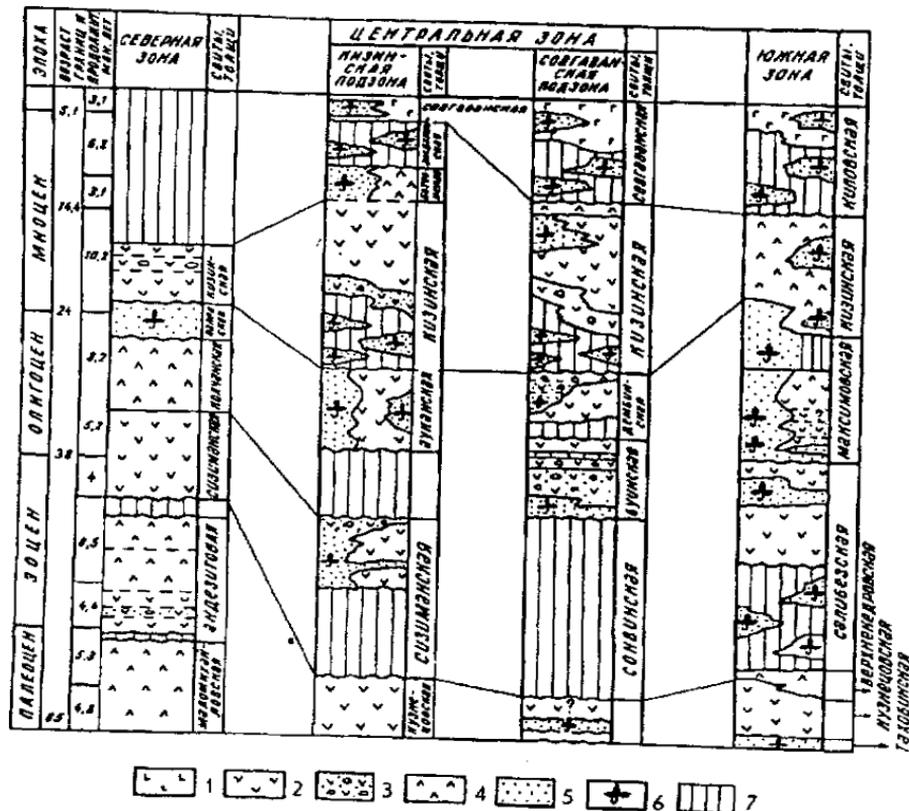


Рис. 33. Схема сопоставления стратиграфических колонок кайнозойских вулканических полей восточного Сихотэ-Алиния по Олейникову, [1989] с добавлениями автора.

1 – молодые платоэффузивы совганской свиты; 2–3 – раннемиоценовые базальты, андезитобазальты и андезиты (2) и их туфы (3); 4 – палеоцен-олигоценные базальты, андезитобазальты, андезиты и туфы основного и кислого составов; 5 – вулканогенно-осадочные породы; 6 – флора и палинофлора; 7 – перерывы в накопления вулканогенного и вулканогенно-осадочного материала

потоками лав андезито-дацитов, андезитов. В ее составе выделяются горизонты туфогенно-осадочных пород.

**К ЦЕНТРАЛЬНОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЕ (ЦВЗ)** относятся вулканические проявления, занимающие огромную площадь вдоль побережья Татарского пролива от бассейна р. Единка на юге до широты с. Богородское – на севере. Ее характерной особенностью является преимущественное развитие базальтовых пород, что свидетельствует об особом тектоническом режиме формирования. По геологическим и структурно-выщественным характеристикам основных вулканитов в пределах ЦВЗ выделяются две подзоны: Совганская и Кизинская.

Для Совгаванской подзоны характерно широкое развитие молодых позднемиоцен-плейстоценовых платобазальтов совгаванской свиты с выходом кислых и основных вулканитов позднемелового – раннемиоценового возраста лишь в эрозионных окнах.

Детальная характеристика базальтоидов дана в работах А.В. Олейникова, В.А. Кутолина, А.А. Прусевича, С.С. Есина, А.В. Василенко. По данным А.В. Олейникова [1989], их разрезы хорошо параллелизуются с таковыми для ЮВЗ. Базальтоиды, предположительно одновозрастные кузнецовским, пользуются ограниченным распространением и описаны в верхнем течении р. Самарга (устье р. Пухи), в береговых обнажениях Татарского пролива между бухтами Лудза и Сонье. В состав свиты входят андезито-базальты, андезиты, а также туфы и туффиты. Причем последние локализованы в верхних горизонтах разреза, слагаая либо небольшие размытые слои в кровле, либо крупные линзы среди туфов.

Стратотип вышележащей соньинской свиты, занимающей уровень сизиманской свиты северной части восточного Сихотэ-Алиня, описан в бухте Сонье. Он представлен перемытыми агломератовыми туфами, гиалокластитамы, подушечными лавами базальтов, конгломератами, алевролитами и песчаниками, содержащими эоценовую флору общей мощностью 120 м.

Базальты, синхронные осадочным отложениям максимовской свиты, включены в состав буинской (нижний–средний олигоцен) и дембинской (средний–верхний олигоцен) свит. Буинская сложена субаквальными отложениями (гиалобазальты, гиалокластиты, подушечные лавы базальтов, алевролиты и песчаники), дембинская – субазральными лавами базальтов, но в низах разреза содержит пачку субаквальных и осадочных пород с дембинской флорой [Олейников, 1989]. Среди пород обеих свит, выделенных А.А. Прусевичем [1986] совместно с соньинскими эффузивами в кизинскую серию, преобладают базальты и андезито-базальты. Андезиты, распространенные незначительно, залегают в верхних слоях разреза. Среди лавово-пирокластических пород береговых отложений Татарского пролива преобладают агломератовые кластолавы базальтов.

Четвертая свита базальтоидов среднемиоценового возраста – кизинская – сложена гиалокластитамы, подушечными лавами базальтов, опоками и песчаниками. В бассейне р. Самарга она содержит флору олигоцен-нижнемиоценового, а в более высоких горизонтах – миоценового уровня. В прибрежной части подзоны породы этого возраста широко распространены, но флористически слабо охарактеризованы. Ботчинская, верхнемиоценового возраста флора, собранная М.А. Ахметьевым [1974], характеризует самые

верхние части разреза. Среднемиоценовый возраст свиты подтверждается выполненными в Японии тремя К-Аг определениями (см. табл. 13). Причем все проанализированные образцы характеризуются аномально низким содержанием  $K_2O$  и пространственно расположены вблизи ареала позднемиоценовых платобазальтов.

Кизинская подзона изучена менее детально. С Совганской ее сближает преимущественно базальтовый характер вулканизма, но отличает практическое отсутствие ареалов молодых позднемиоценовых вулканитов. При проведении геолого-съёмочных работ масштаба 1:50000, расчленение базальтоидных толщ проводилось в соответствии со стратиграфической схемой, разработанной для Нижнего Приамурья, в то время как при тематических исследованиях за основу принималась схема приморских геологов.

По мнению А.В. Олейникова [1989], в северном Сихотэ-Алине к кузнецовской (датского возраста) свите могут быть отнесены только андезиты и липариты, прорванные и метаморфизованные гранитоидами прибрежной серии. Породы этого возраста, возможно, не были распознаны среди более молодых сизиманских и кхущинских эффузивов.

Вторая базальтоидная свита в Кизинском поле - сизиманская верхнеэоцен-олигоценового возраста, впервые выделена В.Б. Трояном и Н.В. Мартынюком. Ее стратиграфический разрез описан в Ауканском хребте, в бухтах Накатова и Сизиман, причем в пределах последней выделена одна из "старейших" флор Сихотэ-Алиня, которая рассматривается как опорная верхнеэоценовая, хотя в последнее время высказываются мнения о более молодом (олигоценовом или миоценовом) возрасте флороносных слоев. По данным А.Н. Минаевой, сизиманская свита представлена преимущественно базальтами, андезито-базальтами, андезитами, лавобрекчиями и туфами базальтов различной размерности. Встречаются песчаники и алевролиты, которые на некоторых участках разреза преобладают.

Базальты кизинской свиты ниже-среднемиоценового возраста распространены очень широко, причем район оз. Кизи рассматривается в качестве стратотипического. В последнее время наметилась тенденция удревнения возраста базальтов и перевода их в сизиманскую свиту. По данным М.А. Ахметьева [Ахметьев, Ботылева, 1971], кизинскую свиту по вещественному составу и структурному положению необходимо расчленять на две подсвиты. Нижнекизинская не отличается большим разнообразием и сложена, в основном, базальтами, долеритами, реже андезито-базальтами, туфами и лавобрекчиями. Верхнекизинская подсвита, пользующаяся ограниченным распространением и слагающая прижерловые и жерловые части палеовулканов, представлена андезитами, их туфами, лавобрекчиями, реже более основными и более кислыми породами.

**СЕВЕРНАЯ ИЛИ НИЖНЕАМУРСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ЗОНА (СВЗ)** [Мартынов, 1983, 1990] в структурном отношении представляет собой крупный свод, краевые части которого выполнены породами фундамента, а центральные, опущенные блоки – вулканогенными образованиями. К ее особенностям следует отнести широкое развитие кислых и средних по составу вулканитов, относимых к больбинской, татаркинской, маломихайловской, чхильской и самаргинской свитам верхнемелового–палеоценового возраста. В этом отношении она близка к ранее описанной Южной вулканической зоне.

По существующим стратиграфическим схемам, начало формирования базальтоидных толщ относится к эоцену. Наиболее древние породы сизиманской свиты залегают на подстилающих вулканитах несогласно, о чем свидетельствует наличие кор выветривания и маломощных прослоев конгломератов в основании. В разрезах преобладают сравнительно маломощные (10–15 м) лавовые потоки значительной протяженности. Изредка встречаются туфы. Состав пород варьирует от базальтов до андезитов, но преобладают андезито–базальты.

К границе между базальтоидами сизиманской и более молодой кизинской свит приурочены молассоидные отложения налевской свиты и незначительные проявления кислого вулканизма, продукты которого объединяются в олигоценовый колчанский комплекс [Мартынов, 1983].

Базальтоиды кизинской свиты миоценового возраста слагают кольцевые или линейные вулканоструктуры. В разрезе преобладают лавы, состав которых варьирует незначительно (андезито–базальты).

## Палеовулканологические реконструкции

Хотя из-за слабой обнаженности территории восточного Сихотэ-Алиня расшифровка структурных элементов высокоглиноземистых базальтов затруднена, в настоящее время с достаточной долей уверенности можно говорить о практически одновременном излиянии основных лав из вулканических аппаратов как центрального, так и трещинного типов. Для эоценового этапа вулканизма СВЗ (сизиманская эпоха) это впервые было отмечено В.Э. Пилацким, выделившим здесь два типа вулканических структур: изометрические кольцевые депрессии, которые можно рассматривать в качестве реликтов *страто* – *и/или щитовых вулканов* и *линейные грабены* северо-западной и субширотной ориентировки. Оба типа структур различаются между собой ассоциациями вулканических пород. В пределах первых, наряду с базальтами и андезито–базальтами, широко распространены андезиты, андезито–дациты и, реже, липариты, что свидетельствует о более значительной степени дифференциации первичных магм; в пределах вторых – только базальтоиды.

Аналогичная картина характеризует базальтовый вулканизм эоценового и, возможно, раннемиоценового возраста ЦВЗ. Здесь картируются многочисленные, различной степени сохранности вулканические аппараты центрального типа, а также грабены субширотной ориентировки. Например, залив Чихачева, представляющий собой затопленную кальдеру, контролируется одной из наиболее крупных широтных зон северной части восточного Сихотэ-Алиня [Ахметьев, Ботылева, 1971]. По данным А.Н. Минаевой, широтные и северо-западные разломы контролируют также размещение даек, субвулканических и интрузивных тел миоценового возраста, причем такую же ориентировку имеют гравитационные аномалии и молодые тектонические депрессии, представленные грабенами, выполненными четвертичными осадками.

Северо-восточные и субширотные раздвиги и зоны растяжения широко распространены также в пределах ЮВЗ, где их происхождение связывают со сдвиговыми дислокациями вдоль глубинных, северо-восточных и субмеридиональных разломов [Уткин, 1980; Попов, 1986]. По времени заложения и продолжительности зоны растяжения делятся на палеогеновые, неогеновые и длительного развития, причем раннекайнозойский вулканизм исключительно базальтовый по составу, встречается, как правило, в пределах последних [Попов, 1986].

## Петрологическая характеристика

Петрография высокоглиноземистых базальтов восточного Сихотэ-Алиня с различной степенью дальности была рассмотрена в работах В.К. Попова, А.В. Василенко, В.А. Олейникова, А.А. Прусевич и др. Собственные материалы автора, а также анализ литературных данных свидетельствуют о том, что близкие по кремнекислотности породы различных вулканических зон и стратиграфических уровней, а также низко- и высокотитанистые базальтоиды, как правило, не отличаются по петрографическим и минералогическим признакам и вследствие этого в дальнейшем *будут рассматриваться совместно*.

*Базальты и андезито-базальты*, в зависимости от местоположения образца в разрезе лавового потока, представляют собой породы с массивной, пористой или миндалекаменной текстурой. Структура пород преимущественно порфировая. Фенокристы, в зависимости от основности лав, представлены плагиоклазом и оливином, либо только плагиоклазом. Оба минерала часто образуют гломеропорфиновые срастания, свидетельствующие о кристаллизации в условиях, близких к котектическим. Иногда, совместно с оливином и плагиоклазом, встречаются крупные порфировые выделения

клинопироксена, содержащие включения более ранних по времени выделений минералов.

В андезито-базальтах Южной вулканической зоны описаны ксеногенные зерна кварца с реакционной клинопироксеновой оторочкой [Попов, 1986].

Состав центральных частей зональных кристаллов плагиоклаза колеблется от 75 до 65 моль% An (табл. 9). Иногда ядра крупных кристаллов, основность которых может достигать 95 моль% An [Мартынов, 1983], резорбированы и содержат многочисленные включения вулканического стекла, что в совокупности позволяет рассматривать их как ксенокристы.

Зональность фенокристов обычно прямая, иногда, в центральных частях крупных вкрапленников, осцилярная. Состав краевых зон фенокристов и микролитов основной массы колеблется от 45 до 60 моль% An. Обратная зональность встречается редко.

Содержание ортоклазовой молекулы в минералах не превышает 4 моль%, закономерно увеличиваясь с падением основности. Концентрация FeO в плагиоклазах из базальтов и андезито-базальтов колеблется от 0,4 до 1,1 мас.%, возрастающая с увеличением содержания альбитового компонента.

Плагиоклазы базальтов с относительно низкими содержаниями щелочей (<1 мас.%), встречающиеся главным образом в пределах ЦВЗ (рис. 34), характеризуются сравнительно низкой основностью (45–50 моль% An) и высоким содержанием ортоклазовой молекулы (4–10 мас.%) и FeO.

Центральные части крупных фенокристов оливина (табл. 10) по составу соответствуют хризолиту, реже – гиалосидериту (85–67 моль% Fo). Состав краевых зон колеблется в пределах 75–50 моль% Fo. С ростом железистости закономерно возрастает и содержание CaO в оливинах (от 0,13–0,28 до 0,5 мас.%).

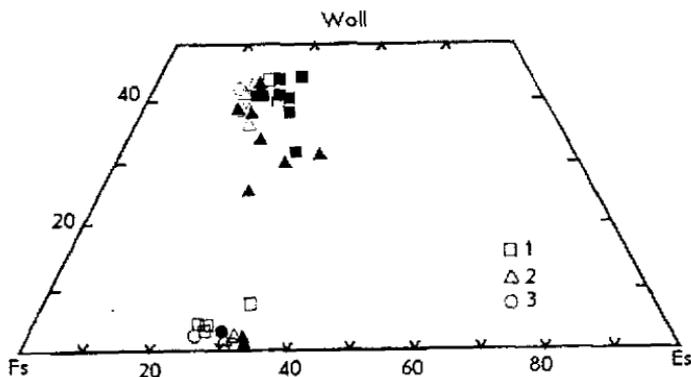


Рис. 34. Состав пироксенов в высококлиноземистых базальтах Северной (1), Центральной (2) и Южной (3) вулканических зон восточного Сихотэ-Алия. Залитые знаки – высокотитанистые лавы

Составы плагиоклазов (в мас.%) высокоглиноземистых базальтах  
восточного Сихотэ-Алиня

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	An	Ab	Or
Южная зона											
*P-46(c)	55.34	28.17	1.08	0.23	7.89	4.91	0.35	98.05	46.1	51.6	2.3
*P-46(r)	49.99	30.7	0.62	0.1	15.45	2.6	0.09	99.59	76.2	23.3	0.5
*1358(c)	50.66	30.3	0.45	0.16	13.76	4.01	0.36	99.82	64.2	34	1.8
*402(c)	51.3	30.78	0.5	—	13.39	3.62	0.24	99.88	66.4	32.2	1.4
*P-18(c)	47.6	31.35	1.27	0.63	15.9	2.9	0.5	100.18	73.2	24.4	2.6
Центральная зона											
1121-(c)	54.63	26.16	1.23	0.34	8.93	6.24	0.84	98.89	41.7	53.6	4.6
1121(r)	54.28	26.8	1	0.32	10.42	6.74	1.56	101.48	42.5	49.8	7.6
1104(c)	54.03	29.22	0.41	0.17	11.95	4.36	0.16	101.17	59.62	39.4	0.98
1104(r)	53.95	29.46	0.4	0.19	12.35	3.97	0.15	100.41	62.67	36.43	0.9
1104(r)	54.43	29.1	0.82	0.07	11.82	4.43	0.19	100.95	58.95	39.94	1.1
*1104(r)	63.67	23.65	0.8	0.05	5.28	7.65	0.69	101.89	26.49	69.41	4.1
*P-574(c)	47.45	31.79	0.58	0.05	15.52	2.59	0.09	98.07	76.4	23	0.6
*P-574(r)	47.87	31.94	0.61	0.06	15.46	2.58	0.09	98.61	76.4	23.1	0.6
*C-5012(c)	53.04	28.08	0.71	0.14	11.56	4.62	0.36	98.51	56.8	41.1	2.1
*P-505(c)	51.82	28.83	0.53	0.09	12.32	4.49	0.11	98.19	59.8	39.6	0.7
*P-505(r)	56.99	25.62	0.42	0.05	8.38	6.68	0.2	98.34	40.5	38.3	1.2
*P-458(c)	57.32	26.04	0.32	0.03	9.08	6.12	0.1	99.01	45	54.6	0.4
*P-458(r)	56.82	25.67	0.31	0.02	9.15	6.18	0.1	98.25	44.7	55	0.3
*P-469(c)	55.42	26.64	0.52	0.03	9.39	5.84	0.29	98.13	46.2	52.1	0.3
*P-469(r)	56.6	25.88	0.38	0.06	8.47	6.42	0.42	98.23	41.1	56.5	2.4
*P-455(c)	51.77	29.12	0.75	0.09	12.28	4.33	0.16	98.5	60.5	38.6	0.9
*P-455(g)	54.36	27.48	0.46	0.03	10.3	5.54	0.37	98.54	49.5	48.3	2.2
*C5033/1(c)	53.97	28.59	0.46	0.05	10.32	5.24	0.49	98.69	49.5	48.3	2.2
*C-5033(g)	59.2	24.48	0.25	0.05	6.53	7.53	0.57	98.61	31	64.7	4.3
Северная зона											
502(c)	52.93	30.02	0.63	0.14	12.79	3.89	0.22	100.7	63.65	35.03	1.32
502(r)	55.73	27.59	0.77	0.11	10.31	5	0.41	100.01	51.93	45.59	2.48
502(c)	52.11	30.6	0.37	0.09	12.99	3.82	0.22	100.23	64.42	34.24	1.31
502(r)	51.53	29.81	0.66	0.11	13.23	3.55	0.14	99.07	66.7	32.44	0.86
502(g)	53.84	28.61	0.88	0.05	11.43	4.58	0.33	99.85	56.82	41.2	1.98
502(g)	61.73	24.26	0.62	0.02	6.45	6.96	1.13	101.33	31.64	61.77	6.59
155(c)	51.99	30.83	0.65	0.06	13.53	3.3	0.22	100.7	68.46	30.23	1.31
155(r)	54.89	28.74	0.87	0.07	11.43	4.42	0.41	100.91	57.38	40.16	2.47
155(g)	54.98	28.85	0.87	0.03	11.67	4.44	0.38	101.31	57.91	39.82	2.26
413(c)	48.77	33.1	0.56	0.05	15.85	2.24	0.11	100.7	79.09	20.25	0.66
413(r)	52.68	30.43	0.63	0.03	12.79	3.69	0.22	100.53	64.83	33.82	1.35
413(g)	52.26	30.18	0.66	0.05	12.44	3.77	0.26	99.67	63.6	34.84	1.56
413(g)	54.33	28.45	1.35	0.1	11.44	4.42	0.29	100.47	57.8	40.42	1.77

Составы оливинов (в мас.%) высокоглиноземистых базальтов  
восточного Сихотэ-Алиня

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Total	Fo	Fa
Южная зона											
*P-40(c)	40.9	0.03	0.01	15.71	0.2	43.27	0.17	0.01	99.49	83.1	16.9
*P-47(c)	39.31	0.04	1.32	19.54	0.36	38.33	0.14	-	99.57	77.8	22.2
*P-47/1(c)	39.15	0.04	0.06	18.17	0.23	42.08	0.17	0.01	99.91	80.5	19.5
*P-247/1(c)	39.78	0.03	0.05	17.11	0.23	42.64	0.15	0.02	100.01	81.6	17.4
*P248/1(c)	38.03	0.03	0.02	27.72	0.49	33.28	0.22	0.04	99.83	68.1	31.9
*P200/5(c)	40.01	-	0.04	15.75	0.22	44.1	0.16	-	100.29	83.4	16.6
*P200/6(c)	40.19	0.07	0.01	15.28	0.18	44.86	0.16	0.01	100.7	83.9	16.1
*745(c)	39.4	0.02	0.01	27.2	0.29	33.7	0.16	-	100.78	68.9	31.1
Центральная зона											
1121(c)	37.32	0.24	1.65	28.98	0.38	33.64	0.46	0.45	103.56	67	32.4
1121(c)	37.58	0.05	0.25	17.94	0.22	43.18	0.22	0.09	99.85	80.9	18.8
*C5012(c)	40.11	-	-	20.7	0.34	41.31	0.16	-	-	78	22
*C-5012(r)	39.92	-	-	21.41	0.36	41.22	0.14	-	-	77.4	22.6
*P-574(c)	38.62	-	-	29.11	0.54	34.77	0.21	-	-	68	32
*P-574(r)	38.32	-	-	24.65	0.43	37.95	0.19	-	-	73.3	26.7
Северная зона											
502(c)	37.17	-	-	24.53	-	36.54	0.21	-	98.89	72.31	27.69
502(g)	35.28	-	-	38.85	-	24.34	0.32	-	99.61	52.26	47.74
155(c)	37.27	-	-	28.77	-	32.22	0.43	-	99.56	66.01	33.99
413(c)	38.58	-	-	23.74	-	37.8	0.14	-	100.67	73.65	26.35
413(g)	37.48	-	-	29.27	-	32.98	0.12	-	99.7	65.98	34.02
537(c)	37.93	0.03	0.02	25.82	0.44	37.28	0.21	-	101.7	72	27
537(g)	34.72	0.02	0.003	28.74	0.45	33.36	0.23	0.004	97.52	-	-
608(c)	37.96	0.02	0.014	22.21	0.35	40.02	0.17	0.01	100.8	76.3	23.8
608(g)	41.48	0.01	0.02	29.81	0.58	29.97	0.19	0.004	102.08	64.19	35.81
502(c)	38.19	0.08	0.04	20.18	0.29	44.11	0.15	0.01	103.09	79.6	20.4
502(g)	37.34	0.04	0.07	23.02	0.29	38.19	0.24	0.01	99.22	74.7	25.3
749(c)	37.46	0.04	0.63	20.67	0.35	43.22	0.19	0.02	102.58	78.8	21.2
749(r)	35.79	0.05	0.58	29.89	0.46	30.89	0.36	0.032	97.94	64.8	35.3
39/5(c)	36.1	0.02	0.66	21.26	0.27	39.99	0.27	0.03	98.6	77	23
39/5(r)	34.96	0.21	0.96	42.32	0.24	22.78	0.44	0.02	101.93	49	51.04

Примечание. Здесь и далее \*FeO – все железо в виде FeO; (c) – центральная и (r) – крайняя зоны фенокристов, (g) – микролиты основной массы. \* По литературным данным [Попов, 1986; Есин, 1988].

Фенокристы клинопироксена по составу отвечают авгиту (рис. 34, табл. 11), иногда салиту с содержанием 10–23 моль% ферросилитовой молекулы и 37–46 моль% волластонитовой. Зональность проявлена слабо. Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в фенокристах колеблется от 0,5 до 5,5 мас.%; концентрация TiO<sub>2</sub> варьирует от 0,3 до 2,5 мас.%

Редко встречающиеся в базальтах ВСАВП низкокальциевые пироксены по составу отвечают бронзиту, реже гиперстену (табл. 11). Кристаллы часто зональны, но вариации железистости обычно не превышают 5 моль% Fs.

Составы пироксенов (мас.%) высокоглиноземистых базальтов  
восточного Сихотэ-Алиня

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	En	Fs	Wo
Южная зона													
*P-46(c)	51.39	0.52	2.74	8.61	0.31	16.22	19.56	0.33	0.01	99.69	46.2	13.8	40.1
*P-46(r)	51.42	0.48	1.8	9.01	0.45	15.16	20.47	0.39	0.05	99.23	43.4	14.4	42.2
*P-46(c)	53.8	0.3	0.56	16.86	1.69	24.02	0.78	0.03	0.03	100.1	68.3	30.1	1.6
*P-46(r)	53.92	0.38	1	17.45	0.66	25.02	1.44	0.11	0.01	99.99	69.7	27.3	3
*P-26(c)	54.75	0.34	1.95	16.53	0.34	26.15	1.18	0.07	0.01	101.3	72.1	25.6	2.3
*P-40(c)	50	1.73	2.96	10.11	0.22	13.36	19.62	0.46	0.01	98.47	40.3	17.2	42.5
*P10/2(c)	50.28	0.98	4.09	9.78	0.2	14.75	18.64	0.39	0.02	99.13	43.8	16.3	39.9
*P10/2(r)	51.4	0.99	3.97	9.57	0.19	14.27	19.52	0.33	-	100.3	42.4	15.9	41.7
*P-93(c)	52.1	0.7	4.07	7.42	0.17	15.4	20.32	0.36	-	100.5	45.1	12.2	42.7
Центральная зона													
1121(c)	47.33	2.49	5.31	9.77	0.17	14.2	19.77	0.93	0.05	100.6	41.9	16.2	41.9
1121(c)	48.17	2.33	4.16	9.47	0.23	13.84	19.17	0.7	0.03	98.23	42	16.1	41.8
1104(c)	52.54	0.88	2.3	9.18	0.23	15.29	18.81	0.24	-	99.91	44.85	15.5	39.66
1104(r)	52.5	1.02	2.33	9.76	0.25	14.5	18.94	0.16	-	99.73	42.99	16.65	40.3
1104(c)	52.88	0.74	2.12	9.76	0.25	15.7	17.87	0.06	-	99.63	45.95	16.45	37.61
1104(r)	52.37	0.86	1.18	17.01	0.42	12.87	15.37	0.05	-	100.1	38.19	29.02	32.79
1104(c)	53.94	0.5	1	13.2	0.3	18.52	12.83	0.04	-	100.4	52.43	21.46	26.1
1104(r)	52.51	1	1.94	11.96	0.29	15.21	16.53	0.5	0.14	100.6	44.78	20.24	34.98
1104(g)	51.79	1.14	1.83	14.32	0.34	14.91	14.19	0.16	-	98.74	44.72	24.68	30.6
*P469(c)	50.6	0.43	2.44	8.88	0.41	15.28	20.92	0.49	-	99.45	41.6	14.6	43.8
*P469(r)	51.24	0.29	1.68	9.43	0.4	14.25	20.67	0.5	-	98.46	41.4	15.4	43.2
*P455(c)	50	0.72	3.21	8.58	0.28	15.03	20.45	0.35	-	99.62	43.5	14	42.5
*P455(r)	51.54	0.41	1.92	8.73	0.36	16.62	18.81	0.27	-	98.66	47.5	14.2	38.3
*P455(c)	49.36	0.72	3.44	8.7	0.26	15.34	20.38	0.43	-	98.63	44	14	42
*P455(r)	49.43	0.72	3.56	9.05	0.31	15.16	20.01	0.41	-	98.65	43.8	14.6	41.6
*P455(c)	52.24	0.39	1.7	8.67	0.35	16.36	19.01	0.27	-	98.99	46.9	13.9	39.2
*P455(r)	50.48	0.79	3.39	9.33	0.29	15.12	19.54	0.4	-	99.34	44	15.2	40.8
*P469(c)	52.62	0.08	0.67	20.02	0.91	23.3	1	0.05	-	98.65	66.1	31.9	2
*P469(r)	52.93	0.1	0.71	20.4	0.79	23.22	1.02	0.04	-	99.21	65.6	32.3	2.1
*P469(c)	52.59	0.1	0.94	19.74	0.94	24.35	0.9	0.04	-	99.6	67.5	30.7	1.8
*P469(r)	52.59	0.17	1.02	20.61	0.82	23.26	1.04	0.04	-	99.55	65.4	32.5	2.1

Структура основной массы базальтов и андезитов-базальтов голейтовая, микродеритовая, гиалопилитовая, интерсертиальная и пойкилоофитовая. Микролиты представлены плагиоклазом (преобладает), клинопироксеном, титаномagnetитом, а в более основных разностях – оливином. Ортопироксен встречается сравнительно редко. Составы плагиоклаза и оливина из основной массы, как правило, близки к составам краевых зон фенокритов (45–60 моль% An для плагиоклаза, 50–75 моль% Fo – для оливина). Незначительно отличаются от фенокритов и клинопироксены из основной массы. Иногда они несколько более железистые (1–2 моль% Fs), менее кальциевые и, как правило, характеризуются более низкими содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,0–4,5 мас.%).

В породах с относительно низкими содержаниями калия, но высокими титана при переходе от фенокритов к минералам основной массы заметно

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Ел	Fs	Wd
Северная зона													
502(с)	50.72	1.18	2.64	9.74	0.2	13.18	20.84	0.29	-	98.84	39.06	16.54	44.99
502(г)	50.25	1.32	2.67	10.08	0.28	12.97	20.74	0.36	-	98.69	38.5	17.25	44.25
502(г)	51.92	0.96	1.43	10.77	0.33	13.08	19.98	0.28	-	98.79	38.85	18.51	42.64
502(г)	51.1	0.96	1.32	11.92	0.39	12	19.25	0.28	-	99.87	38.53	20.47	41
155(г)	50.76	1.41	2.57	10.22	0.27	12.39	21.23	0.32	-	99.17	36.94	17.56	45.5
155(г)	49.12	2.15	3.04	11.47	0.32	11.55	20.54	0.43	-	98.62	35.07	20.09	44.84
155(г)	50.1	1.81	3.05	11.29	0.29	12.35	19.75	0.18	-	98.85	37.36	19.66	42.98
413(с)	52.22	0.86	4.35	8.82	0.27	13.5	20.03	0.39	-	98.43	40.92	15.45	43.63
413(г)	52.27	0.73	1.93	9.73	0.28	14.24	19.6	0.27	-	99.08	41.94	16.55	41.55
413(г)	52.22	0.81	2.16	9.85	0.25	14.16	19.31	0.33	-	99.2	41.99	16.82	41.19
413(г)	52.77	0.78	0.93	11.36	0.4	13.72	18.48	0.31	-	98.74	40.82	19.64	39.54
537(с)	48.96	1	2.65	8.99	0.2	15.1	19.99	0.36	0.03	97.29	43.7	14.6	41.7
537(г)	50.51	1.15	2.74	8.91	0.15	14.96	19.8	0.04	0.17	98.23	43.7	14.6	41.6
395(г)	46.64	3.22	4.58	11.83	0.22	12.45	20.09	0.64	0.01	99.72	37.5	20	42.5
625(с)	54.57	0.33	1.69	16.79	0.43	24.64	1.98	0.02	-	100.6	68.97	27.04	3.99
625(с)	54.2	0.05	2.82	25.69	0.31	7.45	2.67	-	-	99.2	60.89	31.1	3.02
625(с)	51.15	1.07	2.94	11.72	0.31	13.49	18.9	0.06	-	99.69	39.87	19.97	40.16
625(с)	54.18	0.34	1.76	16.47	0.36	24.58	1.99	0.02	-	99.87	69.32	26.64	4.04
625(с)	51.24	1.04	2.33	12.02	0.35	13.76	18.16	0.23	-	99.16	40.76	20.56	38.68
625(г)	52.62	0.82	1.56	14.62	0.53	14.39	15.42	0.04	-	100.1	42.35	25.02	32.63
625(г)	51.92	1.1	2.24	12.36	0.41	13.64	18.48	0.06	-	100.2	40.01	21.02	38.97

падает кальциевость клинопироксенов, вплоть до появления в основной массе субкальциевого авгита (25–35 моль% Woll) и пижонита (рис. 33). Подобный пироксеновый тренд более характерен для толентовых серий [Lindsley, 1983; Мартынов, 1988].

Вторичные изменения базальтов и андезитов-базальтов проявлены незначительно и выражаются главным образом в замещении фенокристов оливина и стекла основной массы соответственно идингистом и глинистыми минералами. В пористых лавах миндалины выполнены глинистыми минералами и цеолитами, причем последние чаще всего характерны для пород северной части пояса и представлены, согласно данным рентгеноструктурного анализа и ИК-спектроскопии, шабазитом, гейландитом и морденитом [Мартынов и др. 1979].

Андезиты в составе базальтовых толщ Южной и Центральной вулканических зон часто слагают мощные потоки, в то время как в Северной они представлены только экструзивными и субвулканическими телами. Покровные фации характеризуются порфировыми структурами. Вкрапленники, содержание которых варьирует от 10 до 40 об.%, представлены главным образом плагиоклазом и титаномагнетитом, иногда образующими гломеропорфировые сростки. В единичных количествах присутствуют оливин, ортопироксен, клинопироксен и роговая обманка. Содержание последней невелико, и она замещена вторичными продуктами.

Основная масса гиалиновая или гиалопилитовая, состоящая из микролитов плагиоклаза, ортопироксена и магнетита, редко – ортопироксена в вулканическом стекле.

Плагиоклаз является преобладающим минералом эффузивных андезитов. Порфиновые выделения характеризуются отчетливой прямой, реже ритмичной, зональностью. Состав центральных частей колеблется от 65 до 50 моль%  $Al_2O_3$ , иногда достигая 75 моль%  $Al_2O_3$  [Попов, 1986]; краевые зоны несколько более кислые (55–47 моль%  $Al_2O_3$ ). Содержание анортитовой компоненты в микролитах основной массы варьирует в пределах 35–55 моль%. Клинопироксены по составу отвечают авгиту с железистостью 22–27 моль%, как правило, не зональны, редко со слабо-выраженной прямой зональностью [Попов, 1986]. Для ортопироксенов часто характерна обратная зональность и сравнительно низкая железистость, близкая к таковой в базальтовых образцах ( $f=20-28$ ). Амфиболы, согласно классификации У.А. Дира с соавторами [1966], относятся к группе кальциевых роговых обманок.

Экструзивные андезиты СВЗ по ассоциации минералов близки к эффузивным аналогам, но отличаются лучшей раскристаллизацией. Парагенезис минералов-вкрапленников представлен плагиоклазом, орто- и клинопироксеном и магнетитом; сравнительно редкие амфиболовые разности встречаются главным образом в эндоконтактах экструзивных тел. Обращает на себя внимание близкая основность плагиоклаза (80–60 моль%  $Al_2O_3$ ) в андезитах и базальтовых магмах. Клинопироксен, отвечающий по составу магнезиальному авгиту ( $f=25-27$ ), характеризуется, как правило, прямой зональностью. Ортопироксен несколько более железистый, чем в эффузивных разностях ( $f=27-35$ ). Амфибол по составу ( $f=32$ ), и по оптическим свойствам относится к группе кальциевых роговых обманок.

Петрохимические характеристики. По содержанию щелочей позднемиоценовые-раннемиоценовые высокоглиноземистые базальтоиды ВСАВП относятся к породам нормальной и повышенной щелочности (табл. 12), располагаясь на диаграмме Кокса (рис. 35) в полях базальтов, андезито-базальтов, андезитов и трахиандезитов. По соотношению  $FeO^*/MgO-SiO_2$  наиболее основные разновидности этих пород могут быть классифицированы как толеиты, но с увеличением содержания кремнезема их фигуративные точки сдвигаются к границе толеитовой и известково-щелочной серии (рис. 36).

Содержание  $SiO_2$  варьирует от 47 до 56 мас.% с отчетливым или “размытым” максимумом в области 50–52 мас.% (рис. 34). Только для Северной зоны характерно бимодальное распределение элемента (47–51 и 52–56 мас.%), причины которого недостаточно ясны.

Содержание  $TiO_2$  в базальтах и андезито-базальтах варьирует в пределах 0,5–2,0 мас.%, причем, в пределах ЮВЗ и ЦВЗ отчетливо выделяются две группы пород с высокими (1,3–2,0 мас.%) и низкими (0,5–1,2 мас.%) содержаниями этого элемента. Данные по Северной зоне не столь показательны, что может быть связано с недостаточной представительностью имеющейся выборки.

Содержание петрогенных (мас.%) и микроэлементов (г/т)  
в высокоглиноземистых базальтах восточного Сихотэ-Алиня

№ обр.	*P-40	*P-247/1	*P-192	*P-26/3	*P-72	*P-116/2	*P-248	*P-26/1
	Южная зона							
SiO <sub>2</sub>	49.6	49.6	49.2	51.5	52.7	52.55	54	52.6
TiO <sub>2</sub>	1.18	1.39	1.4	1.2	1.35	1.05	0.96	1.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.4	17.64	18.6	18.64	17.28	18.9	17.65	16.6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.04	5.35	4.03	6.4	4.12	4.32	6.58	4.1
FeO	5.42	4.09	3.88	2.51	4.11	3.49	1.36	4.5
MnO	0.12	0.19	0.13	0.14	0.14	0.27	0.15	0.1
MgO	6.48	6.65	6.56	4.35	3.11	4.49	5.01	5.37
CaO	8.88	8.14	9.3	7.74	7.97	8.66	7.2	6.97
Na <sub>2</sub> O	3.33	3.21	3	3.44	3.38	2.7	3.22	3.15
K <sub>2</sub> O	1.04	1.52	0.77	1.52	1.5	1.4	0.79	2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	-	0.46	0.46	0.75	0.59	0.22	0.55
п.п.п.	2.07	1.86	2.4	2.35	2.81	0.56	2.37	3.1
Сумма	100.37	99.69	100.1	100.28	100.0	99.6	99.52	99.63
Rb	-	33	-	-	42	29	40	-
Ba	-	464	-	-	487	600	518	-
Sr	-	612	-	-	688	973	615	-
Pb	6	12	-	12	7	6	14	55
Sn	5	4	-	2	4	5	4	5.2
Cu	41	50	-	23	9	36	46	110
Zn	140	76	-	77	150	120	16	220
Ag	0.08	0.09	-	0.05	0.07	0.13	0.1	0.06
Ni	91	85	-	36	40	100	72	76
Co	36	18	-	11	14	34	21	30
Cr	87	150	-	57	32	150	60	91
V	190	120	-	110	160	170	130	430
Zr	-	243	-	-	332	317	311	-
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-
La	-	-	-	-	49	-	-	-
Ce	-	-	-	-	66	-	-	-
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	13	-	-	-
Y	-	-	-	-	28	-	-	-

Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> колеблется в пределах 15,5–22 мас.% с отчетливо выраженным максимумом в области 17,5–18,5 мас.% (рис. 37), что позволяет относить описываемые породы к группе высокоглиноземистых базальтов. Содержание остальных петрогенных окислов также варьирует, но преобладают лавы с 5–6 мас.% MgO, 6,5–8,0 мас.% CaO, 3–3,5 мас.% Na<sub>2</sub>O и более 1 мас.% K<sub>2</sub>O.

Зависимость содержаний петрогенных окислов от концентрации MgO в породах проявлено не отчетливо (рис. 38), что, в целом, типично для высокоглиноземистых базальтов [Myers, 1988]. С ростом магниальности содержание

№ обр.	*P-206/6	*P-18	*P-116/3	*P-26	*P-93	1687	1104	1123
	Южная зона					Центральная зона		
SiO <sub>2</sub>	52.29	56.6	59.3	59	59.4	49.3	51.45	51.8
TiO <sub>2</sub>	1.76	0.77	0.65	0.67	0.78	1.53	1.34	1.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.93	18.7	17.77	17.36	18.07	18.03	16.7	17.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.7	3.32	3.65	2.69	2.4	2.64	4.04	2.14
FeO	6.59	3.92	2.74	2.72	3.25	6.67	5.69	8.02
MnO	0.15	-	0.11	0.02	0.1	0.16	0.14	0.15
MgO	5.97	3.37	2.57	1.95	2.67	6.54	7.81	7.8
CaO	6.25	6.12	6.63	5.44	6.08	7.08	8.16	6.52
Na <sub>2</sub> O	3.08	3.86	3.46	4.17	3.54	3.2	2.73	2.87
K <sub>2</sub> O	1.46	1.91	1.06	1.74	1.95	0.86	0.69	1.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.45	0.6	0.39	0.22	0.62	0.63	0.27	0.47
п.п.п.	2	1.11	0.88	3.57	0.24	3.23	1.2	0.06
Сумма	99.65	100.4	99.91	99.72	99.72	100.27	100.23	100.17
Rb	-	53	20	-	57	19	18	27
Ba	349	392	330	-	434	550	249	355
Sr	-	618	743	-	600	781	368	558
Pb	22	25	8	-	10	15	2	3
Sn	3	4	2	-	2	1	3	5
Cu	55	12	14	-	21	57	81	95
Zn	87	130	83	-	110	130	57	41
Ag	0.1	0.02	0.08	-	0.09	0.12	-	-
Ni	120	27	9	-	34	48	190	196
Co	26	25	15	-	11	20	63	45
Cr	150	25	32	-	11	78	175	123
V	100	330	180	-	320	220	140	140
Zr	-	206	87	-	191	140	62	102
Hf	-	-	-	-	-	3.58	1.9	2.77
La	-	-	24	-	-	26	5	14.3
Ce	-	-	29	-	-	53	14	28.5
Eu	-	-	-	-	-	2.18	1.4	1.84
Yb	-	-	-	-	-	2.3	0.9	2.01
Lu	-	-	-	-	-	0.33	0.18	0.3
Nb	6	-	10	-	-	14	23	-
Y	28	18	-	-	-	27	11	-

SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O в образцах заметно уменьшается, концентрация CaO возрастает, а Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> остается практически постоянным. Концентрации Na<sub>2</sub>O и TiO<sub>2</sub> варьируют незакономерно.

#### Элементы-примеси

Поведение элементов-примесей в магматических процессах описывается сравнительно простыми математическими законами, что определяет их важность для петрогенетических построений. Когерентные элементы (Ni, Co, Cr, V, Sr) имеют отчетливую тенденцию к накоплению в кристаллических фазах:

№ обр.	1729	1120	*С-5012	*Р-455	*Р458	*Р-505	39/5	770
	Центральная зона						Северная зона	
SiO <sub>2</sub>	53.8	52.21	53.9	58.4	60.1	60.01	47.6	47
TiO <sub>2</sub>	1.02	1.52	1.23	0.79	0.63	0.67	1.56	1.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.56	18.48	17.6	18.09	17.6	17.92	18.54	17.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.89	3.29	2.57	4.09	3.47	4.58	6.75	3.7
FeO	2.59	6.63	5.42	2.55	2.43	1.78	4.03	7.57
MnO	0.09	0.17	0.17	0.11	0.1	0.11	0.18	0.17
MgO	4.65	5.09	4.06	2.35	2.48	2.22	5.65	6.85
CaO	6.2	7.02	7.43	6.58	5.71	5.9	8	7.95
Na <sub>2</sub> O	3.72	2.29	3.76	4.31	4.85	4.04	3.43	2.71
K <sub>2</sub> O	1.21	1.93	1.64	1.25	1.3	0.96	1.06	1.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.41	0.76	0.46	0.33	0.21	0.17	0.44	0.39
п.л.п.	1.71	0.01	1.72	1.25	1.13	1.29	1.85	1.9
Сумма	99.58	100.12	99.93	99.9	99.79	99.65	99.53	99.65
Rb	15	31	-	-	-	-	-	29
Ba	590	650	-	-	-	-	-	-
Sr	530	679	-	-	-	-	-	1055
Pb	19	13	-	-	-	-	6	5
Sn	2	3	-	-	-	-	4	3
Cu	67	91	-	-	-	-	87	79
Zn	74	40	-	-	-	-	66	60
Ag	0.04	-	-	-	-	-	0.06	0.11
Ni	34	34	-	-	-	-	83	72
Co	17	24	-	-	-	-	91	52
Cr	71	78	-	-	-	-	54	48
V	110	150	-	-	-	-	110	110
Zr	178	178	-	-	-	-	-	99
Hf	3.37	-	-	-	-	-	2.2	4.6
La	18.4	-	-	-	-	-	1.7	13.5
Ce	37.5	-	-	-	-	-	3.7	25
Eu	1.77	-	-	-	-	-	1.6	1.6
Yb	2.56	-	-	-	-	-	3.2	2.3
Lu	0.38	-	-	-	-	-	0.33	0.33
Nb	-	17	-	-	-	-	-	12
Y	-	8	-	-	-	-	-	29

Ni и Co изоморфно замещают Fe<sup>2+</sup> и Mg в оливинах и пироксенах; Cr и V являются геохимическими аналогами Fe<sup>3+</sup> и преимущественно входят в магнетиты и водосодержащие минералы; Sr замещает Ca в структуре плагиоклаза.

Концентрации Ni в известково-щелочных базальтах восточного Сихотэ-Алиня колеблются от 30 до 110 г/т, но обычно не превышают 70 г/т. Наиболее низкое содержание элемента характерно для базальтов Северной зоны (около 50 г/т), наиболее высокое – для Южной (около 93 г/т). С падением магнетитности концентрации Ni в породах падают (рис. 39), достигая 30 г/т в андезитах, но в вулканитах северной части ВСАВП такая закономерность не проявлена и содержания Ni в базальтах и андезитах практически одинаковы.

№ обр.	502	537	518	155	413	608	689	718
Северная зона								
SiO <sub>2</sub>	48.56	48.75	49.3	50.13	51.04	52.98	52.95	52.97
TiO <sub>2</sub>	1.53	1.49	1.15	1.37	1.16	1	1.16	1.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.76	16.51	19.23	17.74	19.48	17.78	18.36	18.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.48	5.78	3.03	3.36	5.21	3.63	4.79	3.49
FeO	6.11	5.55	5.96	5.89	2.91	5.85	3.4	4.75
MnO	0.17	0.16	0.23	0.17	0.15	0.17	0.25	0.16
MgO	5.37	6.96	6.75	5.65	4.26	5.59	2.79	4.18
CaO	8.36	7.55	8.08	9.2	8.8	5.78	7.97	7.12
Na <sub>2</sub> O	3.43	2.88	3.19	3.69	2.83	3.59	3.27	3.29
K <sub>2</sub> O	1.15	1.28	1.01	1.25	1	2	1.01	1.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.43	0.64	-	-	0.45	-	0.73	0.2
п.п.п.	1.05	1.3	1.91	0.36	1.17	-	0.9	0.4
Сумма	100.66	99.78	99.78	99.41	98.51	99.57	99.9	99.25
Rb	-	-	-	35	14	-	-	-
Ba	-	-	-	-	614	-	-	-
Sr	-	-	-	597	728	-	-	-
Pb	4	18	6	34	15	12	14	44
Sn	2	3	2	4	3	3	3	3
Cu	55	140	94	98	200	72	87	76
Zn	57	57	91	78	50	70	66	83
Ag	-	0.09	0.08	0.04	0.04	0.06	0.15	0.1
Ni	36	30	61	70	13	64	56	50
Co	17	20	34	39	50	21	22	19
Cr	29	26	68	75	40	76	83	63
V	160	180	200	158	130	175	180	140
Zr	-	-	-	118	-	-	-	-
Hf	-	-	1.4	5.5	-	-	3.5	7.8
La	-	-	18	17.4	-	-	27.3	30.8
Ce	-	-	40	40	-	-	70	80
Eu	-	-	1.6	1	-	-	1.7	1.5
Yb	-	-	1.9	2.7	-	-	3.2	2.4
Lu	-	-	0.33	0.41	-	-	0.34	-
Nb	-	-	-	15	-	-	-	-
Y	-	-	-	30	-	-	-	-

Концентрации Со в базальтах ЦВЗ (около 40 г/т) заметно выше, чем в соответствующих породах СВЗ и ЮВЗ (около 26 г/т). При переходе от базальтов к менее магнезиальным лавам отмечается закономерное падение содержания элемента.

Содержание Ст в базальтах трех вулканических зон также отличаются друг от друга, причем наиболее обогащены этим элементом вулканыты ЦВЗ (около 113 г/т) (табл. 12). С падением магнезиальности содержание хрома закономерно уменьшается, хотя в эффузивах СВЗ такая тенденция не проявлена (рис. 39).

Наиболее высокие концентрации V характерны для базальтов Южной вулканической зоны (около 183 г/т), а наиболее низкие - для Центральной (около

№ обр.	749	531	679	530/2	ЮВЗ(56)	ЦВЗ1(43)	ЦВЗ2(35)	СВЗ(63)
	Северная зона				Средние составы			
SiO <sub>2</sub>	52.2	61.55	59.8	60.33	52.19	51.15	51.31	51.51
TiO <sub>2</sub>	1.44	0.66	0.81	0.74	1.16	1.31	1.06	1.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.86	15.82	17.69	16.56	17.73	17.64	18.21	17.81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.29	4.85	3.44	3.26	4.04	4.77	4.33	4.31
FeO	5.3	2.22	3.76	3.8	4.32	5.13	4.72	4.92
MnO	0.26	0.08	0.11	0.12	0.15	0.91	0.14	0.16
MgO	6.8	2.14	2.47	2.52	5.07	5.48	5.28	8
CaO	7.35	4.04	4.91	4.31	7.85	7.96	8.11	7.89
Na <sub>2</sub> O	3.73	3.04	2.4	3.43	3.99	3.04	3.35	3.35
K <sub>2</sub> O	1.73	3.45	2.83	3.78	1.46	1.32	1.17	1.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.62	0.38	0.29	0.3	0.37	0.43	0.34	0.37
п.п.п.	0.88	0.77	0.1	0.13	-	-	-	-
Сумма	99.81	99.75	100.22	100.21	-	-	-	-
Rb	60	71	79	75	35	22	-	37
Ba	882	948	902	1225	-	479	-	732
Sr	922	464	589	464	786	530	-	792
Pb	11	20	34	14	13	14	-	12
Sn	3	3	3	2	3.5	2	-	3
Cu	100	79	91	79	39	63	-	85
Zn	69	57	87	87	123	72	-	65
Ag	0.11	0.07	0.07	0.06	0.08	-	-	0.13
Ni	72	38	32	45	72	60	-	55
Co	47	9	17	11	24	22	-	26
Cr	77	60	9	32	79	77	-	54
V	200	160	140	170	192	138	-	160
Zr	200	160	140	170	192	138	-	160
Hf	266	227	176	235	262	147	-	166
La	31	47	27	-	-	16	-	22
Ce	-	49	49	-	-	33	-	49
Eu	-	-	-	-	-	1.8	-	1.5
Yb	-	-	-	-	-	1.9	-	2.6
Lu	-	-	-	-	-	0.3	-	0.35
Nb	39	16	16	7	-	12	-	20
Y	50	22	16	22	-	17	-	35

147 г/т). В андезито-базальтах и андезитах Северной зоны содержания элементов закономерно уменьшаются, в то время как в пределах двух других зон они остаются практически на одном уровне.

Содержания Sr в основных породах ВСАВП варьируют в значительных пределах (254–1000 г/т в базальтах; 375–782 г/т в андезито-базальтах; 353–589 г/т в андезитах), уменьшаясь с падением магнезиальности пород.

К *некогерентным* относятся элементы, коэффициенты распределения которых между главными породообразующими минералами и расплавом близки к нулю, вследствие чего они имеют тенденцию накапливаться в остаточной жидкости. Определенными особенностями поведения характеризуются Rb и Ba,

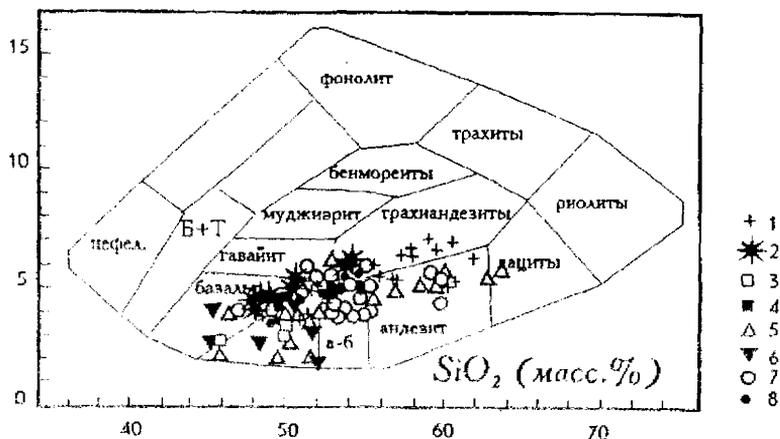


Рис. 35. Классификационная диаграмма Кокса для высокоглиноземистых базальтов восточного Сихотэ-Алиня.

1, 2 — низко-(1) и высокотитанистые (2) базальты СВЗ; 3, 4 — то же Кизинской подзоны ЦВЗ; 5, 6 — то же Совгаванской подзоны ЦВЗ; 7, 8 — то же ЮВЗ

которые совместно с калием мобильны в магматической флюидной фазе, вследствие низкого ионного потенциала [Pearce, 1983].

Содержание Rb (рис. 40) колеблется от 6 до 35 г/т в базальтах, 30-85 г/т в андезито-базальтах, достигая 97 г/т в андезитах, т. е. закономерно увеличивается с ростом кремнекислотности и калиевости пород.

Аналогичным образом ведет себя Ba. В базальтах содержание этого элемента варьирует от 344 до 811 г/т, андезито-базальтах — 614-1200 г/т, в андезитах — 902-1250 г/т.

Данные по содержанию Zr, Hf, Ta в основных эффузивах восточного Сихотэ-Алиня немногочисленны. В базальтах СВЗ концентрации Zr колеблются от 99 до 216 г/т, в андезито-базальтах они достигают 213 г/т и остаются примерно на том

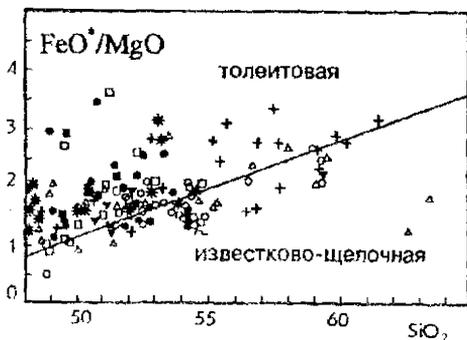


Рис. 36. Классификационная диаграмма Миаширо для высокоглиноземистых базальтов ВАСВП. Условные обозначения см. на рис. 35

же уровне в андезитах (около 211 г/т). В базальтах и андезитах ЮВЗ содержания Zr заметно выше (табл. 12). Концентрации Hf в базальтах Северной зоны составляют 1,4–4,6 г/т, достигая 5,6 г/т в андезито-базальтах.

Зависимость поведения микроэлементов от магнезиальности пород (рис. 39) проявлена неочетливо из-за значительного разброса фигуративных точек. С ростом содержания MgO намечается тенденция падения концентраций некогерентных элементов.

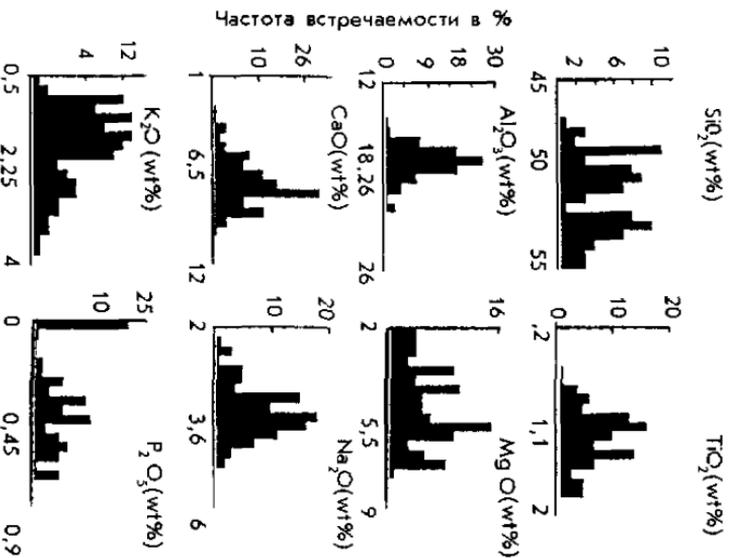
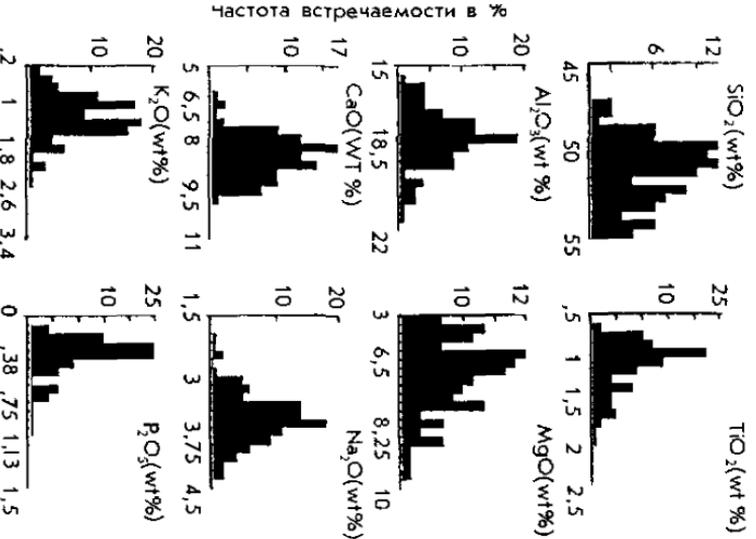
Коэффициенты распределения *редкоземельных элементов* (РЗЭ) между минералами и расплавом меняются монотонно с увеличением порядкового номера элемента, но остаются значительно меньше 1 практически для всех минералов. Лишь гранат, накапливая тяжелые редкоземельные элементы (Yb, Lu), может менять первичное соотношение тяжелых и легких лантаноидов в магматической жидкости. Свообразием отмечается также поведение Eu, коэффициент распределения которого между расплавом и плагиоклазом зависит от активности кислорода в магматической системе.

Распределение РЗЭ в высокоглиноземистых базальтах и андезито-базальтах восточного Сихотэ-Алиня в целом типично для этого типа пород: общее высокое содержание (главным образом за счет легких лантаноидов) и закономерное уменьшение нормированных к хондриту концентраций элементов с ростом их порядкового номера. Сумма РЗЭ варьирует от 57,75 до 104,46 г/т в базальтах и 167,27–171,2 г/т в андезито-базальтах. Отношение  $(Ce/Yb)_n$  колеблется от 2,8–5,5 в базальтах, до 5,6–8,6 в андезито-базальтах.  $(La/Sm)_n$  отношение, характеризующее наклон спектра распределения РЗЭ в области легких лантаноидов, варьирует от 1,5–5,–6 в базальтах до 3,3–3,5 в андезито-базальтах (рис. 41).

Содержания La, Ce, Nd, Pm и отчасти Sm положительно коррелируется с содержанием  $K_2O$ , хотя зависимость проявлена недостаточно отчетливо.

*Соотношение некогерентных элементов* в комагматических сериях магматических пород должно оставаться постоянным, поэтому наряду с изотопными данными этот показатель широко используется в петрографических построениях. Для высокоглиноземистых базальтов ВСАВП соотношения  $Ce/La$ ,  $Zr/La$  и  $P_2O_5/La$  близки к постоянной величине (рис. 40). Значительный разброс фигуративных точек на диаграммах  $Rb/La$  и  $K_2O/La$  в целом типичен для высокоглиноземистых базальтов и рассматривается как результат высокой миграционной способности крупноионных литофилов в присутствии магматического флюида.

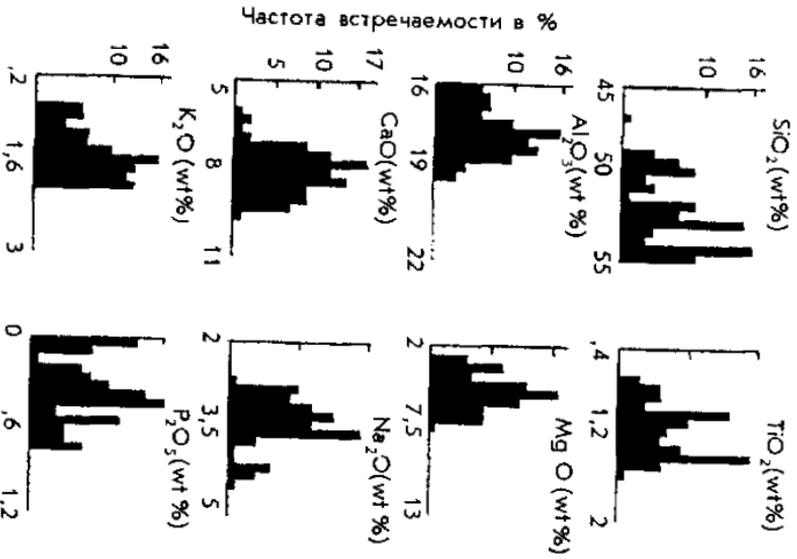
*Изотопные соотношения.* Данные по соотношениям изотопов Sr и особенно Nd в высокоглиноземистых базальтах ВСАВП немногочисленны и характеризуют лишь единичные образцы Северной, Центральной и Южной вулканической зон (табл. 13). Колебания значений достаточно велики



Фиг. 37. Гистограммы распределения петрогенных элементов в высокоглиноземистых баазальтах восточного Сихотэ-Алиня. А - КЮВЗ; Б - ЦВЗ, Сояванская полония; В - ЦВЗ, Кизинская полония; Г - СВЗ

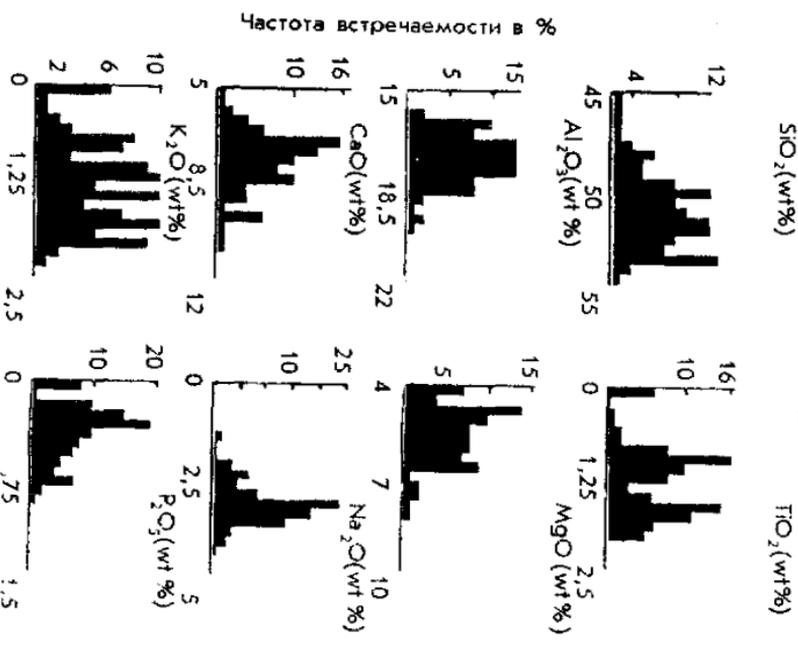
A

Колличество образцов: 168



B

Колличество образцов: 167



Абсолютный возраст и содержание радиогенных изотопов в различных типах базальтов  
восточного Сихотэ-Алиня и Камчатки

№ обр.	Привязка	Возраст (млн лет)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr/I	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Nd/I
КАМЧАТКА						
2134	в. Мутновский	соврем.	0.703284	—	0.513094	—
2212	в. Горелый	соврем.	0.703262	—	0.513013	—
ПЛАТОБАЗАЛЬТЫ						
389/2	Шкотовское	11.81±0.34	0.704693	0.704679	0.512649	0.512632
369/11	плато	10.79±0.31	0.704252	0.704252	0.512692	0.512682
369/11b		8.85±0.51	0.704480	0.704474	0.512791	0.512780
369/13		8.68±0.21	0.704488	0.704458	0.512684	0.512675
so-73		10.10±0.31	—	—	—	—
vs-1		—	0.704152	0.704120	0.512716	0.512669
vs-3		—	0.704757	0.704712	0.512623	0.512661
1328	Совгаванское	11.89±0.37	0.704362	0.74350	0.512804	0.51278
1381	плато	9.93±0.31	0.70710	0.703701	0.512677	0.512660
108/10		—	0.703926	0.703904	0.512574	0.512561
68		6.84±0.26	0.703803	0.703782	0.512734	0.512728
97		—	0.703814	0.7038	0.512765	0.512741
84		—	0.703840	0.703822	0.512714	0.512696
108/6		8.05±0.25	0.704126	0.704108	0.512647	0.512639
108/7		—	0.704182	0.704140	0.512517	0.512504
108/14		—	0.703989	0.703971	0.512625	0.512612
1120		6.43±0.17	0.703859	0.703840	0.512705	0.512686
so-29	Нельминское	6.37±0.2	0.703853	0.703839	0.512815	0.512785
so-36	плато	4.96±0.26	0.704085	0.704064	0.512743	0.512722
1787		5.42±0.14	0.704243	0.704236	0.512727	0.512721
ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ БАЗАЛЬТЫ						
120/9	ЦВЗ	19.1	0.704325	0.704317	0.512496	0.512477
19	ЦВЗ	21.1±0.39	0.703359	0.703335	0.512905	0.512882
122/7	ЦВЗ	24.38±0.76	0.703955	0.703930	0.512827	0.512806
122/8	ЦВЗ	—	0.703733	0.703720	0.512902	0.512872
17	ЦВЗ	21.1	0.703434	0.703410	0.512918	0.512896
122/13	ЦВЗ	—	0.703874	0.703850	0.512846	0.512818
770	СВЗ	24.81±0.78	0.703896	0.703880	0.512886	0.512855
122/14	ЦВЗ	29.02±0.91	0.703771	0.703762	0.512881	0.512856
SO-9	ЦВЗ	33.56±1.05	0.704467	0.704430	0.512683	0.512670
SO-23	ЦВЗ	33.64±1.05	0.704438	0.704412	0.512732	0.512715
SO-13	ЦВЗ	34.67±1.06	0.704563	0.704530	0.512669	0.512651
SO-17	ЦВЗ	36.05±1.12	0.704378	0.704351	0.512755	0.512732
1119	ЦВЗ	34.85±1.09	0.704806	0.704780	0.512738	0.512720
155/1B	СВЗ	31.45±0.96	0.703892	0.703868	0.512836	0.512707
537	СВЗ	36.7±1.07	0.703945	0.703872	0.512787	0.512762
609	СВЗ	36.76±0.96	0.704030	0.703899	0.512844	0.512814
K-01	ЮВЗ	47.30±1.21	0.705097	0.705091	0.512647	0.512608
SO-62	ЮВЗ	54.81±1.83	0.705157	0.705130	0.512662	0.512640

Примечание. Sr/I и Nd/I — рассчитанные первичные соотношения изотопов Sr и Nd.

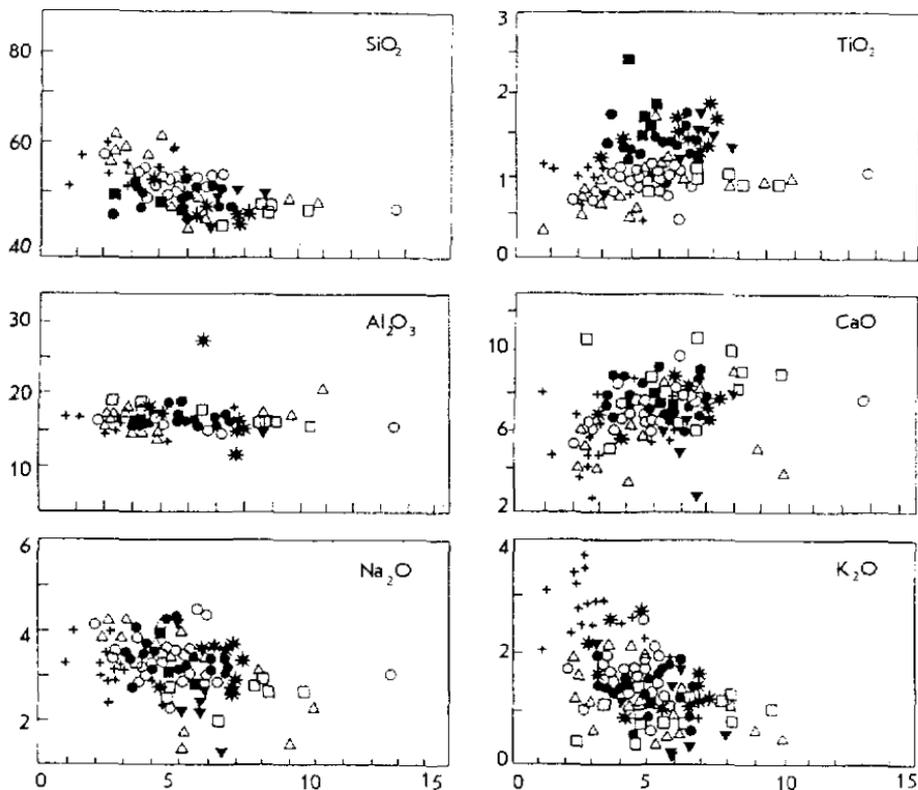


Рис. 38. Вариации петрогенных элементов по отношению к MgO в высокоглинозистых базальтах восточного Сихотэ-Алия. Условные обозначения см. на рис. 35

(0,703434–0,705097 для  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и 0,52496–0,512905 для  $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ ) и соответствуют таковым в базальтах океанических островов и островных дуг с высоким Ce/Yb отношением (рис. 42). Наиболее децетированными в отношении радиогенных изотопов являются молодые эффузивы кизинской свиты ЦВЗ (19–21 млн лет), которые по этим характеристикам близки к базальтам островных дуг с низким Ce/Yb отношением, в частности южного отрезка Курильской островной дуги и тыловодужным лавам СВ Японии.

Базальты Северной, Центральной и Южной вулканических зон ВСАВП, более ранние по времени формирования (36,7–48 млн лет), отличаются соответственно более высокими соотношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и низкими  $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ , причем фигуративная точка образца ЮВЗ, с возрастом 48 млн лет располагается вблизи состава недецетированной мантии, при некотором смещении в область более высокого содержания радиогенного Sr.

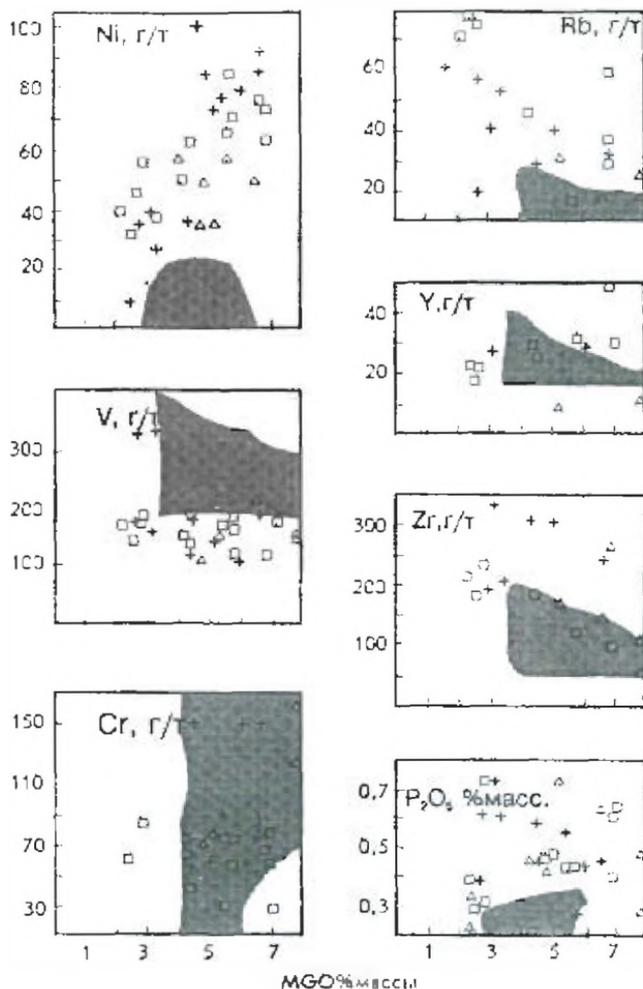


Рис. 39. Вариации концентраций микроэлементов в высокоалюмоземных базальтах восточного Сихотэ-Алиня в зависимости от содержания магния.

Условные обозначения см. на рис. 35. Крапом показаны поля составов гинезиновых базальтов Алеутской островной дуги по Myers [1988].

Таким образом, наблюдается зависимость изотопных параметров базальтоидов от возраста их излияния. Аналогичная закономерность обнаруживается и при анализе данных С.В. Есенин с соавторами [1992] по базальтам кизильской свиты ЦВЗ, хотя возраст пород оценивался косвенными методами, а отбор образцов осуществлялся в удаленных разрезах.

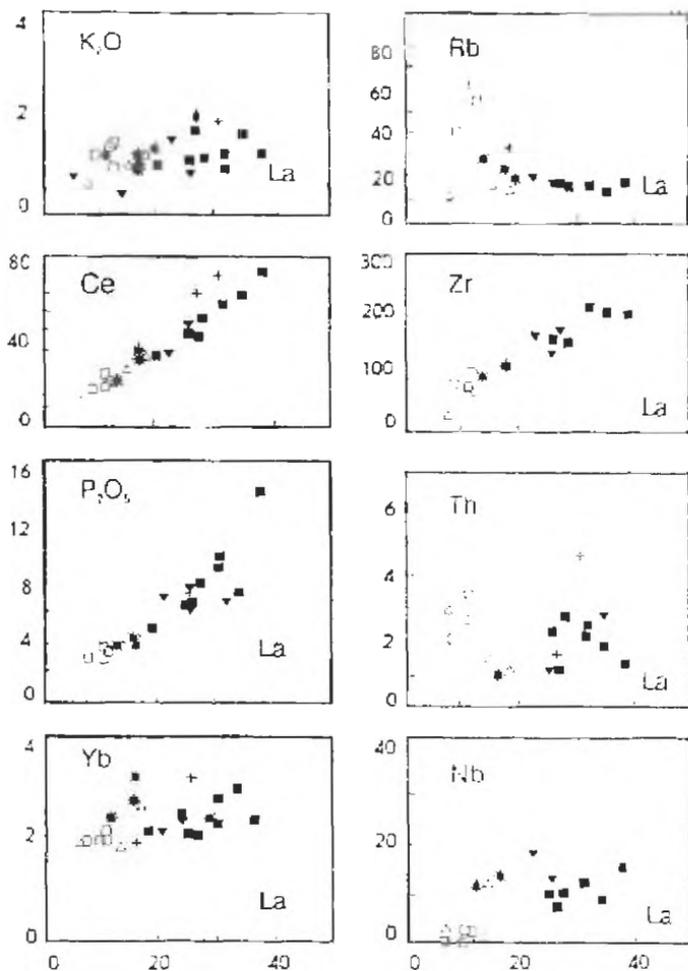


Рис. 40. Соотношение несовместимых элементов (R) в высокоглиноземистых базальтах восточного Сихотэ-Лииня.  
Условные обозначения см. к рис. 35

## Петрогенезис высокоглиноземистых базальтов

**Петрохимические типы.** При выделении петрохимических типов магматических пород чаще всего используют содержания щелочных элементов, но для высокоглиноземистых базальтов ВСАВП с униmodalным распределением  $K_2O$  и  $Na_2O$  (рис. 37) подобный подход носит формальный характер.

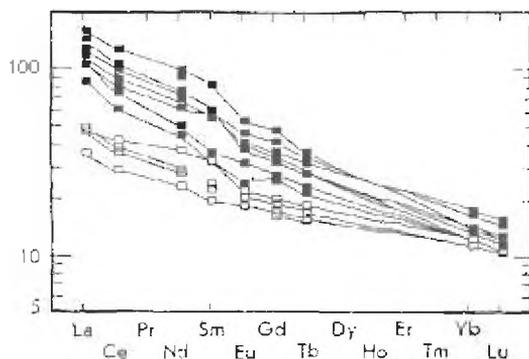
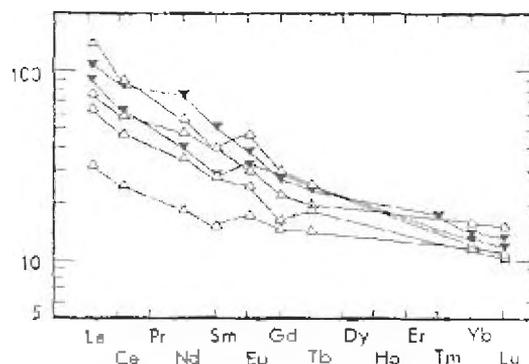


Рис. 11. Распределение редкоземельных элементов, нормализованное к хондриту в высокоглиноземистых базальтах восточного Сихотли-Аллия.

1-2 — высоко- и низкотитанистые (2) базальты Цет, 3-4 — то же СВЗ.



■ 1    □ 2    △ 3    ▼ 4

Только гистограмма плотности распределения  $TiO_2$  (рис. 34) отчетливо двумодальна, что дает основание предполагать существование двух петрохимических совокупностей — низко- и высокотитанистых базальтов. Минимум на кривой плотности распределения, в области 1,2–1,3 мас. %  $TiO_2$ , может рассматриваться как граница двух групп.

О необходимости выделения среди высокоглиноземистых базальтов ВСАВИ низко- и высокотитанистых разновидностей свидетельствуют и геологические данные. Оба петрохимических типа распознаются как среди относительно древних (кузнецовская и сизиманская свиты), так и молодых (визинская свита) комплексов, но различаются между собой структурной позцией. Низкотитанистые базальты выполняют крупные кольцевые депрессии, которые можно рассматривать как реликты вулканических аппаратов центрального типа, в то время как высокотитанистые лавы встречаются главным образом в пределах тектонических грабенов, что свиде-

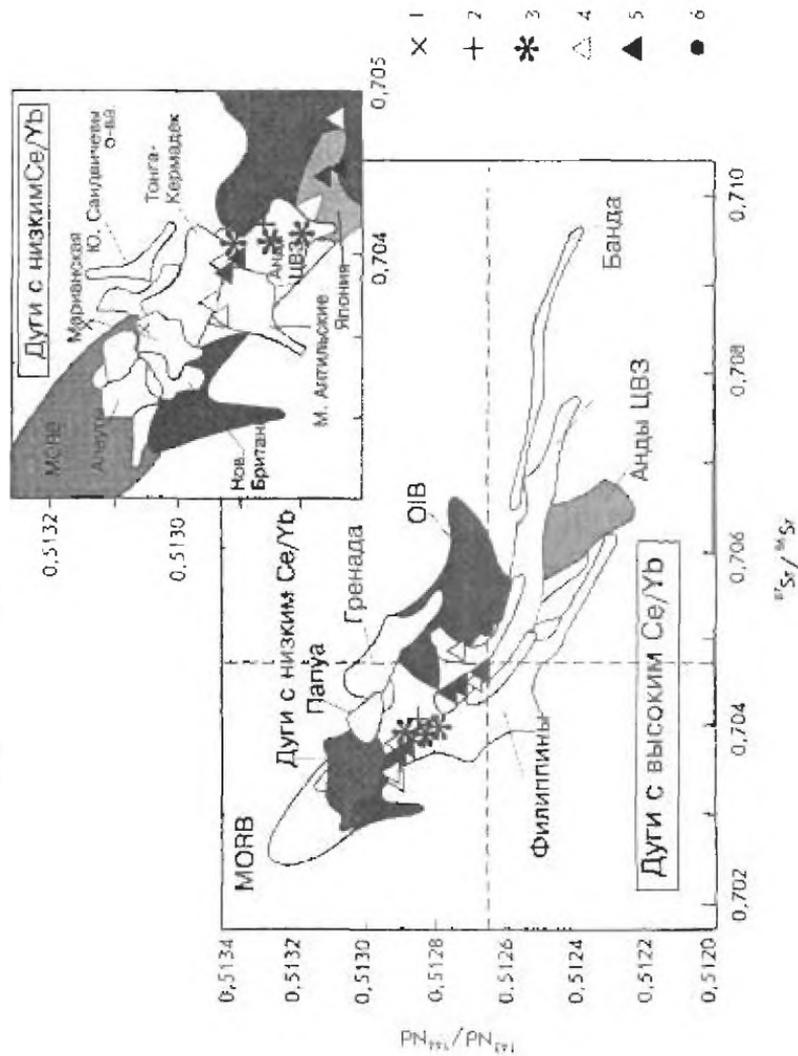


Рис. 42. Соотношение радиоэлемента неолонд и палладиум в восточного Сноут-Ланна и Камчатка (по данным табл. 13).

1 - островные базальты вулканы Мунпокаид и Герсона, Камчатка; 2 - широк (2) и плоскогоршастые (2) базальты ЦВЗ восточной Сноут-Ланна; 3 - широк в Селаданской шельфы ЦВЗ; 6 - высокоплавильные базальты ЮВЗ. Цифры в скобках указывают на окислительный состояние (ОИВ) - средние-окислительные условия (УКЮВ) и окислительных условиях (Баззесworth et al., 1999).

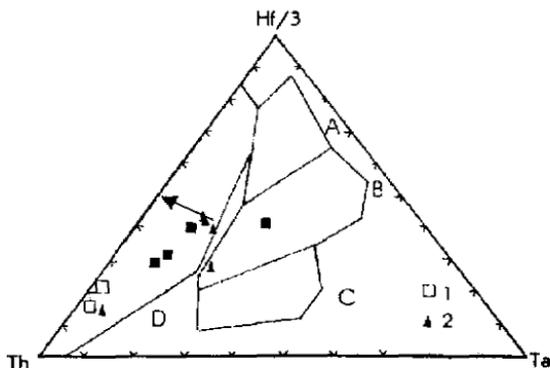


Рис. 43. Классификационная диаграмма Th-Hf-Ta для высокоглиноземистых базальтов восточного Сихотэ-Алиня.

1-2 - Кизинская (1) и Совгаванская (2) подзоны Центральной зоны

тельствует о роли растягивающих напряжений или рифтогенеза в их формировании. Кроме того, по ряду геохимических признаков эти породы близки к позднемиоценовым платоэффузивам восточного Сихотэ-Алиня (рис. 43) и преимущественно распространены вблизи ареалов последних. Действительно, объемная доля высокотитанистых лав в пределах Совгаванской подзоны ЦВЗ составляет 45 об.%, тогда как в СВЗ и ЮВЗ она не превышает 25 об. % (рис. 36). Близость составов этих пород к низкобарической плагиоклаз-клинопироксеновой котектике (рис. 44) дает основание предполагать выплавление

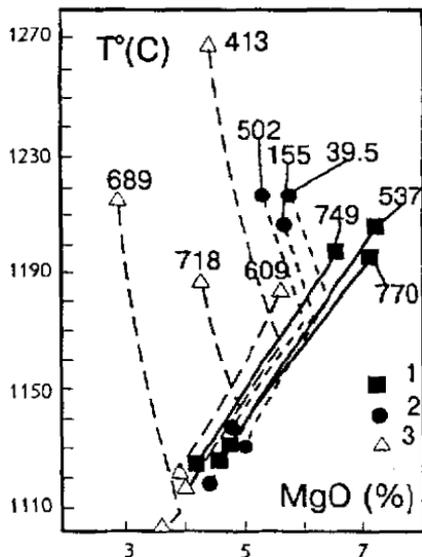


Рис. 44. Расчет линий эволюции составов высокоглиноземистых базальтов восточного Сихотэ-Алиня при равновесной кристаллизации с использованием программы "Комат" [Ariskin, Nielsen, 1993].

1, 2 - высокотитанистые, 3 - низкотитанистые лавы. Цифры на диаграмму соответствуют номерам образцов

родоначальных расплавов при сравнительно низких давлениях и быстрый, без значительного фракционирования, подъем к поверхности, что более типично для магматитов зон растяжения.

Хотя низко- и высокотитанистые базальты восточного Сихотэ-Алиня не различаются по соотношениям радиогенных изотопов (рис. 42), есть все основания предполагать их происхождение из различных магматических источников. Действительно, статистический анализ показывает, что и другие устойчиво отличаются концентрациями  $P_2O_5$ ,  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$  при близком содержании всех остальных окислов, включая щелочи,  $MgO$  и  $CaO$ . Для титанистых пород также типичны высокие концентрации  $Zr$ ,  $Y$ ,  $La$ ,  $Ce$ ,  $Yb$  и  $Nd$  (рис. 40, 41) и значения HREE/LREE (рис. 41), вследствие чего их фигуративные точки располагаются на дискриминантных диаграммах вблизи или в пределах поля внутриплитных эффузивов (рис. 43).

Важно отметить различное соотношение некогерентных элементов ( $La/K_2O$ ,  $La/Rb$ ,  $La/Th$ ,  $La/Nb$ ,  $La/Yb$ ) в двух типах глиноземистых базальтов восточного Сихотэ-Алиня (рис. 40), что свидетельствует о различном химическом и/или минералогическом составе магматических источников.

Из минералогических особенностей высокотитанистых базальтов следует отметить более высокую железистость пироксенов (рис. 34).

Перечисленные петрологические признаки низко- и высокотитанистых базальтов ВСАВП полностью аналогичны выделенным в пределах Анд обогащенным и деплетированным в отношении некогерентных элементов глиноземистым вулканитам [Hickey et al., 1989].

**Вопросы геохимической зональности.** Для вулканогенных образований субдукционных обстановок характерна поперечная петрохимическая зональность, выраженная в увеличении содержания  $K_2O$  и родственных элементов по мере удаления от вулканического фронта. Такой тип зональности в пределах восточного Сихотэ-Алиня не устанавливается. Например, С.В. Есин [1988], рассмотрев этот вопрос наиболее детально, хотя и сделал вывод о присутствии в составе известково-щелочных базальтов как истощенных, так и не истощенных по содержанию  $K_2O$  лав, но подчеркивал, что их распространение контролируется не поперечной, а продольной геохимической зональностью. Первые наиболее часто встречаются в пределах Совгаванской подзоны, в то время как к северу и югу их объемная доля уменьшается. Одновременно с этим падают концентрации  $TiO_2$  и  $P_2O_5$  в породах.

Автором данной работы была эта проблема рассмотрена на основе собственного банка петрохимических данных, включающего около 2900 анализов. Математическое сопоставление базальтов различных вулканических зон было выполнено с использованием метода пошагового дискриминантного анализа, подробно описанного в ряде публикаций [Федчин и др., 1988].

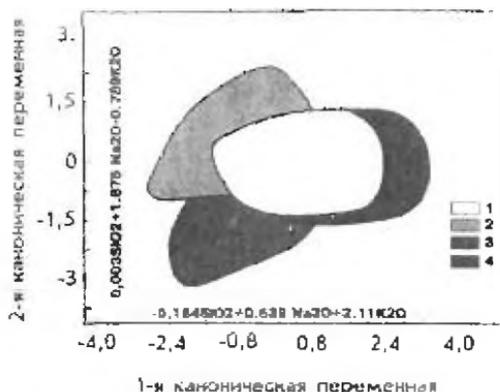


Рис. 45. Распределение низкотитанистых базальтов в пространстве первой и второй канонических переменных.

Поля базальтов Южной (1), Совгаванский (2) и Кизийской (3) подзон Центральной и Северной (4) зон

На рис. 45, 46 изображены низкотитанистые базальты вулканических зон восточного Сихотэ-Алиня в пространстве 1-ой и 2-ой канонических переменных. При фиксированном  $TiO_2$  основными компонентами, разделяющими эффузивы, являются  $Na_2O$ ,  $K_2O$  и  $SiO_2$ . Обращает на себя внимание значительное перекрытие полей низкотитанистых базальтов Северной и Южной вулканических зон. Несколько обособленное положение по отношению к ним занимают породы Центральной зоны. Для высокотитанистых базальтов основными разделяющими компонентами являются  $TiO_2$  и  $K_2O$ , в меньшей степени  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  (ось X),  $TiO_2$  и  $K_2O$  (ось Y). И здесь (рис. 45, 46) поля составов известково-щелочных пород ЮВЗ и СВЗ в значительной степени перекрываются, в то время как эффузивы ЦВЗ отличаются пониженной щелочностью, главным образом за счет содержания калия, и более высокими содержаниями  $P_2O_5$ , что отчетливо видно и при сравнении средних составов (табл. 12). Для высокотитанистых базальтов Совгаванской подзоны характерны также аномально высокие концентрации  $TiO_2$  (до 1,65 мас.%) и низкие –  $Al_2O_3$ .

На диаграмме (рис. 46) вынесены и составы базальтов молодого совгаванского комплекса. Они формируют самостоятельные поля, что исключает возможность ошибочного включения этих пород в выборки высокоглиноземистых эффузивов.

Таким образом, для восточного Сихотэ-Алиня действительно характерны вариации как объемных соотношений низко- и высокотитанистых базальтов в различных вулканических зонах, так и составов пород, но, видимо, правильнее говорить не о продольной геохимической зональности, а

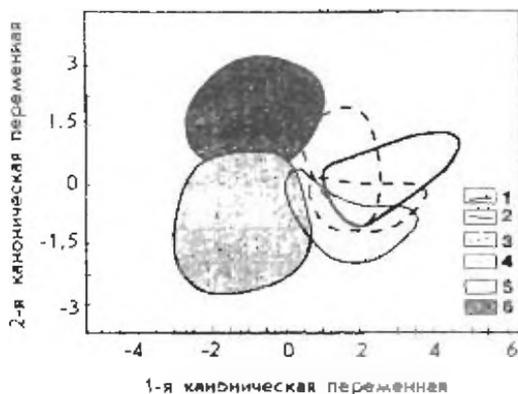


Рис. 46. Распределение высокотитанистых базальтов в пространстве первой и второй канонических переменных.

1-4 – поля базальтов ЮВЗ (1), Совгаванской (2) и Кизинской (3) подзон ЦВЗ, СВЗ (4); 5-6 – поля составов платоэффузивов Совгаванского и Нельминского полей.

1-я каноническая переменная:  $-0.2987 \text{ SiO}_2 - 3.3539 \text{ TiO}_2 - 0.2391 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.1483 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 0.0247 \text{ FeO} - 0.0327 \text{ MnO} - 0.0078 \text{ MgO} + 0.0006 \text{ CaO} + 0.1469 \text{ Na}_2\text{O} - 1.1917 \text{ K}_2\text{O} - 0.004 \text{ P}_2\text{O}_5$

2-я каноническая переменная:  $0.0725 \text{ SiO}_2 - 2.752 \text{ TiO}_2 - 0.788 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.139 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 0.056 \text{ FeO} - 0.0128 \text{ MnO} - 0.026 \text{ MgO} + 0.430 \text{ CaO} - 0.621 \text{ Na}_2\text{O} - 1.598 \text{ K}_2\text{O} - 0.0028 \text{ P}_2\text{O}_5$

аномальном характере Центральной вулканической зоны и особенно ее Совгаванской подзоны. Для последней характерны не только высокий объемный процент титанистых лав, но и их в среднем более низкая щелочность. Именно здесь встречаются базальты с содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  до 0,2 мас.% и  $\text{Na}_2\text{O}$  менее 2,5 мас.%. Интересно отметить, что видимой положительной корреляции между  $\text{TiO}_2$  и щелочностью не наблюдается, в высокотитанистых эффузивах отчетливо выше только содержания  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

Учитывая высокий объем базальтов в ЦВЗ, их относительно низкую щелочность и связь титанистых базальтов с грабенообразными структурами, можно предполагать значительную роль растягивающих напряжений в формировании этой зоны, высокие температуры и степени плавления глубинного вещества.

Данных по содержанию микроэлементов в высокоглиноземистых базальтах ВСАВП недостаточно для статистической обработки. Качественный анализ, с использованием средних значений и бинарных диаграмм, показывает некоторые геохимические отличия основных эффузивов различных вулканических зон. В базальтах ЮВЗ концентрации Rb (до 40 г/т) и Sr (до 733 г/т) выше, чем в соответствующих породах СВЗ. Наиболее низкие содержания

редких щелочей отмечаются в андезито-базальтах ЦВЗ, что хорошо коррелирует с высокой объемной долей в ее пределах пород с низкими содержаниями  $K_2O$ . Определенные отличия прослеживаются и по другим микроэлементам, но они плохо коррелируют с петрохимическими особенностями пород и вряд ли статистически значимы. Например, для пород СВЗ характерно в среднем более высокое содержание  $MgO$ , но низкое  $Ni$ , хотя эти два элемента считаются геохимическими аналогами.

**Вопросы генезиса.** Породы с различным содержанием  $TiO_2$  близки между собой по соотношению радиогенных изотопов, но различаются отношениями большинства некогерентных элементов, что дает основание предполагать различные составы магматических источников. Существующие методы геохимического моделирования, основанные на уравнении равновесного плавления и подходах, разработанных и описанных в работах [Allegre et al., 1977; Hofmann, Feigenson, 1983], позволяют оценить, связаны ли эти различия с вариациями содержаний элементов или минералогией.

Для корректного решения задачи необходимо выполнение трех условий [Hofmann, Feigenson, 1983]:

1) магматический источник перед началом плавления должен быть однородным по содержанию микроэлементов;

2) состав магматических пород, используемых при вычислениях, должен быть близок к составу первичной магмы, т. е. влияние процессов фракционирования или коровой контаминации должно быть минимальным, либо скорректировано;

3) плавление протекало в инвариантных условиях, т.е. вариации содержания петрогенных элементов в базальтах должны быть незначительны.

Вариации изотопных отношений  $Sr$  и  $Nd$  в высокоглиноземистых базальтах восточного Сихотэ-Алиня свидетельствуют о гетерогенном характере плавящего глубинного вещества, но поскольку корреляция между содержаниями микроэлементов и радиогенных изотопов отсутствует (рис. 47), можно предполагать, что состав магматических источников высоко- и низкотитанистых вулканитов был достаточно однородным в отношении микроэлементов.

Допущению об инвариантных условиях плавления в определенной степени противоречат значительные колебания содержаний петрогенных элементов, в частности  $SiO_2$  и  $K_2O$ , но это может быть связано с различными степенями плавления глубинного вещества [Ormelod et al., 1991]. Кроме того, хорошо выраженная корреляция между некогерентными элементами, особенно инертными ( $La$ ,  $Ce$ ,  $Zr$ ,  $Yb$ ,  $Nb$ ) (рис. 40), позволяет предполагать незначительное влияние отклонения от инвариантности на соотношение элементов-примесей.

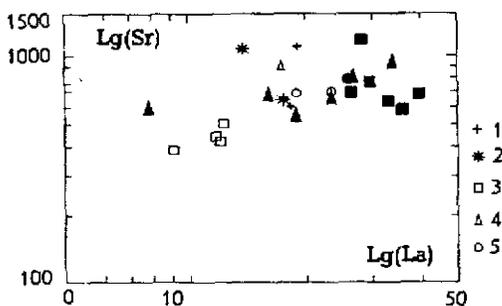
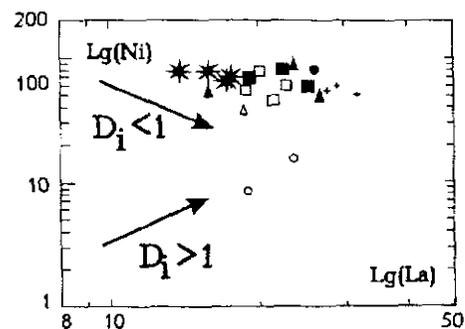


Рис. 47. Соотношение когерентных (Ni, Sr) элементов к La в высокоглиноземистых базальтах восточного Сихотэ-Алиня.

1, 2 – низко- и высокотитанистые лавы СВЗ; 3, 4 – Кизинская (3) и Совгаванская (4) подзоны ЦВЗ; 5 – ЮВЗ. Залитые знаки – высокотитанистые базальты. Стрелками показаны направления дифференциации расплава при различных валовых коэффициентах распределения элементов по Allegre et al., [1977]

В настоящее время многие исследователи склонны рассматривать глиноземистые расплавы в качестве производных более примитивных глубинных магм (см. гл. 5). Действительно, магнизиальность основных лав ВСАВП, как правило, значительно ниже значений (более 63), считающихся типичными для первичных мантийных выплавов. Они так же значительно деплетированы в отношении сидерофильных микроэлементов, характеризуются преимущественно порфиоровыми структурами и избытком нормативного плагиоклаза по отношению к низкобарической плагиоклаз-клинопироксеновой котектике (рис. 44), что в совокупности рассматривается многими исследователями как признаки кристаллизационной дифференциации. Но такому предположению противоречат высокая ( $>1$ ) величина Ni/Co отношения практически во всех проанализированных образцах (табл. 12) и отсутствие корреляции между концентрациями когерентных (Ni, Sr) и высоко некогерентных (La) элементов (рис. 47). Положительный тренд глиноземистых базальтов ВСАВП на диаграмме  $\lg Sr - \lg La$  можно интерпретировать как результат накопления плагиоклазовой фазы ( $D_i < 1$ ), но очень пологий наклон вариационной линии свидетельствует о том, что масштабы этого процесса невелики. Кроме того, поскольку наиболее высокими содержаниями Sr характеризуются высокотитанистые базальты (рис. 47), именно в этих породах должны были бы

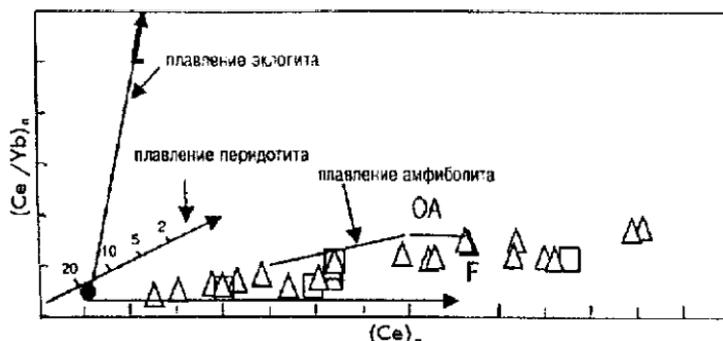


Рис. 48. Вариации Ce/Yb отношения в высокоглиноземистых базальтах ВСАВП [Gill, 1982]. Условные обозначения см. на рис. 46. Концентрации элементов нормализованы к хондриту

наблюдаться повышенные содержания нормативного плагиоклаза. В действительности же картина обратная (рис. 44).

Значительному влиянию низкобарического фракционирования на состав высокоглиноземистых базальтов противоречит и ряд других геохимических данных, например, закономерное возрастание отношения Ce/Yb с ростом содержания Ce (рис. 48). Эти два элемента являются высококогерентными по отношению к низкобарической базальтовой минеральной ассоциации (оливин, плагиоклаз, пироксены, шпинель) (табл. 14) и их соотношение должно оставаться постоянным в процессе фракционирования.

Линейный тренд на диаграмме  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (рис. 42) указывает на возможность участия в происхождении высокоглиноземистых базальтов ВСАВП по крайней мере двух магматических источников – дилетированного и обогащенного радиогенными изотопами. Многие исследователи в качестве последнего предполагают коровое вещество. В какой-то мере процесс контаминации, видимо, оказывал влияние на состав глиноземистых базальтов ВСАВП, особенно в Южной вулканической зоне, о чем свидетельствуют присутствие в некоторых типах пород ксеногенного кварца [Попов, 1986] и отклонение их изотопных характеристик в область высокого содержания радиогенного Sr (рис. 42). Но отсутствие сколько-нибудь ярко выраженной корреляции между  $\text{K}_2\text{O}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (рис. 49) позволяет предполагать, что его роль в генезисе описываемых пород была незначительной.

Таким образом, если составы высокоглиноземистых базальтов восточного Сихотэ-Алиня и отличаются от первичных, то эти различия должны быть несущественны.

Основное уравнение равновесного плавления:

$$C^i = C_0^i / D_0^i + F(1 - P^i) \quad (1)$$

для двух элементов  $i$  и  $j$  преобразуются к виду:

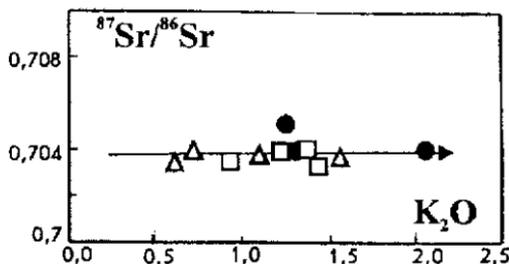


Рис. 49. Соотношения изотопов Sr и  $\text{K}_2\text{O}$  в высокоглиноземистых базальтах ВСАВП. Условные обозначения см. на рис. 47

$$C^j / C^i = C^j / C_0^j \{ D_0^i - D_0^i (1 - P^j / 1 - P^j) \} + C_0^i / C_0^j (1 - P^j / 1 - P^j) \quad (2)$$

где  $P_{i,j} = P_\alpha D_\alpha^{i,j} + P_\beta D_\beta^{i,j} + \dots$ ;  $P_\alpha, P_\beta$  и т.д. – фракции расплава, образованного каждой кристаллической фазой;  $C^{ij}$  – первоначальная концентрация каждого элемента в магматическом источнике;  $C_p, C_j$  – концентрации этих же элементов в расплаве;  $D^{ij}$  – коэффициент распределения между конкретной кристаллической фазой и расплавом;  $D_0^i$  – комбинированный коэффициент распределения, рассчитываемый по формуле  $D_0^i = \sum_{\alpha=1}^n X_0^\alpha D_\alpha^i$  где  $X_0^\alpha$  – весовая доля кристаллической фазы в магматическом источнике.

Если элемент  $j$  представляет собой высоконекогерентный элемент  $H$ , для которого  $D^H = P^H = 0$ , то уравнение (2) преобразуется к виду:

$$C^H / C^i = S^i C^H + I^i, \quad (3)$$

где  $S^i = D_0^i / C_0^i$  и  $I^i = C_0^H / C_0^i (1 - P^i)$ .

Уравнение (3) представляет собой прямую линию с углом наклона  $S^i$  и пересечением с осью  $Y-I^i$ . Следовательно, образцы, связанные между собой различной степенью плавления гомогенного источника в инвариантных условиях (постоянное  $P^i$ ), должны формировать линейный тренд в координатах  $C^H / C^i - C^H$ .

В качестве высоконекогерентного элемента в уравнении (3) часто используются Ba, Th и Rb, но, учитывая их высокую подвижность (за исключением Th) при высокотемпературных метасоматических процессах [Pearce, 1983], нами при геохимических построениях использовался La. На рис. 50 показана серия корреляционных графиков в координатах  $(\text{La}/i)_n - (\text{La})_n$ , где содержание каждого элемента нормализовано к составу первичной мантии. Обычно при расчетах проводится корректировка концентраций элементов с учетом влияния процессов кристаллизационного фракционирования. Но поскольку, как отмечалось выше, явные признаки влияния отсадки минералов на состав высокоглиноземистых базальтов ВСАВП отсутствуют, а выбор первичных магм связан со многими допущениями, мы отказались от подобной процедуры. Кроме того, при таких построениях важны не столько концентрации, сколько соотношения некогерентных элементов, которые должны оставаться постоянными в случае, если степень дифференциации превышает первые проценты.

Коэффициенты распределения ( $K_p$ ) кристалл-расплав  
для основных эффузивов по литературным данным

Эл-т	OI	PI	Cpx	Opх	Hbl	Grt	Sp	PlI
Rb	0.055	0.98	0.055	0.02	0.25	0.02	0.01	3.08
Ba	0.063	0.35	0.003	0.01	0.50	0.01	-	3.13
Sr	0.06	2.25	0.093	0.075	0.50	0.014-0.02	-	0.16
Zn	1.30	-	0.4	1	-	-	-	3.85
Ta	0.03	0.04	0.053	1.14	0.62	-	0.53	0.56
Ni	15.0	0.02	2.5	4.5	2.0	2.5	12	7.3
Co	4.0	0.32	1.0	2.0	1.4	1.0	4.5	7.4
Cr	1.5	0.04	10	7.0	8.0	10	200	7.8
V	0.03	0.04	0.8	0.4	2.0	1.3	12	12.5
Ti	0.04	0.04	0.4	0.25	2.0	0.4	0.15	0.9
Zr	0.008	0.5	0.18	0.06	0.4	0.3	0.02	0.6
Y	0.015	0.03	0.7	0.15	1.0	2.0	0.01	0.3
Nb	0.001	0.01	0.08	0.01	0.6	0.01	0.02	1.0
Hf	0.03	0.05	0.42	-	0.92	-	0.38	0.6
La	0.001-0.01	0.2	0.02-0.2	0.001-0.03	0.2	0.001-0.05	0.028	0.7
Ce	0.045	0.186	0.236	0.033	0.21	0.003-0.1	0.032	0.04
Nd	0.050	0.120	0.477	0.046	0.545	0.018-0.33	0.037	-
Sm	0.037	0.094	0.585	0.076	0.94	0.082-1.1	0.052	0.06
Eu	0.052	0.5	0.504	0.070	1.01	0.13-0.46	0.055	1.08
Tb	0.03	0.11	-	-	0.65	-	-	-
Dy	0.089	0.076	0.758	0.203	1.19	1.27-3.0	-	-
Ho	0.002	-	-	0.009	0.4	1.24	-	-
Er	-	-	0.57	0.035	-	2.15	-	-
Yb	0.025	0.048	0.75	0.2	1.0	7.0	0.01	-

Примечание. Источник данных [Антипин, 1992; Бородин, 1981; Brophy, Marsh, 1986; Gill, 1978; Irvin, Frey, 1978; Irvin, 1978; Pearce, Norry, 1979; Pearce, Parkinson, 1993].

При анализе диаграммы прежде всего обращает на себя внимание хорошо выраженная линейная корреляция большинства некогерентных элементов с La. Исключение составляет  $K_2O$  и в меньшей степени Ba и Rb, что может быть следствием как меньшей точности рентгенофлюоресцентного анализа, по сравнению с нейтронно-активационным, так и влияния на содержания крупноионных литофилов факторов, не учитываемых данной моделью, например, высокотемпературного мантийного метасоматоза. Высоко- и низкотитанистые базальты, за исключением  $P_2O_5$ , Tb, Nb и Ti, формируют единые линейные тренды, что свидетельствует о близких составах магматических источников. Для  $P_2O_5$ , Ti, Tb вариационные линии двух типов пород субпараллельны и различаются между собой главным образом величиной I. Это возможно лишь в случае, если валовой коэффициент распределения элементов представляет собой очень малую величину, незначительно отличающуюся от 0 (для  $P_2O_5$  и Tb это подтверждают данные табл. 14), а их концентрации были

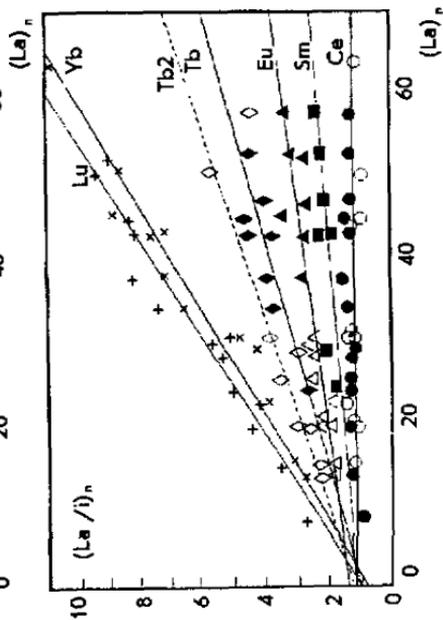
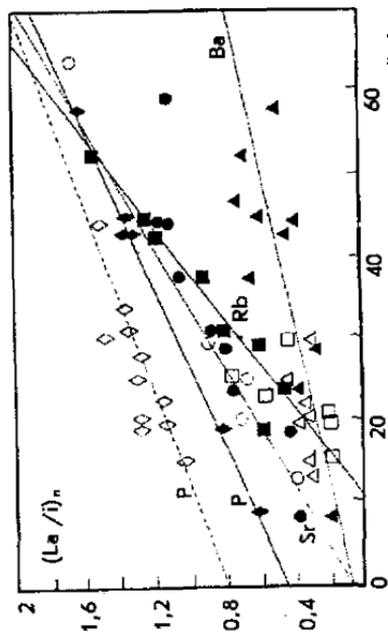
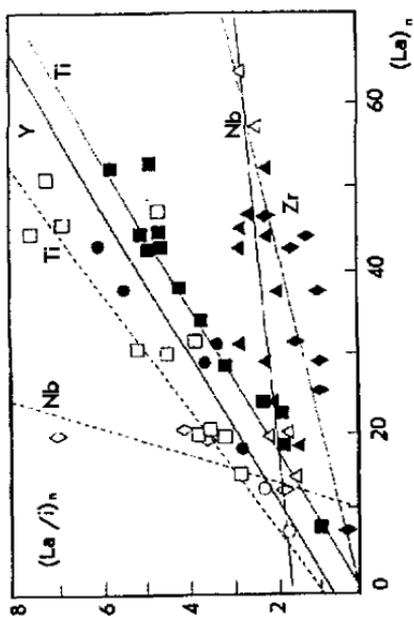


Рис. 50. Отношение La/микроэлемент - La в высокоглиноземистых базальтах ВСАВП.

Залитые знаки - высокотитанистые базальты. Для Nb, Ti, P и Tb тренды высокотитанистых базальтов показаны штриховой линией. Содержание элементов нормализовано к составу первичной Земли по Hofmann, Feigenson [1983]

выше в магматическом источнике низкотитанистых лав. Иная картина характерна для Nb. Тренд высокотитанистых базальтов практически параллелен оси X, что свидетельствует о высококогерентном поведении этого элемента ( $(La/Nb)_{\text{н}}$  const). Для низкотитанистых лав вариационная линия Nb характеризуется крутым наклоном и отрицательной величиной пересечения с осью  $(La/Nb)_{\text{н}}$ , позволяющим предполагать присутствие реститовой минеральной фазы, содержащей данный элемент, например рутил.

Поскольку для всех типов высокоглиноземистых базальтов восточного Сихотэ-Алиня величина отношения La к Ce, Sm, Th, Ba и Zr близка к постоянной величине, все эти элементы в процессе магматической эволюции вели себя как высококогерентные, что согласуется с имеющимися экспериментальными и эмпирическими данными (табл. 14). В то же время небольшой положительный наклон трендов для Tb,  $K_2O$  и Rb подразумевает более высокий валовой коэффициент распределения этих элементов по отношению к La. Этот вывод представляет особый интерес для  $K_2O$  и Rb, которые считаются высококогерентными по отношению к минералам основных и ультраосновных пород. Принимая во внимание также высокую степень корреляции  $La/Rb$  с La и отрицательное пересечение вариационной линией Rb оси  $(La/Rb)_{\text{н}}$ , следует предполагать присутствие в плавящемся субстрате глиноземистых магм минералов-концентраторов этих элементов [Hofman, Fiegenson, 1983]. В качестве последних могут выступать либо флогопит, либо калиевый рихтерит. Последнее, видимо, более вероятно, поскольку на диаграмме  $(Ce/Yb)_{\text{н}}$  (рис. 48) фигуративные точки высокоглиноземистых базальтов восточного Сихотэ-Алиня располагаются вблизи расчетной линии плавления амфиболсодержащего вещества. Косвенно этот вывод подтверждается и фактом нахождения амфиболсодержащих ксенолитов в позднемiocеновых щелочных породах, а также некогерентным поведением Ba, имеющим сравнительно высокий коэффициент распределения между расплавом и флогопитом.

Крутой положительный наклон вариационных линий  $La/Yb$ ,  $La/Lu$  и  $La/Y$  к La дает основание предполагать присутствие граната в плавящем субстрате. В то же время позитивное пересечение трендами этих элементов оси  $(La/i)_{\text{н}}$  свидетельствует о том, что этот минерал обеспечивал незначительный вклад в состав первичных расплавов (низкая величина  $Pi_{\text{гр}}$  см. уравнение 2), видимо, из-за незначительного содержания в глубинном веществе.

## Выводы

1. Для Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса характерны два основных этапа магматической активности. Первый, позднемеловой,

связан с формированием преимущественно кислых, реже средних по составу пород, второй, кайнозойский – преимущественно базальтов.

2. Среди высокоглиноземистых базальтоидов выделяются два основных петрохимических типа – низко- и высокотитанистые. Последние обогащены большинством некогерентных элементов, слабо дифференцированы и близки по составу к низкобарической плагиоклаз-клинопироксеновой котектике. Низкотитанистые базальтоиды пользуются преобладающим распространением в пределах вулканических структур центрального типа; высокотитанистые лавы – в грабенах, поперечных к простиранию пояса, что свидетельствует о значительной роли растягивающих напряжений в их происхождении и размещении.

3. Особенности размещения базальтоидов подчеркивают блоковое строение пояса. Высокий объем основных глиноземистых лав в пределах Центральной вулканической зоны в целом и их титанистых разновидностей в частности, при более низкой щелочности тех и других дают основание предполагать значительную роль в ее формировании растягивающих напряжений, а также высокие температуры и степени плавления глубинного вещества.

4. Геохимические особенности высокоглиноземистых базальтов восточного Сихотэ-Алиня определяются, главным образом, особенностями химического и минералогического состава магматического источника: его метасоматическим преобразованием, незначительным присутствием граната и, возможно, калийсодержащей минеральной фазы в реститовой ассоциации. Происхождение высоко- и низкотитанистых лав связано с эволюцией глубинных источников, которые были близки по содержанию большинства некогерентных элементов и радиогенных изотопов, за исключением  $P_2O_5$ , Ti и Nb. Низкие концентрации Nb в низкотитанистых базальтах связаны с присутствием в реститовой фазе минерала-концентратора этого элемента.

#### *4.1.4. Комплекс позднемиоценовых платоэффузивов*

##### **Краткая геологическая характеристика**

Кайнозойские платоэффузивы довольно широко распространены в пределах японо-морского региона, от Японских островов на востоке до континентальных районов Китая – на западе (рис. 51).

Геологическая позиция и геохимические особенности платобазальтов Японии описаны в главе 3. В Корее наиболее крупные ареалы пород этого типа встречаются на севере полуострова. Раннеэоценовый комплекс (15–20 млн лет) установлен в центральной части Пэктусанского района [Федорчук, Филатова, 1993].

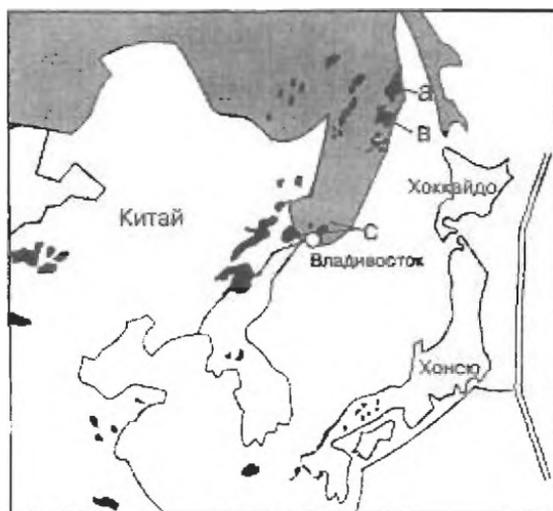


Рис. 51. Распространение кайнозойских туфатэффузивов в пределах японского региона (по данным Nakamura et al. [1990] с добавлениями автора).

А - Сонганьский плато; в - Несльминское плато; с - Шкотовское и Шуфанское плато

Нижние его части (40–50 м) сложены чередующимися потоками агломератовых и массивных базальтов; в средней части (40–50 м) преобладают терригенно-туфогенные образования с единичными потоками базальтов, а верхние части представлены базальтами. Плиоцен-четвертичный комплекс картируется на северо-востоке, юго-востоке и локально на юго-западе. На северо-востоке он пространственно ассоциирует с разломами СВ ориентировки, локализуясь в местах их пересечения субмеридиональными разломами Вонсан-Сеульской сдвиговой системы, и представлен бимодальной ассоциацией: базальт, андезито-базальт-трахит, трахириолит. Возраст эффузивов варьирует от 0,2 до 1,5 млн лет, причем формирование молодых кислых пород происходило в интервале 680–990 тыс. лет. В южной части Северной Кореи рассматриваемый комплекс представлен базальтами, образующими удлиненные поля вдоль составляющей Вонсан-Сеульской субмеридиональной системы разломов.

Кайнозойские вулканические образования, преимущественно основные по составу, широко распространены в пределах Китая, но для наших исследований наибольший интерес представляют его северные и северо-восточные (включая внутреннюю Монголию) провинции. По времени формирования здесь выделяют раннетретичные (эоцен, 55–45 млн лет), поздне третичные (миоцен, 20–5 млн лет) и четвертичные (средний плейстоцен, < 0,6 млн лет) вулканические породы [Zhou, Armstrong, 1982]. В северо-восточном Китае раннетретичные базальтоиды, преимущественно толентовые по составу,

распространены к западу от региональной системы разломов Тань-Лу, тесно ассоциируют с грабенами и красноцветными осадками, вследствие чего их формирование рассматривается как результат развития континентальной рифтовой системы северо-восточного Китая [Zhou, Armstrong, 1982]. В северном Китае базальтоиды этого возраста, варьирующие по составу от толеитов до щелочных оливиновых базальтов, также классифицируются как рифтогенные, причем отмечается, что центры вулканизма мигрировали в восточном направлении по мере омоложения возраста.

Позднеэригичная вулканическая активность северного и северо-восточного Китая ассоциирует с рифтами, но среди ее продуктов преобладают щелочные, иногда ультращелочные базальты и базальты с включениями ультраосновных пород. Значительные объемы толеитовых лав раннемиоценового возраста, пересланяющиеся со щелочными базальтами, на северо-западе страны описаны как кайнозойские континентальные траллы [Zhou, Armstrong, 1982; Fan, Hooper, 1991].

Четвертичный вулканизм концентрируется преимущественно в северо-восточной части Китая, формирует вулканы и лавовые платформы, состоящие из щелочных оливиновых базальтов и толеитов, щелочных трахитов, пантелеритов.

Изучение геохимического и изотопного состава кайнозойских базальтоидов Кореи [Федорчук, Филатов, 1993; Poulet et al., 1995], восточного и северо-восточного Китая [Zhou, Armstrong, 1982; Peng et al., 1986; Zhou et al., 1982; Fan, Hooper, 1991; Basu et al., 1991] и др.] и связанных с ним ксенолитов [Menzies et al., 1993; Tatsumoto et al., 1992], указывает на гетерогенный состав источников этих пород и явные признаки метасоматической переработки. Характерны значительные вариации изотопных характеристик, вследствие чего происхождение плазобазальтов рассматривается как результат смешения деплетированного мантийного источника типа MORB и обогащенного, с EM II и EM I спецификой [Tatsumoto et al., 1991].

В пределах российской части Дальнего Востока продукты кайнозойской магматической активности широко распространены в Южно-Хинганской, Южно-Байкальской, Западно-Забайкальской областях, Хабаровском крае и Приморье [Ярмолюк, Коваленко, 1995] и представлены преимущественно изолированными вулканическими полями, тесно ассоциирующими с депрессиями, выполненными миоценовыми осадочными отложениями (например, суйфунская свита Южного Приморья или богчинская свита Центрального Сихотэ-Алиня). В петрологическом отношении наиболее хорошо изучены и интересны Бикинское, Нельминское и Сови аванское плато восточного Сихотэ-Алиня, расположение которых в непосредственной близости от рифтогенной впадины Японского моря и над палеосубдукционной зоной предполагает сложные процессы магмогенерации и эволюции расплавов.

Исследованию молодых платоэффузивов центральной части восточного Сихотэ-Алиня посвящено большое количество работ, но к наиболее значительным следует отнести монографии и статьи М.А. Ахметьева с соавторами [1971; 1974], А.В. Олейникова [1978ж 1989] и группы новосибирских геологов под руководством В.А. Кутолина [Прусевич, 1986; Василенко, 1987; Есин, 1988; Есин и др., 1992а и др.]. Позднекайнозойская вулканическая активность, согласно этим исследованиям, характеризуется излияниями преимущественно толеитовых расплавов и практическим отсутствием пирокластических отложений. На завершающем этапе, который некоторые исследователи рассматривают как самостоятельный платобазальтовый [Есин и др., 1992а,б], формируются небольшие самостоятельные вулканические постройки, сложенные щелочными лавами – щелочными и оливиновыми базальтами, базанитами и гавайитами. На основании изучения петрохимии, минералогии, при небольшом количестве аналитических данных по распределению редких элементов и изотопов стронция, был сделан вывод о том, что вариации составов позднекайнозойских базальтоидов связаны не с процессами фракционирования, а с плавлением геохимически неоднородного мантийного источника, испытавшего метасоматическую переработку [Есин и др., 1992]. Наши данные, в частности результаты изучения керн скважин, пробуренных в центральной части Совгаванского плато, геохимии и изотопии пород [Мартынов, Левашев, 1988; Мартынов, Окамура, 1993; Мартынов, 1995] в значительной степени дополняют опубликованную в литературе информацию и позволяют в определенной степени уточнить существующие представления и более обоснованно решать вопросы петрогенезиса.

## Геологическая характеристика вулканических полей центральной части восточного Сихотэ-Алиня

Из трех вышеперечисленных плато восточного Сихотэ-Алиня наиболее крупным является Совгаванское. Оно расположено в междуречье рек Тумнин и Коппи и имеет в плане грубоизометричную форму, осложненную выходами на поверхность в центральной части более древних раннекайнозойских пород, главным образом высокоглиноземистых базальтов кизинской, реже сизиманской свит (рис. 52).

Мощность разреза молодых платоэффузивов в зависимости от плато-рельефа колеблется от 60 до 300 м с некоторым увеличением к побережью Татарского пролива. В основании разреза, также в зависимости от палеорельефа, картируются либо коры выветривания, мощностью до 10 м, либо осадочные и туфогенно-осадочные породы, представленные слаблитофицированными

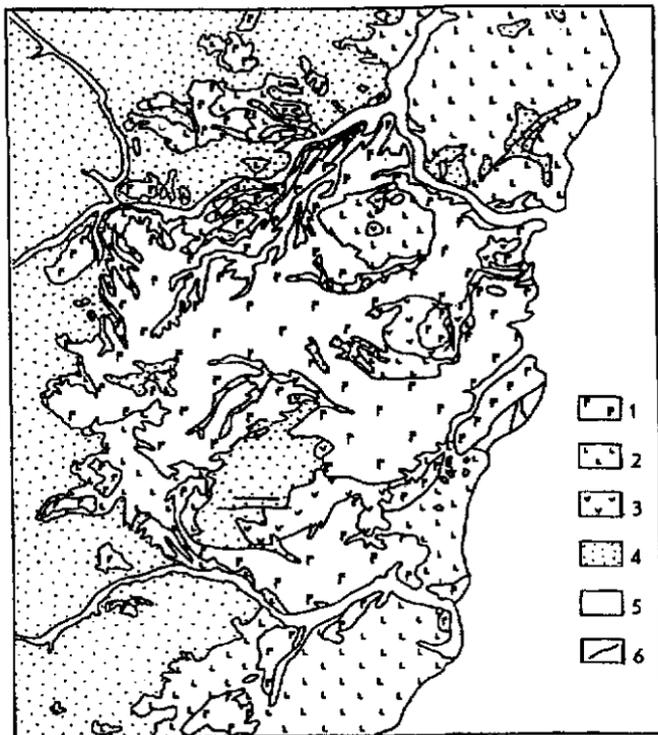


Рис. 52. Схематическая геологическая карта Совгаванского плато.

1 – совгаванская свита, базальты различной щелочности; 2 – кизинская свита, высокоглиноземистые базальты и андезито-базальты; 3 – сизиманская свита, высокоглиноземистые базальты, андезито-базальты и андезиты; 4 – магматические образования верхнемелового возраста; 5 – разновозрастные осадочные породы; 6 – разрывные нарушения

песчаниками, туфобрекчиями, галечниками и глинами, которые М.А. Ахметьев выделяет в самостоятельную ботчинскую свиту верхнемиоцен-плиоценового возраста. Выше залегают многочисленные потоки низко- (0,15–0,8 мас.%  $K_2O$ ) и умереннокалиевых (1,0–1,8 мас.%  $K_2O$ ) базальтов и андезито-базальтов мощностью от 1–2 до 8–18 м, часто разделенные маломощными корами выветривания и прослоями пеплового материала. Возможно присутствие силлов, которые распознаются благодаря лучшей раскристаллизации слагающих пород (микрогаббро). Для лавовых фаций характерно обилие газовых пузырей, каналов и даже газовых камер в верхних частях потоков. Иногда встречаются потоки шаровых лав, состоящих из шаровых обособлений диаметром до 0,5 м со стекловатой внешней оторочкой, сцементированных обломками вулканического стекла.

Излияние базальтов, видимо, происходило из вулканических аппаратов трещинного типа, о чем свидетельствуют многочисленные, сравнительно маломощные (до первых метров) дайковые тела в основании разреза, вскрытые скважинами колонкового бурения в центральной части Совгаванского плато (рис. 53).

Наибольшим распространением среди лавовых образований Совгаванского плато пользуются низкокальцевые толеиты. В естественных обнажениях и в кернах скважин с ними, как правило, незакономерно, переслаиваются потоки умереннокальцевых базальтов (рис. 53), что свидетельствует об их практически одновременном излиянии из различных магматических каналов. Последнее подтверждается и прецизионными К-Аг датировками, выполненными в университете Хоккайдо, Япония (табл. 13).

Щелочные лавы (>2 мас.%  $K_2O$ ) в пределах Совгаванского плато пользуются очень ограниченным распространением (не более 2–5 об.%), главным образом в западной, близводораздельной части площади. Они формируют самостоятельные, относительно небольшие вулканические постройки, как в пределах развития толеитовых лав (район г. Курган и р. Хоккайдо), так и пород фундамента (район г. Санку и р. Тутточа). В составе щелочных вулканитов выделяются базальты, гавайиты и базаниты, часто содержащие нодулы шпинелевых лерцолитов, вебстеритов и пироксенитов [Есин и др., 1992а].

Расположенное к югу Нельминское плато (рис. 51) изучено гораздо хуже, главным образом по береговым обнажениям Татарского пролива [Ахметьев, Ботылева, 1971]. Оно значительно расчленено и представляет собой серию заполненных депрессий в палеорельефе междуречья рек Ботчи и Самарги. Разрез базальтов напоминает совгаванский, но при более высоком объеме умереннокальцевых разностей, взаимоотношения которых с низкокальцевыми толеитами не до конца понятны. Иногда наблюдается закономерное падение содержания  $K_2O$  вверх по разрезу базальтов [Мартынов, Левашов, 1988], но чтобы рассматривать этот факт как закономерность, требуются более детальные исследования. Щелочные вулканиты, картируемые в пределах западной части площади, петрологически практически не изучены.

До недавнего времени возраст молодых платоэффузивов восточного Сихотэ-Алиня, по аналогии с платобазальтами Китая, считался плиоцен-четвертичным, хотя А.В. Олейников (устное сообщение) высказывает предположение о более древнем, миоцен-нижнеплейстоценовом времени излияния пород, расположенных к западу от морского побережья. Щелочные лавы рассматривались как наиболее молодые образования, и некоторые авторы выделяли их в самостоятельный ваичинский комплекс [Есин, 1988]. Прецизионные К-Аг датировки, выполненные по нашим образцам в Японии (табл. 13), а также исследования ученых из Новосибирска [Есин и др., 1992б] позволяют считать,

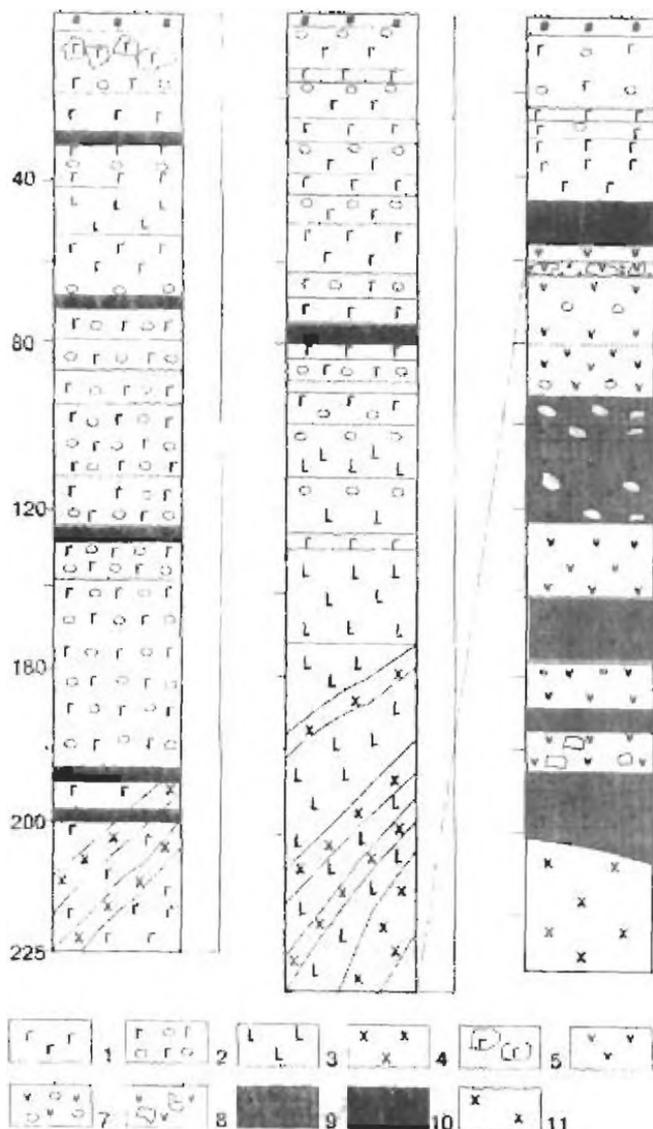


Рис. 53. Разрезы вулканогенных образований сонгаванского комплекса по скважинам, пробуренным в центральной части Сонгаванского плато.

1-5 — сонгаванская свита, базальты интрузивные массивные (1) и пористые (2), умереннокашковые (3), дайки микроаббро и долериты (4), делювиальные свалы (5); 6-9 — кизинская свита, базальты массивные (6) и пористые (7), туфы базальтовых агломератовые (8) и песчитоые (9), 10 — яры выветривания, 11 — интрузивные породы.

что низко- и умереннокалиевые базальты Совгаванского и Нельминского плато близки по времени формирования, а их возраст отвечает позднему миоцену по шкале IUGS 1989 года. Излияние щелочных пород Совгаванского плато также происходило в позднем миоцене, возможно, до или одновременно с началом излияния толеитовых базальтов.

## Петрография и минералогия

В работе [Есин, 1988] отмечалось, что молодые платобазальты из различных частей разреза не обнаруживают существенных отличий по петрографическим характеристикам. Это подтверждают наши данные, поэтому низко- и умереннокалиевые базальты Совгаванского и Нельминского плато в дальнейшем описаны совместно.

Базальты характеризуются массивной, пористой или миндалекаменной текстурой и афировой, реже порфировой, структурой. В порфириновых образцах основная масса имеет толеитовую раскристаллизацию. Среди породообразующих минералов преобладает плагиоклаз, образующий зональные, иногда “фулярные” кристаллы, что свидетельствует о быстрой закалке пород. Крупные лейсты часто собраны в гломеропорфирные сростки.

Основной темноцветный минерал – клинопироксен образует ксеноморфные или шестоватые кристаллы, иногда содержащие включения более раннего плагиоклаза. Содержание оливина обычно не превышает 5–10 об.%, причем крупные кристаллы часто замещены агрегатом вторичных минералов.

В андезито-базальтах, наряду с высококальциевым пироксеном, присутствует низкокальциевый – ортопироксен, а в основной массе пизонит. Крупные кристаллы ортопироксена иногда обрастаются реакционной клинопироксеновой оторочкой. Рудный минерал представлен игольчатыми кристаллами ильменита и титаномагнетитом.

Для умереннокалиевых базальтов характерно практически полное отсутствие ортопироксена и пизонита как в виде фенокристов, так и в основной массе, что хорошо коррелирует с их повышенной щелочностью.

Долериты и микрогаббро, слагающие многочисленные дайковые тела и межшастовые интрузии, близки по петрографическим признакам к комагматичным лавовым покровам, отличаясь лучшей раскристаллизованностью основной массы.

Щелочные базальты Совгаванского плато представляют собой преимущественно порфириновые породы с фенокристами оливина, иногда лейстовидного плагиоклаза и титанавгита. Основная масса сложена плагиоклазом, клинопироксеном, оливином и магнетитом с интерсертальной, реже долеритовой и пойкилоофитовой структурой.

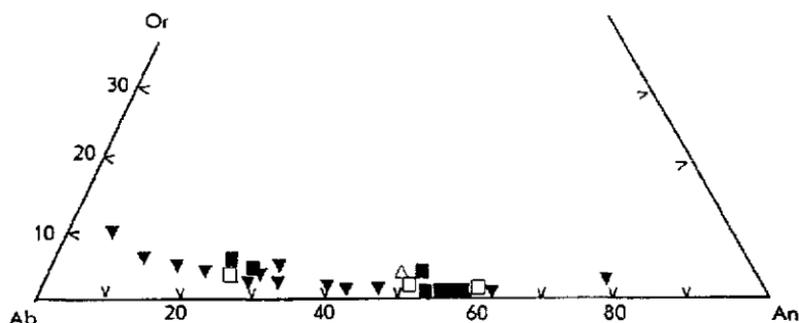


Рис. 54. Составы плагиоклазов в базальтах совгаванского комплекса.  
Условные обозначения см. на рис. 55

В базанитоидах встречаются мегакристы глиноземистого авгита размером до 7 см и калинатрового полевого шпата, окруженные расплавленными каемками и реакционными оторочками [Есин и др., 1992а]. В основной массе, наряду с оливином, клинопироксеном и рудным минералом, присутствуют таблички биотита, а в интерстициях – мелкие кристаллы анальцима.

В гавайитах, наряду с оливином и полевым шпатом, отмечаются корродированные мегакристы глиноземистого авгита и калинатрового полевого шпата.

В низко- и умереннокалиевых базальтах Совгаванского плато кристаллы плагиоклаза отчетливо зональные: ядра крупных кристаллов по составу отвечают лабрадору (50–61 моль%An), а краевые зоны и минералы основной массы – олигоклазу (28–31 моль% An). С ростом содержания альбитовой составляющей закономерно возрастает (с 1,2 до 7 моль%) содержание ортоклазового минала (рис. 54, табл. 15).

В плагиоклазах всех типов пород Нельминского плато содержание анортитового компонента несколько ниже. В ядрах крупных кристаллов оно варьирует в пределах 47–58 моль%, а в краевых зонах и микролитах основной массы – 52–10 моль%. Соответственно, несколько выше и содержания ортоклазового минала, по сравнению с совгаванскими породами.

В щелочных лавах состав фенокристов плагиоклаза варьирует от 58 до 38 моль%An, при этом от щелочных базальтов к базинитам и гавайитам отмечается возрастание содержания ортоклазового минала и уменьшение FeO и MgO с 0,25–0,52 мас.% до 0,01–0,09 мас.%, соответственно [Есин и др., 1992].

Крупные кристаллы оливина (табл. 16) в низко- и умереннокалиевых базальтах, как правило, зональны. Центральные части по составу отвечают хризолиту (18–23 моль%Fa), а краевые зоны и минералы основной массы – гялоси дериту (30–50 моль%Fa). С ростом железистости закономерно возрастает содержание CaO с 0,2 до 0,47 мас.%. Расчетная величина коэффициента распределения железа и магния между оливином и вмещающими

Состав плагиоклазов (мас.%) в позднемиоценовых платобазальтах  
восточного Сихотэ-Алиня

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	An	Ab	От
1335(c)	51.17	0.05	27.91	0.72	—	11.82	4.31	0.19	96.8	59.6	39.2	1.2
1335(c)	57.5	0.14	25.6	0.91	—	8.29	6.39	0.37	99.1	40.9	57	2.1
1364(c)	53.18	0.12	29.07	0.5	—	12.45	4.17	0.2	99.4	61.5	37.3	1.2
1364(r)	59.49	0.14	25.45	0.71	—	5.88	6.81	1.17	99.6	30.1	62.8	7.1
1400(c)	62	0.12	24.13	1.38	—	5.51	7.2	0.74	—	101.8	28.4	67
1400(c)	55.18	0.15	27.61	0.64	0.01	11.01	5.21	0.43	100.6	52.5	45	2.5
1449(c)	54.51	0.16	28.37	0.59	0.03	11.6	4.89	0.2	100.1	56.1	42.7	1.2
YM1450(c)	53.86	0.1	28.64	0.53	0.01	10.97	5.27	0.08	99.4	53.2	46.3	0.5
YM1450(c)	55.68	0.2	27.21	0.74	0.05	10.19	0.43	0.005	99.5	53.2	46.3	5.4
YM1450(r)	60.76	0.14	24.19	0.6	—	5.43	6.03	0.66	97.3	31.6	63.9	4.6
YM1680(c)	53.86	0.06	29.38	0.44	—	11.61	4.42	0.19	100.03	58.57	40.3	1.12
1680(r)	61.89	0.08	24.58	0.62	—	5.94	7.27	0.57	100.99	30.03	66.57	3.41
1680(g)	58.9	0.13	26.39	0.6	0.02	8.09	6.19	0.4	100.79	40.93	56.68	2.39
1685(g)	55.48	0.06	28.9	0.47	—	11.67	4.48	0.17	101.39	58.39	40.58	1.03
1685(c)	59.53	0.09	25.8	0.85	0.45	8.84	5.99	0.33	102.07	44.05	54.01	1.94
1685(g)	54.93	0.05	29.24	0.56	0.01	11.59	4.4	0.18	101.05	58.64	40.25	1.11
1685(c)	52.91	4.44	9.07	11.43	0.2	14.5	1.41	0.86	99.05	80.17	14.14	5.69
1777(c)	53.57	0.06	29.24	0.55	0.02	11.9	4.2	0.28	99.99	59.99	38.35	1.66
1777(r)	61.08	0.14	25.61	0.69	0.01	7	6.4	1.01	101.99	35.39	58.54	6.07
1777(c)	54.34	0.12	29.8	0.58	—	11.91	4.35	0.3	101.56	59.12	39.1	1.78
1777(r)	56.31	0.11	28.24	0.69	0.01	10.32	4.94	0.56	101.28	51.78	44.88	3.34
1801(c)	56.03	—	27.44	—	—	10.41	5.24	0.29	99.45	38.8	56.68	4.51
1801(r)	61.18	0.08	24.94	0.5	0.02	6.43	7.02	0.66	100.89	32.27	63.76	3.97
1801(c)	54.5	0.07	29.16	0.63	—	11.35	4.6	0.28	100.65	56.72	41.61	1.67
1801(r)	65.41	0.12	22.35	0.71	0.03	2.83	7.86	1.72	101.07	14.81	74.49	10.7
1801v	59.28	0.07	25.97	0.46	0.02	7.75	6.18	0.74	100.52	38.8	56.68	4.51
1805(c)	57.02	0.12	27.98	0.61	—	9.77	5.59	0.22	101.39	48.5	50.22	1.28
1805(r)	65.19	0.06	22.86	0.63	0.02	3.48	8.14	1	101.4	17.93	75.94	6.13
1805(c)	60.69	0.08	25.43	0.63	—	6.78	6.63	0.46	100.73	35.09	62.11	2.8
1805(r)	64.61	0.08	23.96	0.59	0.01	4.31	7.9	0.88	102.35	21.92	72.76	5.33
1805(v)	61.88	0.09	25.06	0.62	0.01	6.09	7.07	0.64	101.47	30.86	65.96	3.89
1104(g)	54.43	0.07	29.1	0.82	0.01	11.82	4.43	0.19	100.95	58.95	39.94	1.1
1104(g)	63.67	0.08	23.65	0.8	0.02	5.28	7.65	0.69	101.89	26.49	69.41	4.1
1104(c)	54.88	0.04	29.22	0.41	0.02	11.95	4.36	0.16	101.17	59.62	39.4	0.98
1104(r)	53.85	0.04	29.46	0.4	—	12.35	3.97	0.15	100.41	62.67	36.43	0.9

породами близка к 0,3, что указывает на их кристаллизацию в равновесных условиях.

Фенокристы оливина из базальтов Нельминского плато характеризуются несколько большей железистостью (26–28 моль%Ca для центральных и 39–79 моль% Ca для краевых частей фенокристов). При этом колебания содержаний CaO не превышают 0,37 мас.%.

Состав оливинов (мас.%) из позднемиоценовых батальтов  
Совгаванского и Нельминского плато

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма	Fa	Fo
1335(c)	36.91	0.01	0.05	17.54	0.23	42.79	0.20	0.03	97	18.70	81.30
1364(g)	35.55	-	0.08	38.4	0.56	24.95	0.36	-	99.3	46.3	44
1409(c)	39.15	0.01	0.08	16.9	0.24	43.37	0.22	-	99.7	17.9	82.1
1400(r)	34.75	0.03	0.1	41.25	0.67	22.36	0.47	-	99.5	50.9	49.1
1400(g)	35.62	0.08	0.07	39.79	0.68	23.12	0.5	0.02	99.3	49.1	50.9
1449(c)	38.46	0.04	0.11	20.56	0.23	38.62	0.24	0.07	98.8	23	77
1449(r)	36.98	0.15	0.09	30.25	0.47	31.93	0.32	0.07	100.9	34.7	65.3
1449(g)	37.86	0.08	0.1	26.53	0.35	34.62	0.28	0.07	99.2	30	70
1450(c)	38.06	-	-	30.01	0.31	32.23	0.22	0.05	100.4	34.3	65.7
34(c)	39.9	-	0.03	9.24	0.13	48.57	0.06	0.02	98	9.77	90.23
34(c)	40.12	-	0.01	12.97	0.17	45.79	0.08	0.05	99.27	13.88	86.12
37(c)	38.96	-	0.1	18.18	0.21	42.23	0.23	0.1	100.08	19.64	80.36
1374(c)	37.69	-	-	28.52	0.57	34.26	0.21	-	101.25	32.28	67.72
1401(c)	39.28	-	0.03	16.9	0.2	43.37	0.21	0.01	100.04	18.82	81.88
1414(c)	37.64	0.01	-	28.07	0.25	34.05	0.2	0.03	100.27	31.82	68.18
1436(c)	39.68	-	-	15.57	0.23	43.91	0.17	0.05	99.64	16.8	83.2
1680(c)	38.1	-	-	25.32	0.27	36.76	0.19	0.03	100.68	28.1	71.9
1680(r)	37.87	0.01	-	25.44	0.35	36.41	0.27	0.06	100.42	28.44	71.56
1680(g)	36.08	-	-	30.71	0.34	27.47	0.27	0.07	94.95	38.82	61.18
1680(g)	33.28	0.03	-	46.02	0.62	6.94	0.27	0.03	87.18	74.05	20.95
1685(c)	38.58	0.03	-	23.24	0.25	37.62	0.24	0.03	100	25.95	74.05
1685(r)	38.19	0.01	-	25.91	0.3	34.33	0.28	0.05	99.07	29.99	70.01
1685(c)	39.05	0.3	0.41	24.03	0.27	37.9	0.28	0.04	102.28	26.45	73.55
1685(g)	37.63	0.06	-	29.28	0.32	32.66	0.32	-	100.27	33.71	66.29
1685(g)	36.87	0.07	0.02	34.06	0.43	29.02	0.37	0.02	100.91	40.01	59.99
1777(c)	38.74	-	-	23.82	0.28	37.77	0.28	0.96	102.72	26.36	73.64
1801(g)	36.76	-	0.22	30.25	0.34	27.66	0.32	0.05	95.61	38.3	61.7
1805(c)	34.36	0.02	-	49.25	0.45	18.27	0.22	0.01	102.59	60.34	39.59
1104(c)	39.32	0.01	-	21.84	0.27	39.16	0.2	0.06	100.86	24.06	75.94
1104(r)	38.68	-	-	22.45	0.27	37.94	0.26	0.04	99.63	25.16	74.84
1104(c)	38.51	-	-	22.69	0.28	37.81	0.26	0.03	99.58	25.43	74.57
1104(r)	33.86	0.12	-	50.43	0.58	16.77	0.25	-	102.3	63.06	36.94
1104(g)	36.53	0.16	0.73	24.42	0.29	37.38	0.34	0.24	100.16	-	-
39(c)	38.39	-	-	24.61	0.38	36.04	0.3	0.01	99.76	28.01	71.99
39(r)	36.47	0.02	-	36.83	0.76	27.06	0.37	-	101.53	43.8	56.2
39(g)	35.91	0.03	-	40.69	0.84	24.18	0.48	0.02	102.16	49.08	50.92

В щелочных лавах вкрапленники оливина часто опацифицированы, а их железистость варьирует от 13,7 до 38,2 [Есин и др., 1992а]. Содержание CaO не превышает 0,2 мас. %.

В низкотемпературных толщках Совгаванского плато клинопироксен по составу отвечают авгиту (рис. 55, табл. 17) и характеризуются значительными колебаниями содержания как ферросилитового, так и, особенно, воластонитового миналов. Крупные кристаллы, как правило, зональны, с возрастанием к краевым зонам

Состав клинопироксенов (мас.%) в позднемиоценовых платобазальтах  
восточного Сихотэ-Алиня

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сумма	Wo	En	Fs
11049(c)	50.59	1.74	2.95	9.05	0.23	15.93	18.67	0.53	99.91	34.6	49.6	15.8
1104(c)	52.25	0.88	2.3	9.18	0.23	15.29	18.81	0.24	99.91	39.66	44.85	15.5
1104(c)	52.88	0.74	2.12	9.76	0.25	15.7	17.87	0.06	99.63	37.61	45.85	16.45
1104(c)	53.94	0.5	1	13.2	0.3	18.52	12.83	0.04	100.4	26.11	52.43	21.46
1104(g)	51.85	0.78	1.21	17.71	0.32	11.2	17.7	0.06	100.26	36.57	33.31	30.12
1400(c)	49.34	1.94	3.6	10.6	0.26	12.87	20.57	0.45	99.8	42.9	40.2	16.9
1449(c)	50.8	1.68	2.99	17.6	0.36	12.95	17.72	0.38	104.9	36.1	36.7	27.3
1449(c)	49.3	2.32	2.89	12.52	0.26	12.48	19.95	0.45	100.5	42.4	36.9	20.7
1450(c)	51.31	0.98	1.04	19.66	0.34	13.48	12.98	0.24	100.9	27.6	39.8	32.6
1450(c)	51.63	0.98	0.9	17.78	0.3	11.46	15.96	-	99.4	34.9	34.8	30.3
34(c)	52.23	0.55	1.98	9.53	0.24	14.17	19.85	0.22	98.87	42.09	41.77	16.14
1374(c)	52.21	0.41	2.6	6.43	0.17	15	21.68	0.17	98.88	45.46	43.74	10.8
1401(c)	51.47	0.4	1.4	8.06	0.26	13.47	19.35	0.14	94.96	42.87	52.74	14.39
1414(c)	52.44	0.55	2.69	8.06	0.19	14.39	20.82	0.15	99.54	44.05	42.33	13.62
1408(c)	53.46	0.28	1.27	10.52	0.36	13.8	19.94	0.37	100	41.87	40.3	17.84
1434(c)	51.45	0.45	3.94	7.69	0.17	14.54	21.16	0.23	99.72	44.52	42.57	12.91
1436(r)	50.84	0.52	4.96	7.61	0.13	13.67	21.75	0.04	99.66	46.47	40.62	12.91
1680(c)	50.7	1.74	3.05	11.33	0.29	13.07	19.16	0.23	99.74	41.29	39.17	19.54
1680(r)	49.69	2.08	3.71	11.98	0.25	13.1	17.95	0.25	99.08	39.26	39.86	20.88
1680(r)	51.04	1.75	2.05	12.95	0.28	12.52	18.74	0.27	99.72	40.3	37.47	22.23
1680(g)	50.92	1.61	2.22	11.62	0.24	13.12	19.35	0.25	99.43	41.29	38.95	19.77
1777(c)	49.98	1.73	3.78	9.21	0.22	13.09	20.44	0.36	99.02	44.42	39.58	16
1777(r)	50.92	1.89	2.69	11.63	0.25	11.76	20.46	0.3	99.9	44.38	35.5	20.11
1777(c)	49.55	2.43	3.23	12.17	0.25	11.31	20.18	0.43	99.57	44.26	34.49	21.26
1801(c)	51.69	1.32	2.29	9.321	0.2	14.18	19.5	0.06	98.78	41.8	42.28	15.93
1801(r)	51.73	1.34	2.29	10.09	0.22	14.14	19.41	0.08	99.48	41.19	41.75	17.07
1801(g)c	50.68	1.39	1.79	15.07	0.29	12.19	17.72	0.29	99.43	37.98	36.34	25.69
1805(c)	53.7	0.49	0.56	21.35	0.41	20.01	3.9	0.02	100.46	8.01	57.12	34.87
1805(r)	52.23	0.71	1.03	20.07	0.37	12.64	13.58	0.03	100.66	28.81	37.31	33.87
1805(c)	53.07	0.75	1.02	17.63	0.39	17.97	8.98	0.03	99.87	18.69	52.03	29.28
1805(g)	54.07	0.4	0.45	20	0.36	20.45	4.21	0.02	99.95	8.66	58.6	32.74
75(c)	53.37	0.4	0.73	19.46	0.31	21.21	4.47	-	100.13	9.1	60.01	30.89
75(c)	53.26	0.48	0.83	19.6	0.43	19.63	5.93	-	100.27	12.21	56.27	31.52
75(r)	49.61	0.95	1.05	19.56	0.34	11.76	15.18	0.05	98.49	32.43	34.96	32.61
75(c)	52.18	0.59	0.99	18.47	0.4	18.02	8.31	-	99.04	17.39	52.45	30.17
75(r)	49.66	0.73	1	22.63	0.43	9.57	16.45	0.23	100.72	34.69	28.06	37.24
122/1(r)	51.91	0.54	1.1	19.14	0.38	21.35	3.9	-	98.42	8.04	61.39	30.78
122/1(c)	50.02	0.98	1.05	18.41	0.33	13.48	13.34	0.04	97.69	28.71	40.36	30.93
122/1(g)	51.89	0.47	1.07	16.98	0.3	20.52	5.68	-	97.16	11.96	60.13	27.97
1792(c)	51.15	0.71	4.63	7.55	0.17	15.63	17.81	0.5	98.35	38.91	48.07	13.02
1792(r)	48.73	1.79	5.2	9.27	0.23	12.05	21.5	0.4	99.69	47.26	36.84	15.91

содержания FeO и падением CaO. Для мелких выделений основной массы эта тенденция проявлена еще более отчетливо, и некоторые из проанализированных микролитов по составу отвечают субкальциевому авгиту (рис. 55). Низкокальциевые пироксены представлены бронзитом, а микролиты основной массы —

Состав низкокальциевых пироксенов (мас.%) в позднемiocеновых платобазальтах восточного Сихотэ-Алиня

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сг	Сумма	En	Fs	Wo
1335(c)	51.87	0.57	0.8	18.54	0.36	22.19	3.96	0.07	0.06	98.3	62.6	29.4	8
1335(c)	52.39	0.72	1.64	15.06	0.24	23.43	5.69	0.21	0.24	99.5	65.2	23.5	11.4
1335(c)	50.59	0.56	1.44	14.17	0.35	22.94	6.48	0.08	0.36	96.9	64.5	22.4	13.1
1335(c)	51.74	0.32	2.51	10.91	0.21	29.84	1.65	0.05	0.39	97.3	-	16.5	3.1
1450(c)	57.28	0.28	0.69	13.92	0.24	27.76	1.54	0.02	0.22	101.5	75.7	21.3	3
1450(c0)	53.8	0.29	0.54	19.5	0.44	20.89	3.92	0.26	0.04	99.9	60.3	31.6	8.1
34(c)	53.95	0.16	3.66	12.51	0.18	27.94	1.15	0.11	0.07	99.71	77.86	19.87	2.3
1408(c)	53.88	0.26	0.84	20.81	0.57	22.92	1.24	-	-	100.5	64.01	33.51	2.48
1414(c)	53.46	0.21	1.15	20.49	0.64	22.59	1.26	-	-	99.79	63.89	33.54	2.57
1805(c)	53.7	0.49	0.56	21.35	0.41	20.01	3.9	0.02	0.02	100.4	57.12	34.87	8.01
1805(r)	52.23	0.71	1.03	20.07	0.37	12.64	13.58	0.03	-	100.7	37.31	33.87	28.81
1805(g)	54.07	0.4	0.45	20	0.36	20.45	4.21	0.02	-	99.95	58.6	32.74	8.66

магнезиальным пижонитом. Крупные кристаллы часто зональны, причем изменение составов при переходе от центральных частей к краевым зонам связано, главным образом, с падением содержания CaO. Таким образом в процессе кристаллизации низкокальциевых базальтов происходит типичное для толеитовых лав [Мартынов, 1988] сокращение области несмешиваемости между сосуществующими клино- и ортопироксенами.

В умереннокальциевых базальтах клинопироксены характеризуются более высокими содержаниями волластонитового минала (40–45 моль%), и по этому признаку могут рассматриваться как переходные различия между авгитами и салитами. Концентрации FeO, CaO и MgO как в фенокристах, так и в минералах основной массы, варьируют очень незначительно, что типично для пород повышенной щелочности. Низкокальциевые пироксены, встречающиеся

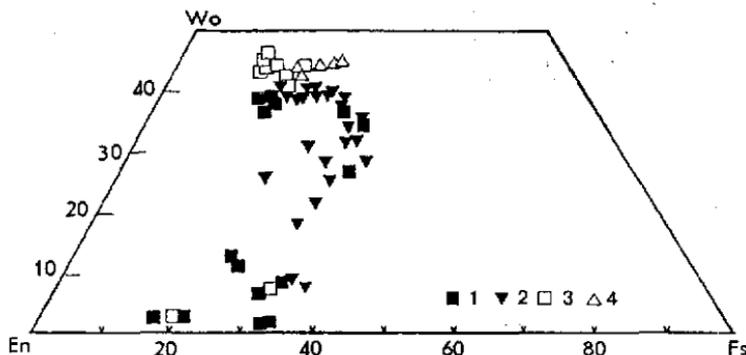


Рис. 55. Составы пироксенов в молодых платоэффузивах восточного Сихотэ-Алиня. 1,2 – низкокальциевые и 3,4 – умереннокальциевые базальты Совгаванского (1,3) и Нельминского (2,4) плато

сравнительно редко, по составу отвечают бронзиту или магнезиальному пижониту (рис. 55, табл. 18).

Данные по составам пироксенов в щелочных лавах немногочисленны и касаются только микролитов в щелочных оливиновых базальтах [Есин и др., 1992]. По составу они отвечают салитам и характеризуются повышенными содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,53–1,06 мас.%).

## Геохимия

Гистограммы распределения *петрогенных элементов* в базальтах Совгаванского и Нельминского плато приведены на рис. 56, 57.

Содержание  $\text{SiO}_2$  в лавах Совгаванского плато колеблется в значительных пределах (47–57 мас.%), но в большинстве проанализированных образцов составляет 51–55 мас.%, образуя в этой области “размытый” максимум. Остальные петрогенные окислы при значительных вариациях концентраций

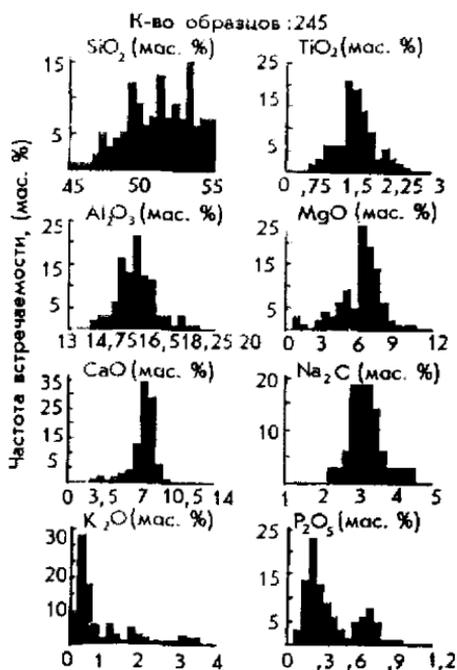


Рис. 56. Гистограммы распределения петрогенных элементов в базальтах Совгаванского плато

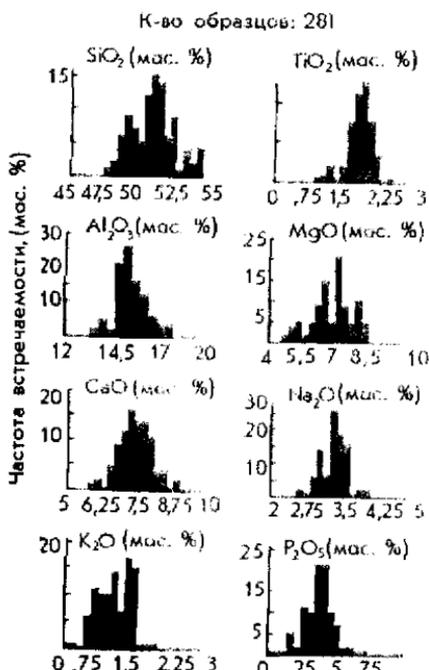


Рис. 57. Гистограммы распределения петрогенных элементов в базальтах Нельминского плато

характеризуются унимодальным распределением, с учетом которого среднестатистический базальт Совгаванского плато можно охарактеризовать как породу с содержанием  $TiO_2$  1,3–1,7 мас.%;  $Al_2O_3$  – 16–17;  $MgO$  – 6–9;  $CaO$  – 7–8;  $Na_2O$  – 2,7–3,8 и  $K_2O$  – около 0,25 мас.%.

Хотя разброс точек на диаграммах “петрогенный элемент – Mg” значительный (рис. 58), прослеживается закономерное падение содержаний  $A_2O_3$  и  $K_2O$ , но возрастание  $CaO$  с ростом магнезиальности пород. Содержание железа остается практически на одном уровне, а  $SiO_2$  сначала увеличивается до 57 мас.%, а затем, в щелочных базальтах, вновь уменьшается. Последнее, видимо, связано с особенностью пересчета содержаний петрогенных окислов на 100%.

При близкой магнезиальности низко- и умереннокалиевые базальты заметно различаются по содержанию глинозема и фосфора (рис. 58), причем среди умереннокалиевых лав встречаются разновидности с содержаниями  $P_2O_5$ , близкими к таковым в щелочных породах.

Базальтовые лавы Нельминского плато так же значительно варьируют по содержанию петрогенных окислов, но все они, за исключением  $MgO$ ,  $CaO$  и  $K_2O$ , образуют хорошо выраженные максимумы на гистограммах распределения (рис. 57). В соответствии с их положением среднестатистический базальт Нельминского плато характеризуется более низкими содержаниями  $SiO_2$  (51–52,5 мас.%),  $Al_2O_3$  (15,5–16 мас.%), но более высокими  $TiO_2$  (1,7–2,3 мас.%) и  $K_2O$ . В распределении  $K_2O$  наблюдаются два неотчетливо выраженные максимума в области 0,5–1,1 мас.% и 1,2–1,75 мас.%, отражающие существование двух петрохимических типов пород – низко- и умереннокалиевых базальтов.

Изменение содержаний петрогенных элементов в зависимости от магнезиальности, а также петрохимические отличия низко- и умереннокалиевых базальтов аналогичны таковым в совгаванских эффузивах.

*Когерентные элементы (Ni, Co, Cr, V, Sr).* Хотя содержания Ni (табл. 19) в совгаванских базальтах варьирует в широких пределах (10–270 г/т), примерно в 80% проанализированных образцов оно выше 100 г/т, а в 70% колеблется в пределах 100–168 г/т. Содержание Co в 70% образцов попадает в интервал 21–43 г/т, и вследствие этого Ni/Co отношение практически всегда значительно выше 1.

Характерной особенностью совгаванских базальтов являются высокие содержания Cr (от 61 до 265 г/т), причем в 40% образцов они составляют 163–265 г/т. Содержания V сравнительно низки и не превышают 126–155 г/т.

Концентрация Sr, в отличие от остальных когерентных элементов, отчетливо зависит от щелочности пород. В низкокалиевых базальтах она варьирует в пределах 300–600 г/т, в умереннокалиевых – 700–820 г/т, а в щелочных 850–1200 г/т. Щелочные базальты, кроме высокого содержания Sr, отличаются низкими концентрациями Ni (30–50 г/т), Co (10–20 г/т) и Cr (около 50 г/т).

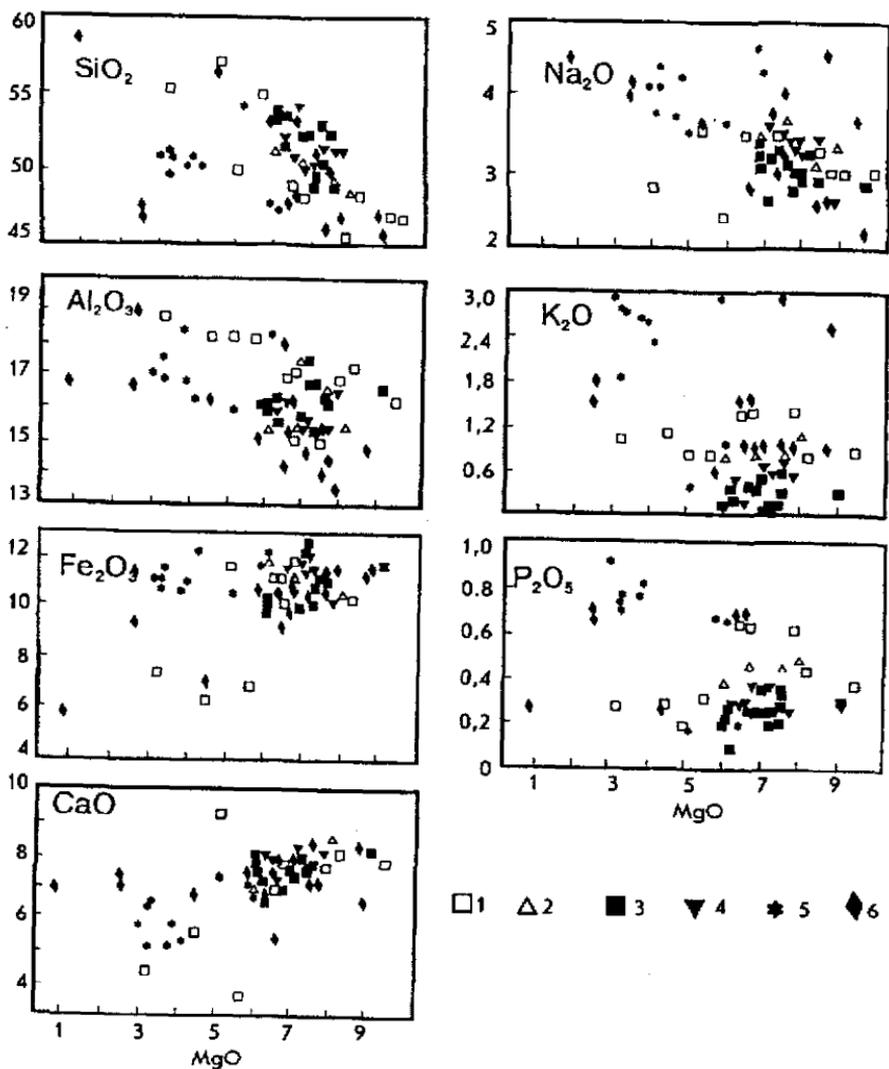


Рис. 58. Вариации содержаний петрогенных окислов в позднемиоценовых базальтах восточного Сихотэ-Алиня в зависимости от содержания MgO.

Содержания приведены в мас.%. 1 – умереннокалиевые базальты Совгаванского плато; 2 – то же Нельминского плато; 3 – низкокалиевые базальты Совгаванского плато; 4 – то же Нельминского плато; 5 – щелочные базальты Совгаванского плато; 6 – различные по щелочности основные лавы Шкотовского и Шуфанского плато Южного Приморья

Содержание петрогенных (мас.%) и микроэлементов (г/т) в  
позднемиоценовых платобазальтах восточного Сихотэ-Алиня

№ обр.	1773	1777a	1787	1797	1799	1810	1814	1104	1120
Нельминское плато									
SiO <sub>2</sub>	50.25	48.96	49.94	51.07	51.54	52.47	50.46	51.45	51.8
TiO <sub>2</sub>	0.56	1.98	2.18	2	2.08	1.96	2.17	1.34	1.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.67	15.62	14.46	16.36	15.5	16.06	15.78	16.7	17.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.48	2.24	-	2.44	4.46	2.55	10.05	4.04	2.14
FeO	8.47	7.6	12.19	8.33	6.74	7.71	1.88	5.69	8.02
MnO	0.18	0.15	0.14	0.15	0.16	0.14	0.16	0.14	0.15
MgO	6.82	8.06	7.04	6.56	6.05	6.28	7.1	7.81	7.8
CaO	7.67	8.6	7.88	7.89	7	8.06	8.2	8.16	6.52
Na <sub>2</sub> O	3.47	3.39	3.4	3.6	3.54	3.67	3.49	2.73	2.87
K <sub>2</sub> O	0.67	1.34	0.99	0.24	1.04	0.59	0.61	0.69	1.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.39	0.5	0.37	0.3	0.4	0.31	0.37	0.27	0.47
LoI	0.63	-	-	-	0.56	-	-	1.21	0.07
Сумма	99.46	99.58	100	99.47	99.6	100.08	100.27	100.23	100.17
Rb	19	19	-	17	27	14	12	14	27
Ba	470	560	-	340	450	270	400	249	355
Sr	406	456	-	433	478	440	297	285	558
Ni	150	130	-	120	92	140	130	190	95
Co	45	40	-	36	31	23	23	63	45
Cr	220	230	-	130	200	120	140	175	123
V	110	140	-	100	140	110	110	140	140
Zr	-	152	-	98	108	104	-	92	102
Hf	3	3.14	-	2.7	3.24	2.45	3.33	1.9	2.77
La	11.3	17	-	8.5	20.8	8.9	15	5	14.2
Ce	25.5	32.8	-	20.8	37.7	22	30	14	28.5
Nd	17.6	20.7	-	17.7	24.6	15.6	21.8	9.5	17.9
Sm	5.2	6.43	-	5.44	6.35	4.79	5.89	3.1	5.28
Eu	1.85	2.03	-	1.84	2.12	1.65	-	-	1.84
Gd	5	5.8	-	6.3	5.3	4.1	5.5	4.8	5.3
Tb	0.75	0.65	-	0.79	0.86	0.72	0.8	0.74	0.85
Yb	1.94	2.14	-	1.9	2.05	1.82	2.07	0.9	2.01
Lu	0.3	0.31	-	0.27	0.28	0.26	0.33	0.18	0.3
Nb	-	33	-	16	31	16	-	11	-
Y	-	32	-	26	31	25	-	1.9	-
Ta	0.76	1.08	-	0.62	1	0.57	0.96	-	0.74

Несмотря на значительный разброс точек, намечается падение концентраций Ni, Co, Cr с уменьшением магнезиальности базальтов (рис. 59), но содержание V при этом остается практически постоянным.

Базальтоиды Нельминского поля практически не отличаются от совгаванских эффузивов по содержанию когерентных элементов, хотя для низко- и умереннокалиевых эффузивов характерны близкие концентрации Sr.

*Некогерентные элементы (Rb, Ba, Zr, Y).* Содержания некогерентных элементов в базальтах Совгаванского плато отчетливо зависят от концентрации

№ обр.	1335	1400	14-6	1408	1454	68	84	108/6	108/10
Совгаванское плато									
SiO <sub>2</sub>	52.69	47.33	46.33	48.81	50	49.88	51.3	49.63	51.1
TiO <sub>2</sub>	1.55	1.79	1.79	1.65	1.48	2.12	1.61	1.66	1.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.94	16.47	15.85	17.52	17	17.68	17.65	15.74	16.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.97	7.08	2.02	2.88	3.44	7.2	8.34	4.17	5.01
FeO	5.55	5.35	9.32	6.87	8.5	3.51	2.14	7.29	7
MnO	0.13	0.14	0.14	0.13	0.16	0.14	0.12	0.17	0.17
MgO	6.88	9.42	10.4	8.23	7.11	3.22	3.22	8.63	6.96
CaO	7.59	7.89	8.8	8.11	7.89	6.39	5.15	8.21	7.85
Na <sub>2</sub> O	2.82	3.03	2.84	3.06	3.08	4.15	3.83	3.44	3.32
K <sub>2</sub> O	0.5	1.11	1.36	0.99	0.17	2.23	3.36	0.71	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.39	0.57	0.45	0.27	0.74	0.77	0.24	0.14
LoI	1.81	—	0.27	0.75	0.1	2.47	2	0.32	0.72
Сумма	99.96	100	99.69	99.61	99.55	100.39	100.09	99.91	100.28
Rb	168	30	38	23	3	94	89	—	—
Ba	280	484	—	473	—	953	1350	—	—
Sr	224	699	777	619	423	14.09	825	—	—
Ni	н.а.	н.а.	140	100	42	—	—	170	180
Co	45	41.8	43	22	10	—	—	38	38
Cr	218	200	120	57	34	47	55	240	120
V	н.а.	н.а.	79	95	60	—	—	140	190
Zr	93	126	143	112	82	—	262	—	—
Hf	2.59	0.6	3	1.92	0.75	5.1	6.1	—	—
La	8.4	12.5	16.8	6.5	н.а.	38.9	44.8	—	—
Ce	21	28.3	34.7	16.8	17.6	62.9	74.2	—	—
Nd	14	12.8	16.7	12.5	9.3	27.5	33.4	—	—
Sm	4.35	4	5	4.15	2.6	5.8	7.2	—	—
Eu	1.52	1.6	1.7	1.53	1.3	2.32	2.68	—	—
Gd	5.2	4.4	5.3	5.1	3.5	4.3	6	—	—
Tb	0.81	0.72	0.71	0.6	0.24	0.69	0.9	—	—
Yb	1.8	0.84	1.2	1.71	0.8	1.7	—	—	—
Lu	0.24	0.18	0.2	0.21	0.19	0.24	0.22	—	—
Nb	7	21	28	—	12	—	61	—	—
Y	—	20	23	—	20	—	28	—	—
Ta	0.51	—	—	—	—	3.03	3.55	—	—

калия и вследствие этого максимальны в щелочных лавах (до 160 г/т для Rb; 1350 г/т для Ba; 270 г/т для Zr; 70 г/т для Nb и 35 г/т для Y). Более высокая в среднем щелочность базальтов Нельминского плато выражается в более высоком содержании в них большинства некогерентных элементов.

С ростом магнезиальности содержания Rb, Ba, Zr, Nb и Y в породах уменьшаются, но закономерность проявлена недостаточно отчетливо.

*Редкоземельные элементы.* Распределение редкоземельных элементов изучено лишь в ограниченном числе образцов, но они охватывают практически

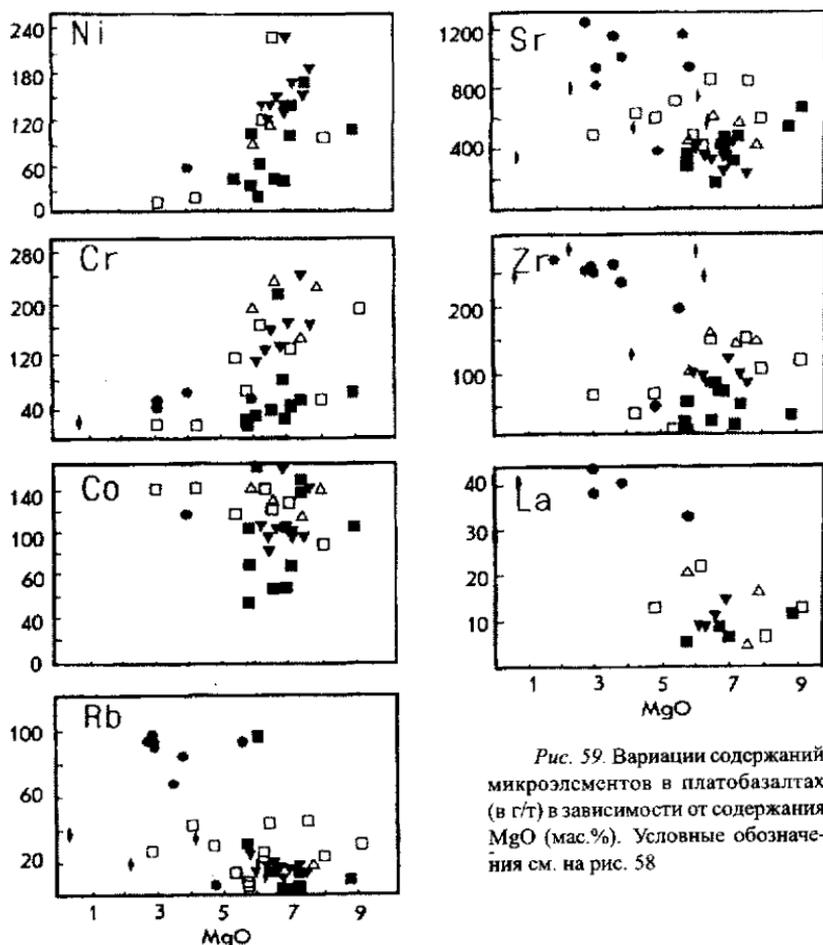


Рис. 59. Вариации содержаний микроэлементов в платобазальтах (в г/т) в зависимости от содержания MgO (мас. %). Условные обозначения см. на рис. 58

весь спектр составов молодых платоэффузивов. Базальты Совгаванского плато, как низко- так и умереннокалиевые, обогащены легкими лантаноидами, но степень обогащения варьирует в зависимости от щелочности, возрастая от низкокалиевых толеитов, через умереннокалиевые базальты, до щелочных лав (рис. 60). При этом содержания тяжелых лантаноидов во всех типах пород остаются практически постоянными.

Во всех проанализированных образцах отсутствует отрицательная Eu-аномалия, более того, в некоторых разновидностях низкокалиевых и щелочных пород отмечается небольшой европиевый максимум.

Геохимия редкоземельных элементов в базальтах Нельминского соответствует таковой совгаванских эффузивов. Лишь для одного образца (1104),

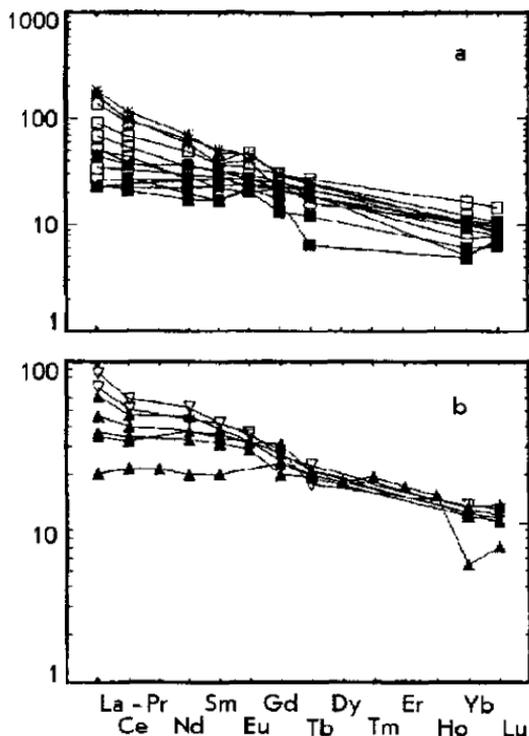


Рис. 60. Графики распределения редкоземельных элементов, нормализованных к хондриту в базальтах Совгаванского (а) и Нельминского (б) плато. Условные обозначения см. на рис. 58

отобранного в западной части плато (верхнее течение р. Самарга), характерен “плоский” график распределения легких лантаноидов, но с необычным, отчетливым минимумом в области тяжелых элементов (рис. 60).

*Соотношение некогерентных элементов.* Только на диаграмме La-Ce фигуративные точки всех разновидностей молодых эффузивов Совгаванского и Нельминского плато ложатся на единую вариационную линию (рис. 61). В остальных случаях низко- и умереннокалиевые базальты формируют различные, хотя и субпараллельные, тренды, причем фигуративные точки щелочных базальтоидов чаще всего располагаются на продолжении тренда умереннокалиевых толеитов, при более низких отношениях Yb/La и Y/La.

Обращает на себя внимание значительный разброс фигуративных точек на диаграммах Rb-La и  $K_2O$ -La, для объяснения которых требуется привлечение иных, чем фракционная кристаллизация или частичное плавление, процессов.

*Изотопный состав Sr и Nd.* Изотопные исследования молодых платоэффузивов восточного Сихотэ-Алиня только начались, в литературе опубликованы первые результаты [Есин и др., 1992а; Маргынов, Окамура, 1993; Маргынов, 1995].  $^{87}Sr/^{86}Sr$  и  $^{143}Nd/^{144}Nd$  отношения в породах Совгаванского и Нельминского плато варьируют в пределах 0,7038–0,7048 и 0,5125–0,5127 соответственно (рис. 62).

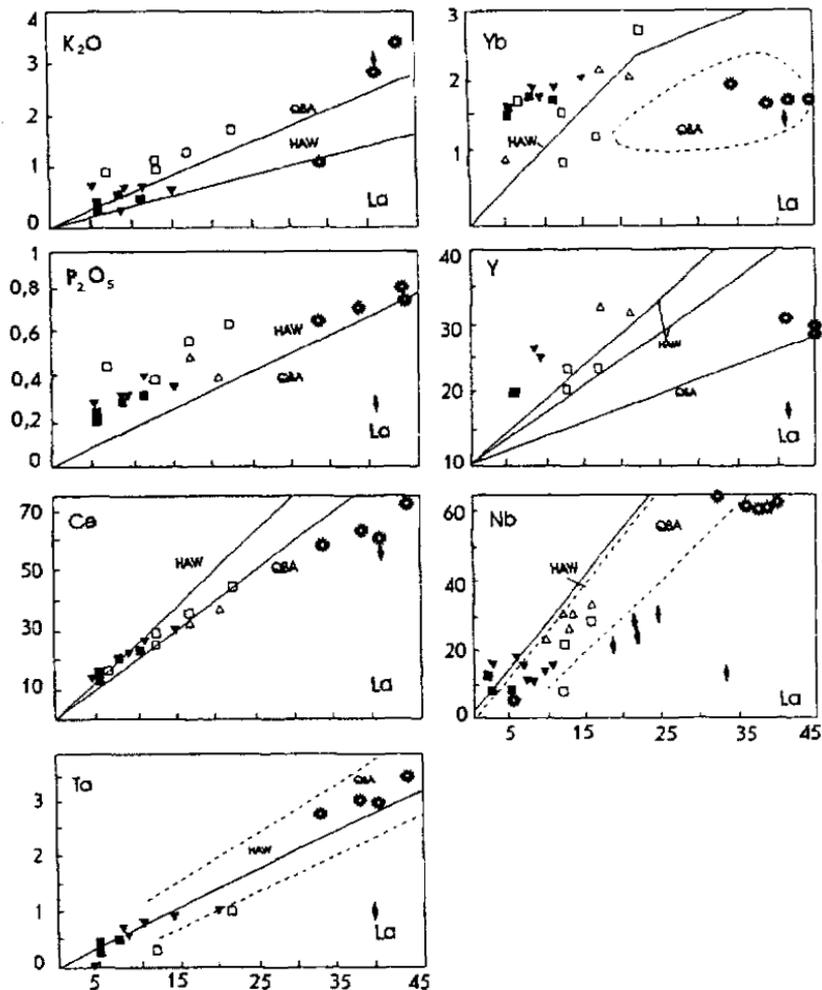


Рис. 61. Соотношение некогерентных элементов в платобазальтах восточного Сихотэ-Алиня.

Условные обозначения см. на рис. 55. Линиями на диаграммах показаны генерализованные тренды основных лав внутриплитных геохимических серий Гавайских островов (HAW) по Chesn, Frey [1983] и северо-восточного Китая (QBA) по Nakamura et al. [1990, 1991]. Пунктиром о контуре поле базальтов, если вариации содержаний микроэлементов в них не укладываются в линейные тренды

Низкокальциевые толеиты, с одной стороны, и субщелочные и щелочные базальтоиды, с другой, заметно отличаются соотношениями радиогенных изотопов, причем первые характеризуются более высокими значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и более низкими  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  отношений, что достаточно типично для внутриплитных серий,

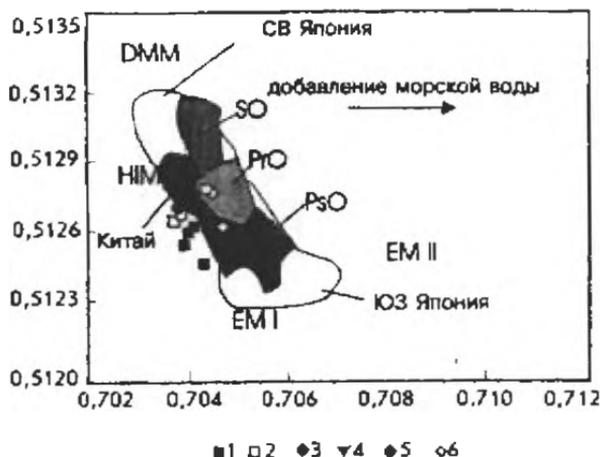


Рис. 62. Соотношения радиогенных изотопов в позднемиоценовых плато-базальтах восточного Сихотэ-Алиня.

Условные обозначения см. на рис. 57. Полями на диаграмме околтурены составы базальтов магматических стадий – предшествующей (PrO), синхронной (SO) и последующей (PsO) раскрытию – Японского моря, по Poulet et al. [1995] DMM, HIMU, EM I, EM II – мантийные компоненты (см. объяснения в тексте)

например, для Гавайских островов [Chen, Frey, 1983] и Китая [Nakamura et al., 1990]. Фигуративные точки этих пород, кроме того, заметно смещены в левый нижний квадрант диаграммы  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , за пределы поля мантийной корреляции, в область выделенного Хартом [Hart et al., 1986] так называемого “низко-Nd” (Low-Nd) изотопного тренда, который, согласно современной систематике [Zindler, Hart, 1986], рассматривается как результат смешения EM I и HIMU мантийных источников.

Субщелочные и щелочные лавы Совгаванского и Нельминского плато достаточно близки между собой по соотношению изотопов стронция и неодима, что, как и соотношения некогерентных элементов, указывает на их происхождение в результате эволюции одного магматического источника. Последний, по сравнению с источником низкокальциевых толеитов, был более деплетирован в отношении радиогенных изотопов и в меньшей степени контаминирован EM I компонентом.

Обращают на себя внимание определенные особенности изотопных характеристик платобазальтов Шкотовского и Шуфанского плато Южного Приморья. По соотношению изотопов Sr и Nd они близки к низкокальциевым толеитам Совгаванского плато, но ярко выраженные признаки влияния EM I мантийного компонента отсутствуют.

Значительные вариации составов пород, присутствие в разрезах щелочных лав, а также основные петро-, геохимические особенности сближают молодые платоэффузивы восточного Сихотэ-Алиня с породами внутриплитных геохимических серий. Даже в наиболее низкокалийевых лавах Совгаванского плато (0,15–0,25 мас.%  $K_2O$ ) концентрации Rb, Ba, Th, легких лантаноидов, а также соотношения Ti/V и радиогенных изотопов выше, чем в базальтах срединно-океанических хребтов. В то же время, по сравнению с внутриплитными базальтами типовых обстановок, например Гавайских островов, позднемиоценовые породы восточного Сихотэ-Алиня характеризуются устойчиво более низкими содержаниями  $TiO_2$  (<2 мас.%), CaO (<10 мас.%), но высокими  $Al_2O_3$  (>15 мас.%). Различия наблюдаются в отношении некогерентных элементов (за исключением Ce/La и Ta/La) (рис. 61), и радиогенных изотопов, что свидетельствует о различных составах магматических источников.

Позднемиоценовые плагобазальты восточного Сихотэ-Алиня по главным геохимическим показателям достаточно близки к позднекайнозойским основным эффузивам северо-восточного Китая, но отличаются необычно высокой (до 70%) объемной долей низкокалийевых толеитов, что позволяет предполагать более высокие температуры и степени плавления мангнийного вещества. В пределах Китая аналогичная закономерность наблюдается лишь в вулканических полях, также расположенных в непосредственной близости от побережья Южно-Китайского моря (п-ов Лейчжоу и о-в Хайнань) [Fan, Hooper, 1991], но и в этом случае среднее содержание калия (0,64–0,96 мас.%) в толеитовых лавах выше, чем в соответствующих по щелочности совгаванских эффузивах.

Другой важной особенностью платоэффузивов восточного Сихотэ-Алиня является заметная обогаченность крупноионными литофилами, а в некоторых случаях и деплетированность в отношении Ta и Nb (рис. 63, а, б). Подобная геохимическая специфика отличает лишь четвертичные плагобазальты юго-западной Японии и северной Кореи, в происхождении которых существенная роль отводится субдукции [Nakamura et al., 1990; Федорчук, Филатова, 1993]. О влиянии субдукционных процессов на происхождение позднемиоценовых базальтов восточного Сихотэ-Алиня свидетельствует и высокая относительная глиноземистость этих пород. На диаграмме (SF+Mg)-Ca-(Al-Na-K) (рис. 64) их фигуративные точки располагаются за пределами поля базальтов океанических островов, вблизи линии с  $Ca/(Al-Na-K)$  отношением, близким к 0,7, что, как отмечалось ранее, характерно для глиноземистых субдукционных базальтоидов. От последних плагобазальты восточного Сихотэ-Алиня отличаются относительно высокими содержаниями железо-магнезильного компонента (рис. 64). Поукле с соавторами [Poulet et al., 1995] в соответствии с систематикой, разработанной для Японской островной дуги, в пределах

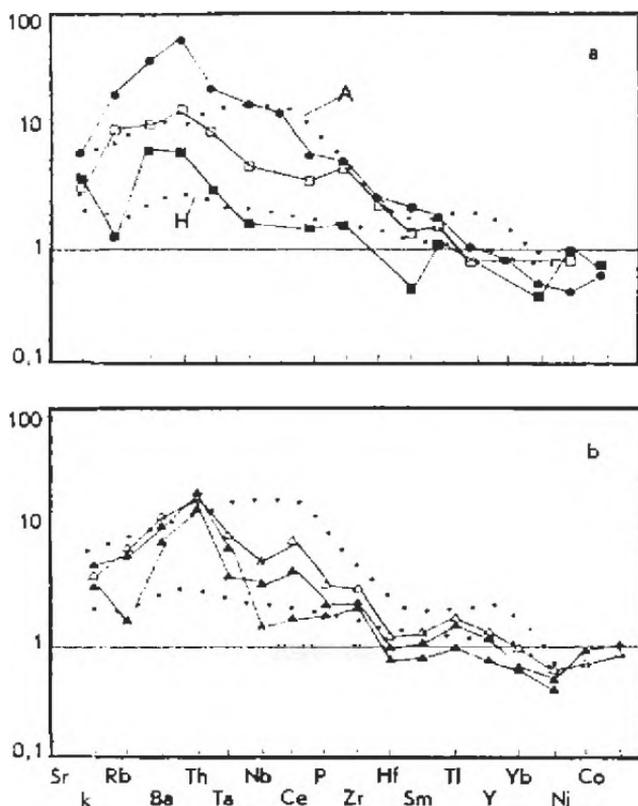


Рис. 63. Распределение микроэлементов в базальтах Совгаванского (а) и Нельминского (в) плато, нормализованное к среднему океаническому базальту по Pearce [1983].

В качестве сравнения показаны распределения элементов-примесей в типовых внутриплитных геохимических сериях Антарктиды (А) и Гавайских островов (Н) по Pearce [1983].

япономорского региона выделяет три группы базальтоидов: (1) предшествующие раскрытию Японского моря, (2) синхронные и (3) современные. Изотопные характеристики платоэффузивов восточного Сихотэ-Алиня близки к породам последней группы, отличаясь от них заметным смещением фигуративных точек в область низких значений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  отношения (рис. 62). EM I изотопная специфика является характерной особенностью кайнозойских платобазальтоидов Китая [Basu et al., 1991; и др.] и некоторых поднятий Японского моря [Tatsumoto et al., 1991], но в совгаванских эффузивах, особенно в низкокальциевых толлитах, она выражена гораздо более отчетливо.

Полученные данные позволяют рассмотреть основные вопросы петрогенезиса позднемiocеновых платобазальтов восточного Сихотэ-Алиня.

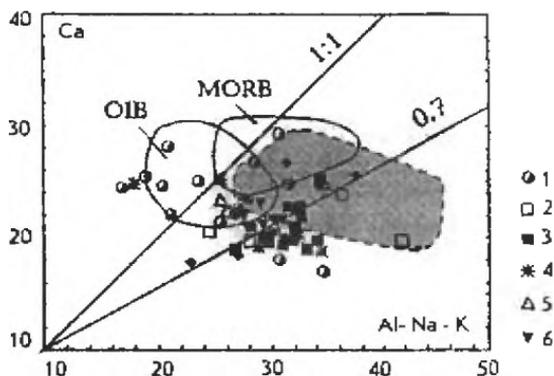


Рис. 64. Классификационная диаграмма Ca-( $\Sigma$ FE + Mg)-(Al-Na-K) для позднемiocеновых платобазальтов Сихотэ-Алиня.

1 – внутриплитные базальты Камчатки; 2–4 – умереннокальциевые (2), низкокальциевые (3) и щелочные базальты (4) Совгавайского плато, 5–6 – умеренно (5) и низкокальциевые базальты Нельмийского плато.

Полями на диаграмме показаны: MORB – базальты среднне-океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов и континентальных рифтов, заштриховано поле высокоглиноземистых базальтов юных и фронтальных частей зрелых островных дуг

Несмотря на то, что их магнeзиальность ( $Mg=100Mg/Mg+Fe^{+2}$  в атомных количествах), как правило, ниже (65–63) таковой в примитивных мантийных выплавках (63–70), находящиеся в равновесии с  $O_{100}$ , преимущественно трещинный характер излиятий и редкая встречаемость порфировых выделений позволяют предполагать сравнительно быстрый подъем магматических расплавов к поверхности, и, следовательно, незначительное влияние на их состав процессов кристаллизационного фракционирования. Об этом свидетельствует также близость к равновесным составам оливина и плагиоклаза (рис. 65), в связи с чем обогащение платозэффузивов оливином, избыточным по отношению к низкобарической котектике (рис. 66), можно рассматривать как результат полибарической эволюции расплавов и известного эффекта расширения поля кристаллизации оливина при падении давления в сухих системах. Порфировые выделения, мега- и ксенокристи довольно часто встречаются в щелочных базальтах, но последние в значительной степени деплетированы в отношении когерентных элементов и вряд ли могут рассматриваться в качестве куммулатов.

Значительной роли кристаллизационной дифференциации в происхождении позднемiocеновых базальтов восточного Сихотэ-Алиня противоречат и многочисленные геохимические данные, например близкие содержания Ni и Sr в образцах с различным содержанием La (рис. 67). Первые два элемента входят

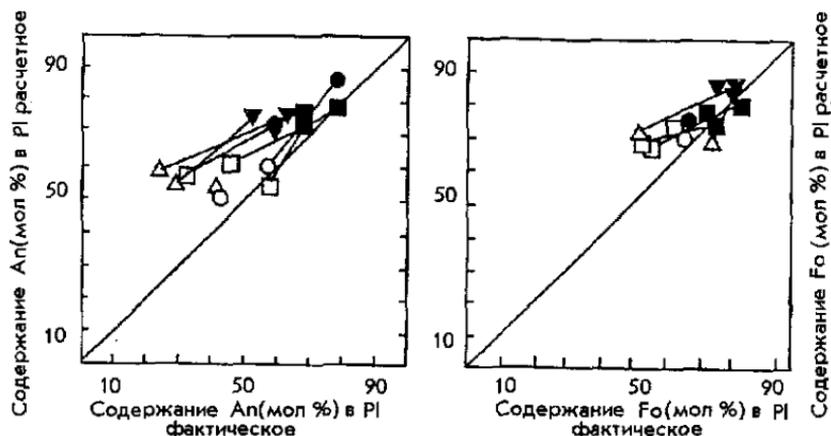


Рис. 65. Сопоставление реальных и расчетных составов плагиоклаза и оливина в платоэффузивах восточного Сихотэ-Алиня. Для расчета равновесных составов минералов использовалась программа "Коммагат" [Ariskin et al., 1993]. Залитые знаки – составы фенокристов

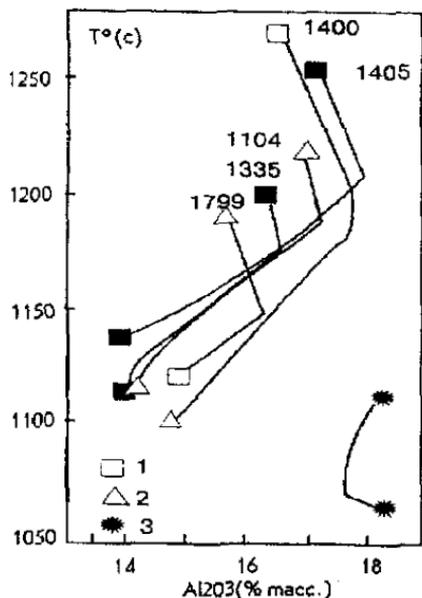


Рис. 66. Эволюция расплавов платоэффузивов при низкобарической кристаллизации, рассчитанная по программе "Коммагат" [Ariskin et al., 1993].

1 – низкокальциевые толеиты; 2 – умереннокальциевые и 3 – щелочные базальты

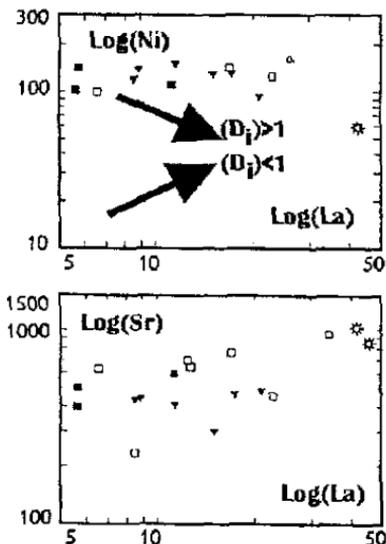


Рис. 67. Вариации концентраций (г/т) когерентных элементов (Sr, Ni) в зависимости от содержания La в платобазальтах восточного Сихотэ-Алиня.

Условные обозначения см. на рис. 58. Стрелками на диаграмме показаны тренды изменения составов магматической жидкости в процессе кристаллизационной дифференциации при различных коэффициентах распределения минерал-расплав [Allegre et al., 1977]

преимущественно в оливин и плагиоклаз, в связи с чем их концентрации должны существенно меняться в условиях низкобарического фракционирования.

Большинство исследователей, обсуждая вопросы происхождения кайнозойских платозэффузивов Китая [Zhou, Armstrong, 1982; Peng et al., 1986; Basu et al., 1991], Японии [Nakamura et al., 1989, 1990], указывали на отсутствие признаков *коровой контаминации*, включая контаминацию вещества нижних горизонтов коры. Этот вывод основывается на [Basu et al., 1991]:

- 1) отсутствию корреляции между геохимическими характеристиками базальтов, включая изотопные, и содержанием в них  $K_2O$  и  $SiO_2$ ;
- 2) присутствию в щелочных породах мантийных ксенолитов;
- 3) близости соотношений радиогенных изотопов в платобазальтах и лавах океанических островов.

Все эти признаки характерны и для позднекайнозойских платозэффузивов восточного Сихотэ-Алиня. Несмотря на присутствие коровых ксенолитов (гранитов, гранулитов), наблюдаются обратные соотношения содержаний  $SiO_2$  и некогерентных элементов, включая  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  и La (рис. 68). Высокая степень корреляции между собой большинства некогерентных элементов, за исключением  $K_2O$  и Rb (рис. 61), отсутствие корреляции между соотношениями стронция и калием (рис. 69), трещинный характер извержения и признаки быстрого подъема расплавов к поверхности также можно рассматривать как факторы, не благоприятствующие значительной ассимиляции корового материала.

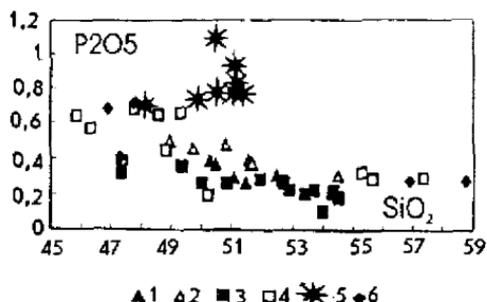
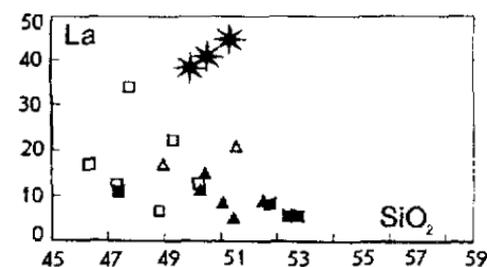


Рис. 68. Вариации La (г/т) и  $P_2O_5$  (мас.%) в зависимости от содержания  $SiO_2$  в породах.

1,2 – низко- (1) и умереннокальциевые (2) базальты Нельминского плато; 3,4 – то же Совганского плато; 5 – щелочные лавы Совганского плато; 6 – платозэффузивы Южного Приморья

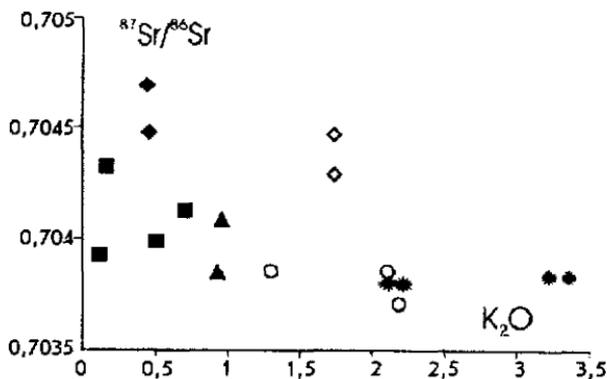


Рис. 69. Диаграмма  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $\text{K}_2\text{O}$  для платобазальтов Совгаванского плато. Условные обозначения см. на рис. 58

Таким образом, основной вклад в изменчивость составов молодых платоэффузивов восточного Сихотэ-Алиня вносила гетерогенность состава и вариации степени плавления мантийного источника, который, судя по высокой железистости пород, геохимическим и изотопным характеристикам, отличался достаточно необычным составом и значительной степенью метасоматической переработки.

О роли мантийного метасоматоза в формировании геохимических особенностей описываемых пород свидетельствуют прежде всего их обогащенность глиноземом, крупноионными литофилами, а в некоторых случаях и деплетированность в отношении Ta и Nb. Как отмечалось ранее, такие геохимические признаки указывают на вклад субдукционного компонента в генезис пород при вовлечении в процесс плавления глубинного вещества, преобразованного в результате дегидратации погружающейся океанической пластины [Pearce, 1983; Nakamura et al., 1990 и др.].

Метасоматическое преобразование мантийного источника позднемиоценовых платобазальтов подтверждают и изотопные данные. Действительно, смещение фигуративных точек пород в левый нижний квадрант диаграммы.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  не согласуется с геохимическими свойствами Sr и Nd предполагает участие в происхождении расплавов глубинного вещества, деплетированного в отношении Rb и/или обогащенного легкими лантаноидами достаточно длительный период времени для индивидуализации изотопных характеристик. В настоящее время существуют две основные модели, объясняющие это явление. С. Харт [Hart, 1988] в своих последних работах помещает EM I (или DUPAL)-изотопную аномалию вблизи границы мантия–ядро, поскольку: (1) мантийные ксенолиты, в т.ч. и из кайнозойских платоэффузивов восточного Китая [Tatsumo et al., 1991], обогащены не EM I, а EM II компонентом и

(2) существует географическое сходство в размещении пород с ЕМ I изотопными характеристиками и некоторыми геофизическими аномалиями, выявляемыми методами глубинной сейсмической томографии. Но большинство исследователей [Zindler, Hart, 1986; Hart et al., 1986 и др.] связывают происхождение ЕМ I мантийного компонента с плавлением метасоматически обогащенной части субконтинентальной литосферы ("корни континентов" или "континентальный киль"), стабильной и не вовлекаемой в мантийную конвекцию в течение длительного периода времени (см. дискуссию [Hart, 1988]). Последнюю точку зрения, по мнению [Tatsumo et al., 1991], подтверждают результаты изучения кайнозойских платобазальтов северо-восточного Китая, Кореи и Японского моря. Как отмечалось в главе 3, для базальтов глубоководных котловин Японского моря происхождение которых, в первую очередь, должно быть связано с мантийным диапиризмом, характерна не ЕМ I, а ЕМ II-изотопная специфика. Последняя же ярко проявлена лишь в лавах некоторых островов Японского моря [Tatsumoto et al., 1991] и, как следует из наших данных, в платобазальтах восточного Сихотэ-Алиня, расположенных непосредственно над палеосубдукционной зоной и клином субконтинентальной литосферы.

В качестве доказательства метасоматической природы ЕМ I мантийного компонента позднекайнозойских высококальциевых лав северо-востока Китая М. Занг с соавторами [Zhang et al., 1991] приводили факт присутствия новообразованного флогопита в перидотитовых нодулях щелочных пород. В пределах восточного Сихотэ-Алиня признаки мантийного метасоматоза как скрытого, так и модалного, проявлены достаточно отчетливо [Есин и др., 1992a], но, учитывая присутствие в глубинных ксенолитах паргасита и ярко выраженную натровую специфику самих вулканитов, можно полагать, что он носил достаточно редкий натровый характер [Hawkesworth et al., 1979].

Следует отметить, что изотопные особенности позднемиоценовых вулканитов ВСАВП, с одной стороны, и их геохимическая специфика, с другой, отражают различные по времени метасоматические явления. Умеренно-кальциевые базальты Совгаванского и Нельминского плато обогащены LIL элементами в той же степени, что и низкокальциевые толеиты Совгаванского поля, но ЕМ I изотопные признаки в них проявлены гораздо менее отчетливо.

Принимая во внимание незначительное влияние кристаллизационной дифференциации и коровой контаминации на состав позднемиоценовых базальтов восточного Сихотэ-Алиня, используя данные по распределению некогерентных элементов и подходы, описанные ранее, можно сделать определенные заключения о химическом и минералогическом составех магматического источника этих пород.

Большинство некогерентных элементов в позднемиоценовых платоэффузивах восточного Сихотэ-Алиня (рис. 70) показывает высокую степень линейной

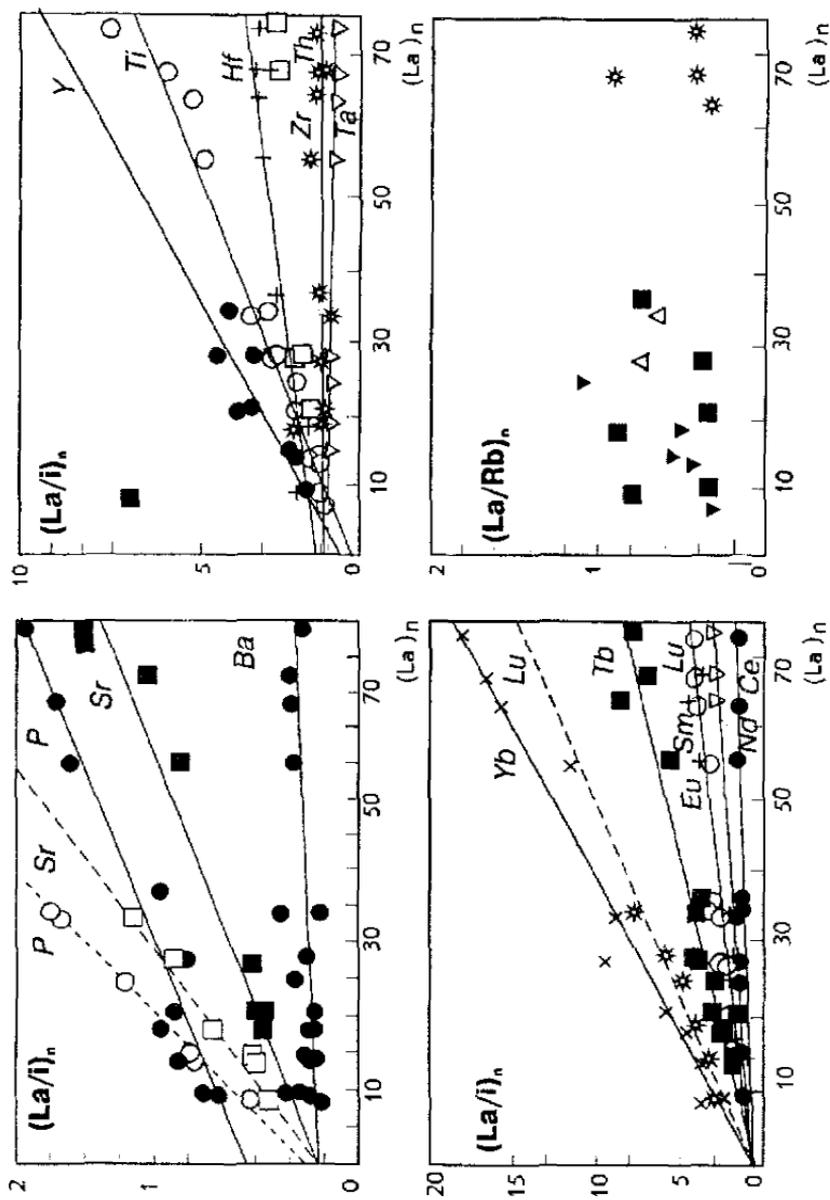


Рис. 70. Соотношение  $(La/i) - La$  в плагиофлузилах восточного Сихотэ-Алия. Содержание элементов нормализовано к составу первичной Земли по Нойманн, Feigenson [1983]

корреляции с La, хотя для Sr,  $P_2O_5$ , Y,  $TiO_2$  и Zr разброс значений несколько выше, что, скорее всего, связано с меньшей точностью рентгено-флюоресцентного анализа, по сравнению с нейтронноактивационным. Учитывая высокую подвижность Rb и  $K_2O$  в магматическом флюиде [Pearce, 1983], незакономерные колебания концентраций этих элементов, возможно, являются следствием их неравномерного распределения в мантийном веществе, что в какой-то мере подтверждает ранее сделанный вывод о его метасоматической природе. Причем, в отличие от высокоглиноземистых базальтов, содержание Rb и  $K_2O$  в магматической жидкости не контролировалось минеральными фазами - флогопитом или амфиболом.

Соотношения La с другими высоконекогерентными элементами (Ba, Ce, Th, Zr, Ta) остаются практически постоянными, в то время как небольшой положительный наклон трендов на диаграммах La-Nd, La-Sm и La-Eu свидетельствует о более низком валовом коэффициенте распределения La, по сравнению с Nd, Sm, и Eu, что согласуется с экспериментальными и эмпирическими данными (табл. 14). Крутой угол наклона вариационных линий Yb и Lu дает основание считать, что поведение тяжелых лантаноидов в первичных расплавах контролировать реститовой гранатовой фазой. В то же время близкое к нулевому значению положительное пересечение вариационными линиями вертикальной оси диаграмм свидетельствует (рис. 70) об относительно небольшом вкладе данного минерала в состав базальтовых выплавов (величина  $P_{gr}^i$ ). Последнее, видимо, связано с низким содержанием граната в магматическом источнике (рис. 71), вследствие чего только первые, относительно небольшие по объему щелочные выплавки, были заметно деплетированы (рис. 61) в отношении тяжелых лантаноидов и иттербия (более низкая величина Y/La и Yb/La).

На основании аналогичных рассуждений можно предполагать присутствие в небольших количествах минералов-концентраторов титана, например, рутила, в магматическом источнике платобазальтов.

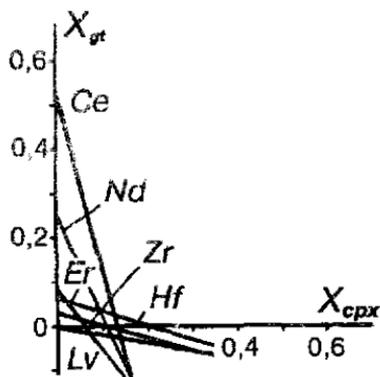


Рис. 71. Соотношение граната и клинопироксена в источнике платоэффузивов, рассчитанное по уравнению  $X_{gr}/C_{La}^0 = -(D_{cpx}^i X_{cpx} / D_{gr}^i C_{La}^0) + D_{cpx}^0 / C_{La}^0 D_{gr}^0$  [Hofmann, Feigenson, 1983].

Коэффициенты распределения по табл. 14

Концентрации элементов в источнике и D-значение некогерентных элементов молодых платоэффузивов восточного Сихотэ-Алиня (Совгаванское плато)

Элемент	S	I	I-P (Sp)	I-P (Gr)	Относительные концентрации		Относительные D-значения	
					(Sp)	(Gr)	(Sp)	(Gr)
Ce	0.011	0.9	0.9554	0.946	1.06	1.05	0.012	0.012
Nd	0.027	1.0	0.905	0.871	0.91	0.871	0.024	0.024
Sm	0.049	0.5	0.835	0.760	1.67	1.52	0.082	0.075
Eu	0.04	1.0	0.794	0.693	0.79	0.69	0.032	0.028
Tb	0.11	0.3	0.759	0.561	2.53	1.87	0.28	0.21
Yb	0.244	0.3	0.758	-0.07	2.52	none	0.617	none
Lu	0.057	0.3	0.623	-0.211	3.12	none	0.178	none
Zr	0.016	1.6	0.933	0.871	0.583	0.544	0.01	0.009
Ti	0.096	0.1	0.788	0.724	none	none	0.756	0.695
Y	0.126	0.6	0.615	0.216	1.03	0.360	0.129	0.046
Sr	0.0173	0.2	0.93	0.905	4.65	4.53	0.08	0.078
Ta	—	0.9	0.818	0.821	0.91	0.91	—	—
Hf	0.032	1.4	0.933	0.871	0.67	0.62	0.0213	0.020
Ba	0.002	0.22	1.0	1.0	4.55	4.54	0.009	0.009
P	0.017	0.07	1.0	1.0	1.50	1.49	0.0254	0.0025
Th	—	1.1	1.0	1.0	0.909	—	—	—

Примечание. (Sp), (Gr) – соответственно для шпинелевой и гранатовой модели; остальные обозначения см. в тексте.

Фигуративные точки низко- и умереннокалиевых толеитов, а также щелочных базальтов формируют на диаграммах  $(La/i)_n - (La)_n$  единые вариационные линии, что свидетельствует о близких геохимическом и минералогическом составах мантийных источников. Отличия отмечаются только по отношениям  $La/K$ ,  $La/Rb$  и  $La/P_2O_5$ , что можно связать с различной степенью метасоматической переработки. Обращают на себя внимание различные тренды базальтов Совгаванского и Нельминского поля в координатах  $(La/Sr)_n - (La)_n$  и  $(La/Lu)_n - (La)_n$ , что позволяет предполагать латеральную неоднородность мантии в пределах восточного Сихотэ-Алиня. Об этом свидетельствуют и заметные вариации изотопных характеристик. Например, для Совгаванского плато характерно увеличение отношения  $^{143}Nd/^{144}Nd$  по мере удаления от побережья и падение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  вверх по разрезу платоэффузивов, но требуются дополнительные исследования, чтобы судить об этом с большей определенностью.

Учитывая вышеизложенное, расчет относительных концентраций некогерентных элементов в магматических источниках молодых платоэффузивов выполнен для шпинелевого и гранатового лерцолита. Составы минералов взяты из опубликованных данных по микрозондовому изучению ксенолитов мантийных пород в базальтах Совгаванского плато [Есин и др., 1992а], а также экспериментов

[Майсен, Бетгчер, 1979]. Вклады различных минеральных фаз рассчитаны методом регрессионного анализа распределения петрогенных оксидов [ $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ], но величина  $P_{gr}^i$  принималась равной 0,20, поскольку более высокие значения этого параметра приводили к нереальным отрицательным значениям отношений  $C_{Yb}/C_{La}$ ,  $C_y/C_{La}$  и  $C_{Lu}/C_{La}$ . Относительные концентрации некогерентных элементов в магматическом расплаве низкокальциевых базальтов Совгаванского плато приведены в табл. 20. Поскольку величина  $I$  для  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Lu}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  близки к нулю, рассчитанные концентрации этих элементов в магматическом источнике характеризуются высокой степенью неопределенности и не включались в таблицу.

Для высоконеккогерентных элементов результаты расчета по двум моделям сходные. Различия наблюдаются только в содержании тяжелых лантаноидов и иттербия. Согласно шпинелевой модели значения LREE/HREE в источнике должны быть близки к 1, что соответствует составу первичной, не деплетированной мантии. Лучше согласуется с изотопными и геохимическими характеристиками изучаемых пород предположение о присутствии в реститовой фазе граната, поскольку в этом случае плавящийся магматический субстрат должен быть обогащен легкими лантаноидами. Расчеты выполнены как по гранатовой, так и по шпинелевой модели, показывают обогащенность магматического источника Sr, что в какой-то мере может служить подтверждением метасоматической природы этого элемента.

*Таким образом, в происхождении платоэффузивов восточного Сихотэ-Алиня значительная роль принадлежала гетерогенному по составу веществу субконтинентальной литосферы, метасоматически преобразованному под воздействием как древних (натровый метасоматоз), так и сравнительно молодых (субдукция океанической плиты) процессов, при относительно небольшом содержании гранатовой фазы в рестите. Влияние предшествующей субдукции и, возможно, высокотемпературного астеносферного диапиризма при формировании Япономорской котловины выражалось не только в метасоматическом преобразовании глубинного вещества, но и в повышении его температурного фона, что благоприятствовало высокой степени его плавления, с формированием значительных объемов низкокальциевых толеитов, несущих ярко выраженную ЕМ I изотопную специфику.*

## **Выводы**

1. Кайнозойские платобазальты широко распространены в пределах северо-восточного Китая, Кореи, Дальнего Востока России и Японии и тесно ассоциируют с грабенами, трассирующими глобальные сдвиговые системы разломов северо-восточной ориентировки.

2. По ряду геологических и петрологических признаков позднемиоценовые платоэффузивы восточного Сихотэ-Алиня заметно отличаются от одновозраст-

ных вулканитов континентальных районов Китая, что связано с особенностями их геологической позиции: над палеосубдукционной зоной и вблизи рифтогенной впадины Японского моря. Для них характерна высокая объемная доля низкокальциевых толеитов (0,5–0,15 мас. %  $K_2O$ ), отчетливо выраженная EM I изотопная специфика, обогащенность крупноионными литофилами, а в некоторых случаях и деплетированность в отношении высокозарядных катионов, что в совокупности свидетельствует о высоких температурах, степени плавления глубинного вещества и его метасоматической переработке под воздействием как древних (натровый метасоматоз), так и относительно молодых (субдукция океанической плиты) процессов.

3. Результаты геохимического моделирования дают основание предполагать участие в формировании первичных расплавов позднемiocеновых платобазальтов восточного Сихотэ-Алиня гетерогенного по составу гранат-содержащего мантийного вещества.

#### *4.1.5. Геодинамические условия формирования базальтов восточного Сихотэ-Алиня*

Результаты проведенных исследований представляют определенный интерес для реконструкции геодинамических условий проявлений базальтового вулканизма в пределах восточного Сихотэ-Алиня. В литературе этот вопрос детально не обсуждался, а высказываемые представления не подкреплены в достаточной мере фактическим материалом и носят дискуссионный характер.

До проведения мелкомасштабного геологического картирования все типы кайнозойских базальтоидов региона включались в состав Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Но уже на этом этапе исследования многие авторы отмечали неоднородность его геологического строения, связанную с активностью долгоживущих, поперечных к простиранию пояса разломов [Изох, 1966; Фаворовская и др., 1969]. Позже, учитывая резко отличный состав и дискордантное положение базальтоидов относительно более древних эффузивов, появилась точка зрения о необходимости их выделения в самостоятельный Прибрежный вулканический пояс [Сухов, 1975], причем подчеркивалась роль разрывной тектоники в его формировании. Например, М.А. Ахметьев и Л.П. Ботылева [1971] отмечали преимущественно трещинный характер излияния молодых платобазальтов с северо-западной или субширотной ориентировкой магмапроводящих каналов. В.И. Сухов [1975] сделал аналогичный вывод в

отношении высокоглиноземистых эффузивов, излияние которых, по его мнению, происходило из трещинных и щитовых вулканов. В.А. Баскина [1982] указывала на локализацию до неогеновых основных лав Приморья (кузнецовская свита) преимущественно в меридиональных и широтных, т. е. поперечных к простиранию складчатости сквозных линейных структурах. Обобщая эти и другие данные, в работе [Молодые геосинклинали..., 1978], авторы высказывали мнение о соответствии массовых излияний глиноземистых базальтов Сихотэ-Алиня "эпохам растяжения коры в позднем мелу, эоцене, раннем и позднем миоцене", при активности преимущественно трещинных вулканов, с незначительной дифференциацией первичных магм.

Ряд исследователей [Ростовский, 1976; Мартынов, 1983; Попов, 1986], учитывая значительные объемы олигоценовых кислых эффузивов в Северной и Южной зонах, выделяли эти породы, совместно с эоценовыми и миоценовыми базальтами, в контрастную ассоциацию. Поскольку происхождение таких ассоциаций обычно связывают с рифтогенезом, палеогеновая эпоха в настоящее время рассматривается как начало структурной перестройки территории [Тихоокеанская окраина..., 1991 и др.], причем многие геологи связывают это событие с раскрытием рифтогенной впадины Японского моря [Олейников, 1989 и др.]. Последняя точка зрения хотя и объясняет резкую смену характера вулканизма в восточном Сихотэ-Алине наиболее логичным образом, находится в противоречии с рядом общепринятых представлений. Во-первых, высокоглиноземистые базальты считаются типично субдукционными образованиями и их массовые излияния никогда не рассматриваются в качестве индикаторов рифтогенеза. Во-вторых, как отмечалось ранее, большинство японских геологов в настоящее время относят раскрытие Япономорской котловины к среднему и позднему миоцену, т. е. считают, что возникновение его произошло значительно позже начала формирования глиноземистых базальтовых толщ восточного Сихотэ-Алиня.

Геологические признаки, указывающие на формирование высокоглиноземистых базальтовых толщ восточного Сихотэ-Алиня в результате активности трещинных и щитовых вулканов, т. е. в режиме растяжения, подтверждаются многочисленными петрологическими данными. Прежде всего отсутствием в этих породах сколько-нибудь ярко выраженной поперечной петрохимической зональности, типичной для субдукционных лав, незначительным влиянием кристаллизационного фракционирования на их состав, что дает основание предполагать сравнительно быстрый подъем родоначальных расплавов к поверхности.

Еще более очевидна роль рифтогенных процессов в происхождении титанистых разновидностей. Состав этих пород соответствует низкобарической базальтовой тектике, пространственно они ассоциируют с тектоническими

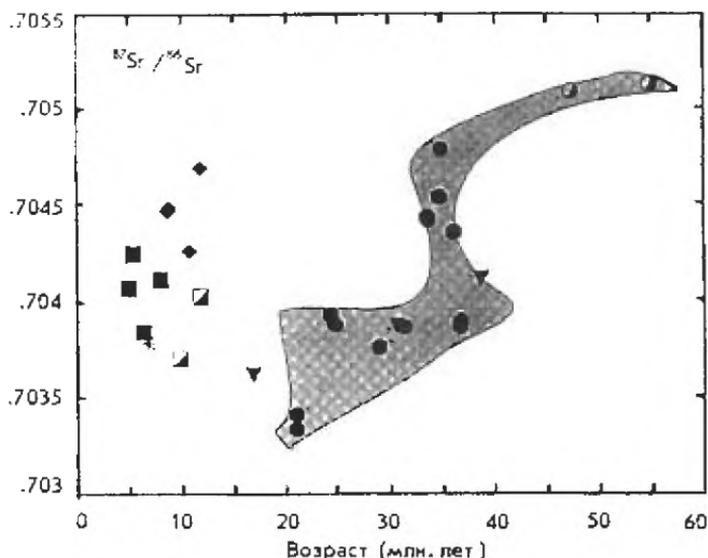


Рис. 72. Зависимость величины отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от возраста излияния базальтов восточного Сихотэ-Алиня Сахалина.

1 – базальты Сахалина; 2–7 – позднемиоценовые платоэффузивы восточного Сихотэ-Алиня: прибрежная (2) и тыловая (3) зоны Совганского плато, Нельминское плато (4), щелочные базальты Совганского плато (5), Шкотовское и Шуфанское плато Южного Приморья (6); 7–8 – высокоглиноземистые базальты Восточного Сихотэ-Алиня: СВЗ (7), ЦВЗ (8) и ЮВЗ (9). Оконтурено поле высокоглиноземистых базальтов

грабенами северо-западной или субширотной ориентировки, которые концентрируются вблизи ареалов внутриплитных лав и близки с ними по ряду геохимических характеристик.

Роль рифтогенных процессов в генезисе высокоглиноземистых базальтов восточного Сихотэ-Алиня подчеркивают и особенности изотопного состава. Напомним, что для тыловодужных базальтов СВ Японии в интервале 21–14 млн лет отмечается изотопный скачок, происхождение которого связывают с внедрением клина астеносферной мантии в субконтинентальную литосферу в результате раскрытия Японского моря. В высокоглиноземистых базальтах восточного Сихотэ-Алиня резкое уменьшение величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  приходится на более ранний период – 40–35 млн лет (рис. 72). Причем согласно прецизионным К-Аг датировкам примерно в то же время (30–37 млн лет) формировался основной объем этих пород (рис. 73).

Таким образом, резкую смену характера вулканизма и массовые излияния глиноземистых базальтов в восточном Сихотэ-Алине действительно можно связывать с раскрытием Япономорской котловины и переходом территории в

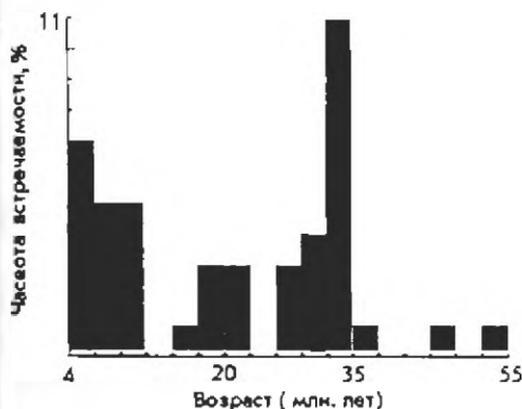


Рис. 73. Гистограмма распределения возраста излияния базальтов в пределах восточного Сихотэ-Алиня. Источник данных: таблица 13 и Sato et al. [1993]

рифтогенную стадию развития. Но начало этого события следует относить не к миоцену, а, по крайней мере, к эоцену, с максимальным растяжением в области, прилегающей к Сихотэ-Алинскому вулканогену, в позднем эоцене и раннем олигоцене. Факты, которыми оперируют японские геологи, видимо, фиксируют более позднее явление.

Подобное заключение полностью согласуется с так называемой двухэтапной моделью формирования Японского моря [Lallemand, Jolivet, 1985]. В соответствии с ней, начиная со среднего эоцена, тектонические перемещения в пределах тихоокеанской окраины Азии приобрели характер правосторонних сдвигов, что привело к началу дрейфа Японии и Сахалина в южном направлении и открытию морского бассейна (рис. 74). Такого же типа движения сохранились в раннеолигоцен-позднемиоценовое время. В миоцене важнейшую роль в формировании структурного плана региона приобретает задуговой спрединг, ось которого была перпендикулярна простиранию Японских островов. Такое поле напряжений привело к формированию котловины Ямато и других депрессий северо-восточного простирания, включая Корейское плато и грабены вдоль восточной периферии Японского моря. Завершение задугового спрединга около 12 млн лет назад, связанное с коллизией хребтов Кюсю-Паллау и пра-Идзу-Бонин по [Nakamura, Uyeda, 1980], приводит к прекращению рифтогенеза (около 7 млн лет) и началу сжатия (около 1–2 млн лет).

В настоящее время существуют различные точки зрения на генезис позднекайнозойских платобазальтоидов Дальнего Востока. Е. Накамура с соавторами [Nakamura et al., 1990] предложил плюмовую модель, в соответствии с которой зарождение расплавов происходило в результате погружения в нижние горизонты мантии блоков древней океанической коры, обогащенных некогерентными элементами. Плавление этого вещества приводило к формированию толеитовых расплавов, а вовлечение в этот процесс деплетированной океанической

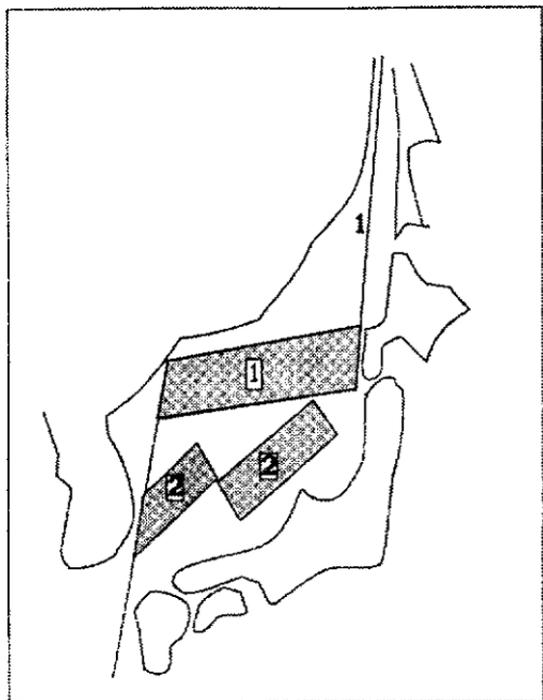


Рис. 74. Схематическая модель открытия Японского моря по Lallemand, Jolivet [1985].

1 – первая стадия рифтогенеза – сдвиговое растяжение;  
2 – вторая стадия – задуговой спрединг

литосферы щелочных магм. Аналогичной точки зрения придерживаются В.В. Ярмолюк и В.И. Коваленко [1995].

Но, по мнению других ученых [Pouclet et al., 1995], плюмовая модель формирования кайнозойских платобазальтов не учитывает: 1) особенности кинематики восточной Евразии, которая, начиная с палеогена, испытывала сжатие с формированием серии сдвиговых разломов северо-восточного простирания; 2) отсутствие признаков (по данным сейсмической томографии) существования мантийного плюма под восточным Китаем в настоящее время [Anderson et al., 1992] и геохимических свидетельств его присутствия в палеозое и мезозое [Menzies et al., 1993]; 3) пространственную приуроченность полей кайнозойских базальтоидов к сдвиговым системам разломов и значительное влияние системы Тань-Лу на изотопный состав магматических пород [Peng et al., 1986]. Поэтому вслед этим ученым и Basu с соавторами [1991] мы склонны связывать кайнозойскую магматическую активность восточной окраины Азии с плавлением верхней мантии при декомпрессии, обусловленной тектоническими перемещениями блоков Тихоокеанской и Евразийской плит. Хотя в настоящее время не существует критериев, позволяющих с высокой долей уверенности различать магматические породы, образующиеся в результате активного (плюмовый источник) или пассивного (в результате декомпрессии)

диапиризма, косвенные данные, полученные при изучении платобазальтов восточного Сихотэ-Алиня, свидетельствуют в пользу тектонической первопричины магматической активности. Действительно, излияния платобазальтов происходили не одновременно с образованием депрессионных структур, как это типично для активного плюма, а значительно позже, о чем свидетельствует повсеместное присутствие мощной пачки осадочных отложений в подошве вулканитов. Кроме того, геохимические особенности описываемых пород заметно отличаются от типично плюмовых базальтоидов океанических островов, а их изотопные и петрологические характеристики свидетельствуют о значительном вкладе в процесс формирования магматических расплавов вещества субконтинентальной литосферы. Необходимо учитывать также, что излияния платобазальтов приходится на период смены тектонического режима задуговой области Японской островодужной системы с растяжения на сжатие, излившиеся магмы отличаются сравнительно небольшими объемами и распространены на огромной территории.

Таким образом, в пределах восточного Сихотэ-Алиня к собственно субдукционным следует относить только позднемеловые, преимущественно кислые и средние по составу эффузивы. Магматическая активность в кайнозое с формированием базальтовых по составу толщ, высокоглиноземистых, а затем с внутриплитной геохимической спецификой являлась лишь пассивным отражением растяжения, связанного со сдвиговыми дислокациями, термальными и метасоматическими преобразованиями субконтинентальной литосферы в результате предшествующей субдукции и внедрения астеносферной мантии при раскрытии Япономорской котловины.

## 4.2. Андийская окраина Южной Америки

Анди́йская континентальная окраина, протяженность которой составляет около 4000 км, является одним из крупнейших линейментов Земли и характеризует собой сейсмические, тектонические и магматические процессы, связанные с субдукцией океанической плиты Наска под Южно-Американский континент [Торе et al., 1982; Торре, 1984] (рис. 75). Возраст плиты в Перу-Чилийском желобе, расположенном в  $95 \pm 25$  км от побережья, оценивается в 65 млн лет, временной интервал субдукции – менее 75 млн лет [Deruelle, 1982], скорость субдукции в течение кайнозоя – менее 10 см/год [Le Pichon et al., 1976]. Значительное заполнение желоба осадками мелового и более молодого возраста отмечается только южнее  $33^\circ$  ю.ш.

Согласно сейсмическим данным [Торе et al., 1982] зона Беньофа прослеживается вдоль западного побережья Южной Америки до  $45^\circ$  ю.ш., где



Рис. 75. Распределение активных вулканов (треугольники) в Южной Америке.

S — шощонитовые, А — щелочные вулканические ассоциации. Пунктирной линией оговорены поля ипнмбритов. По Andesites [1982]

нический пояс. Последний разделен на три вулканических активных сегмента, между которыми расположены магматически неактивные площади. Юг Колумбии и север Эквадора (5° с.ш. — 2° ю.ш.) выделяется в Северную, юг Перу — север Чили (16° ю.ш. — 28° ю.ш.) — в Центральную, а территория, расположенная

океанический хребет погружается под континент. Южнее этой точки граница между Южноамериканской и Антарктической плитами характеризуется в большей степени латеральной системой разломов, чем субдукцией. Точное определение фокусов землетрясений позволило установить, что зона Беньофа разбита на 5 хорошо выраженных сегментов с углами наклона, варьирующими от 25–30° до 10–15° [Baranzangi, Isacs, 1976, 1979].

Структурное основание Анд очень неоднородно. В Колумбии и Эквадоре оно представлено полиметаморфическими комплексами докембрийских и мезозойских изверженных пород, а в центральной части Анд — докембрийскими и герцинскими толщами, указывающими на возникновение здесь континентальной коры к концу позднего палеозоя. Фундамент Южных Анд слагают мезо-кайнозойские складчатые образования.

В палеозое, а в дальнейшем и мезозое, в развитии Колумбийско-Эквадорского, Перуанско-Чилийского и Патагонского отрезков отмечаются определенные отличия, которые заключаются в характере магматических формаций, особенностях режима метаморфиза и складчатости. Эти различия прослеживаются и в миоцен-четвертичное время, в период, когда на фоне общего воздымания в центральной части Анд возникает Андийский вулканический пояс.

южнее  $33^\circ$  ю.ш., – в Южную вулканические зоны [Thorpe, 1984]. Общим для этих трех зон является сравнительно крутые ( $25\text{--}30^\circ$ ) углы наклона зоны Беньофа, а следовательно, хорошо выраженный клин астенотермальной мантии [Baranzangi, Isacks, 1976]. Различия же между ними заключаются в мощностях земной коры и характере вулканизма.

В пределах Северной зоны мощность земной коры колеблется от 40 до 50 км. Здесь выделяются две ветви вулканического пояса, причем если для западной типичны дациты, режеллипариты и андезиты, то для восточной – андезито-базальты. Андезито-базальты и андезиты представлены оливин- и двупироксеновыми разностями; некоторые образцы содержат фенокристы корродированного амфибола [Thorpe et al., 1982]. По петрологическим признакам эти породы считаются аналогами островодужных лав [Pitcher et al., 1976; Ewart, 1976], о чем свидетельствует, в частности, типичная для субдукционных магматитов обогащенность Rb, Ba, Th, K, Ce и Sr по отношению к Ta, Nb, Hf, Zr и Ti [Hawkesworth et al., 1979]. По соотношению изотопов кислорода и стронция ( $6,0 \pm 6,5\%$   $s_{18}O$  и  $0,7038\text{--}0,7044$   $^{87}Sr/^{86}Sr$ ) основные лавы Северной зоны близки к мантийным образованиям ( $6,0 \pm 0,5\%$  и  $0,702\text{--}0,704$  соответственно) [Harmon et al., 1981; Harmon, Hoefs, 1984], хотя небольшое обогащение  $^{18}O$  и  $^{87}Sr$  позволяет предполагать участие летучих компонентов субдуцирующей плиты в парциальном плавлении вышележащей мантии или же вовлечение в процесс плавления субдуцирующих осадков и/или метасоматически преобразованной верхней мантии [Harmon et al., 1981]. Более высокая, по сравнению с базальтами, величина  $^{18}O/O^{16}$  отношения в андезитах ( $\sigma^{18}O\text{--}6,5 \pm 7,8\%$ ) и отсутствие отчетливой корреляции между соотношениями изотопов кислорода и составом пород указывает, по мнению многих авторов, на определенную роль процессов ассимиляции глубинного корового вещества в образовании средних по составу вулканиитов, что подтверждается присутствием в последних коровых ксенолитов [Harmon, Hoefs, 1984].

В пределах Центральной вулканической зоны мощность земной коры максимальна для Андийской складчатой системы и достигает 70 км. Со среднего миоцена и вплоть до плиоцена вся эта зона стала областью активного вулканизма, протекавшего главным образом в форме трещинных излияний кислых игнимбриитов. В результате возникло крупнейшее на земном шаре игнимбриитовое плато с максимальной шириной ареала 400 км и площадью 150000 км<sup>2</sup>. В конце плиоцена на игнимбриитовом плато начали формироваться стратовулканы. На территории Боливии они сложены липарито-дацитами при подчиненном количестве более основных пород. В северной части Чили стратовулканы характеризуются составом вплоть до андезитов и кварцевых лагитов, хотя наряду с ними присутствуют и более кислые эффузивы. Андезиты иногда содержат оливин, амфибол и биотит; в дацитах отмечаются фенокристы кварца [Thorpe et al., 1982]. Особенностью вулканиитов Центральной зоны является

относительно высокие концентрации Rb, Sr, Ba, U, Tb. Соотношения стабильных и радиогенных изотопов выше, а их значения более переменны, по сравнению с лавами Северной зоны ( $7,0 \pm 0,8\% \sigma^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  и  $0,7054 - 0,7087^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ). Положительная корреляция между изотопами стронция и кислорода [Hampton et al., 1981] рассматривается как результат вовлечения в процесс плавления корового материала или контаминации им мантийных магм.

Южная вулканическая зона для данного исследования особенно интересна, т.к. именно здесь вулканические образования представлены главным образом базальтами. Ее протяженность около 1400 км, мощность земной коры, подстилающей вулканический фронт, варьирует от 45 км на севере до 30 км на юге [DeGuelle, 1982; Lopez-Escobar, 1984; Hickey et al., 1989; и др.]. Расстояние от Перу-Чилийского желоба составляет 300 км, глубина до зоны Беньофа – 90 км, что значительно меньше, чем в пределах Северной и Центральной вулканических зон [DeGuelle, 1982].

Среди вулканогенных образований Южной зоны преобладают оливин-двопироксеновые базальты и плагиоклазовые андезиты-базальты с повышенным содержанием глинозема [Trope et al., 1982]. Андезиты и дациты встречаются редко, причем амфиболсодержащие андезиты характерны для северной ( $33 - 34^\circ$  ю.ш.), а бимодальная ассоциация (высокоглиноземистый базальт-дацит, с небольшим количеством пироксеновых андезитов) – для южной ( $37 - 41^\circ$  ю.ш.) частей вулканической зоны [Moreno, 1976; Lopez-Escobar et al., 1977]. Исключение составляет расположенный на  $41^\circ$  ю.ш. островной вулкан Трондор, сложенный как амфибол-, так и ортопироксенсодержащими андезитами.

Петрологии вулканических пород Южной вулканической зоны посвящено большое количество работ, причем многие авторы подчеркивали их геохимическое сходство с островодужными лавами. В частности, для базальтов отмечаются низкие содержания CaO,  $\text{TiO}_2$  и HFS элементов (табл. 21) [DeGuelle, 1982; Davidson et al., 1988], хотя Ta-Nb минимум на спайдердиаграммах Пирса, нормализованных по отношению к MORB (рис. 76), проявлен не столь отчетливо, как в островодужных аналогах [Pearce, 1983]. От последних основные лавы Южной вулканической зоны заметно отличаются также высокими отношениями LREE/HREE, Ni/Co при близких значениях Ti/V (рис. 76, 77, 78, 79).

По геохимическим особенностям среди базальтов Южной вулканической зоны выделяются породы с высокими и низкими содержаниями некогерентных элементов [Hickey et al., 1986]. Первые характеризуются повышенными содержаниями  $\text{TiO}_2$  (рис. 78), Ba, высокими значениями LREE/HREE и низкими Ba/Nb, K/La и Cs/La отношений, а также повышенной железистостью (рис. 80). Наиболее часто они встречаются в пределах вулканических центров, расположенных восточнее вулканического фронта [Lopez-Escobar et al., 1977; Hickey et al., 1986, 1989], хотя более детальные исследования свидетельствуют о более сложных отношениях двух типов пород. Например, обогащенные некогерент-

Содержание петрогенных (мас.%) и микроэлементов (г/т) в высокоглиноземистых базальтах и андезито-базальтах Андийского вулканического пояса

№ обр.	A408	A417	A558	b426	542	V3-8	V-1	V-3	CR-1	CR-2
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	50.3	50.22	50.12	51.17	49.93	52.23	52.16	53.15	51.79	50.91
TiO <sub>2</sub>	1.2	1.18	2.4	0.83	1.08	1.16	1.13	1.08	1.03	1.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.44	16.55	16.24	17.09	16.29	16.86	17.44	18.68	18.05	19.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.28	1.95	3.54	2.36	3.4	9.98	9.54	8.74	9.24	9.44
FeO	6.14	6.4	7.69	5.6	4.63	—	—	—	—	—
MnO	0.14	0.14	0.2	0.14	0.13	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15
MgO	6.74	8.78	4.27	9.02	8.72	5.85	5.46	4.32	6.21	4.98
CaO	10.19	8.91	6.48	8.91	9.18	9.44	10.06	10.26	9.13	9.15
Na <sub>2</sub> O	3.15	3.2	4.15	3.22	3.26	3.17	3.06	3.2	3.38	3.48
K <sub>2</sub> O	0.56	1.12	2.54	0.67	1.8	0.66	0.68	0.66	0.93	0.94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.23	1.16	0.13	0.32	0.24	0.24	0.21	0.39	0.3
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.86	0.75	0.64	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.21	0.22	0.19	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.39	99.65	99.58	99.14	98.74	99.81	99.93	100.45	100.3	100.01
Rb	9	23	38	9	9	15.3	15.1	14.8	11	9.1
Ba	224	362	706	218	866	202	210	211	382	300
Sr	579	523	544	441	12.02	473	457	470	851	911
Ni	49	222	27	294	262	67	54	35	60	18
Co	—	—	—	—	—	33.5	30.9	25.5	31.3	27.7
Cr	183	373	40	556	515	161	133	88	96	88
V	—	—	—	—	—	279	260	239	184	227
Zr	116	133	361	79	145	103	103	96	136	104
Hf	2.99	3.67	8.78	2.09	4.14	2.5	2.4	1.3	2.9	2.4
Sc	31.7	29.2	19.2	27	26.4	—	—	—	—	—
Cs	0.4	0.7	0.6	0.4	0.8	—	—	—	—	—
La	16	17	54	7	33	7.77	8.31	7.74	22.3	15.8
Ce	28.8	34.7	116	16.5	71	22.4	21.9	21.2	51.5	38.6
Nd	15	18	60	11	34	13.9	13.7	12.8	26.5	21
Sm	3.47	4.19	10.96	2.49	4.97	3.7	3.71	3.51	5.19	4.48
Eu	1.26	1.37	3.3	0.88	1.47	1.16	1.17	1.06	1.49	1.48
Tb	0.6	0.65	1.55	0.43	0.56	0.51	0.66	0.66	0.69	0.68
Dy	3.6	3.72	7.89	2.78	2.96	—	—	—	—	—
Yb	2.11	2.06	4.15	1.69	1.55	2.25	2.18	2.22	2.2	1.96
Lu	0.29	0.26	0.55	0.24	0.22	0.34	0.31	0.34	0.32	0.29
Nb	2	3	56	0	7	3.1	2.8	2.5	5.5	4.1
Y	13	18	44	12	13	23	22.7	21.1	21.3	19.3
Ta	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Th	0.86	0.87	5.04	0.39	2.02	1.1	1.4	1.2	4.4	3.5

ными элементами базальты слагают небольшие шлаковые конусы по периферии (20–35 км от основного жерла) крупного стратовулкана Вилларика, расположенного в пределах вулканического фронта [Hickey et al., 1989].

Несмотря на различное содержание некогерентных элементов, базальты двух геохимических типов характеризуются близкими величинами <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd

№ обр.	CA-1	CA-2	PI-1	HM-1	HI-1	HI-2	I2-1	I2-2	tat191	tat171
№ п.п.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	50.72	50.95	50.87	51.84	51.48	51.93	51.23	51.39	52.6	52.7
TiO <sub>2</sub>	1.1	1.13	1.23	1.25	1.16	1.08	1.3	1.31	0.95	0.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.66	17.92	18.08	18.48	17.75	17.57	18.11	18.02	18.92	18.46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.38	9.28	9.4	9.7	9	9.03	10.87	11	8.45	8.29
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.14	0.14	0.15	0.17	0.16	0.16	0.19	0.18	0.13	0.13
MgO	7.1	6.72	6.41	4.73	6.24	6.56	4.94	4.69	5.33	5.02
CaO	9.61	9.05	8.4	8.95	9.18	9.21	8.63	8.63	9.24	8.8
Na <sub>2</sub> O	3.26	3.54	3.3	3.63	3.27	3.03	3.19	3.44	3.6	3.47
K <sub>2</sub> O	0.66	0.73	1.21	0.86	1.13	1.08	1.17	1.25	0.86	1.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.32	0.43	0.45	0.38	0.34	0.36	0.4	0.2	0.19
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.9	99.78	99.48	100.06	99.75	99.99	99.99	100.31	100.28	99.06
Rb	9.1	10.1	23	13.5	28.2	27.2	32.1	34.2	13	18
Ba	255	259	430	322	362	358	375	384	212	255
Sr	715	810	706	633	594	583	621	626	809	786
Ni	68	68	77	27	69	64	27	24	43	44
Co	36	34	34	29	30.5	34.7	33.4	32	-	-
Cr	199	198	161	46	157	189	19	23	-	-
V	201	194	172	204	192	196	216	219	-	-
Zr	100	89	168	161	150	144	154	157	50	68
Hf	2.5	2.3	3.7	3.5	3.1	3.2	3.7	3.7	2.07	2.48
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	22.4	23.1
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	13.7	13.4	21.9	21.5	18	17	20.8	21.6	9.6	12.2
Ce	0	0	0	0	42.4	37.1	48.5	51.3	-	-
Nd	18.4	18.6	25.9	25.2	21.1	18.8	24	25/9	-	-
Sm	4.08	4.14	5.42	5.34	4.36	4.23	5.65	5.75	3.32	3.74
Eu	1.36	1.41	1.72	1.7	1.37	1.46	1.67	1.63	1.1	1.15
Tb	0.61	0.55	0.67	0.78	0.66	0.72	0.87	0.81	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	1.9	2	2.2	2.4	2.19	2.13	2.7	2.85	1.32	1.53
Lu	0.29	0.3	0.33	0.38	0.32	0.35	0.42	0.41	-	-
Nb	4.3	3.3	10	7.4	8.7	7.3	6.3	6.6	-	-
Y	18.6	18.2	22.8	23.8	21.4	21.9	27.3	27.4	16	17
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	0.13	0.167
Th	2.1	2.6	3.1	2.3	3.5	3.3	5.7	5.7	-	-

отношений, хотя содержание радиогенного стронция в обогащенных образцах несколько выше. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  колеблется от 0,7035 до 0,7045, а  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – от 0,5127 до 0,5123, что соответственно выше и ниже, чем в типичных островодужных базальтах, но близко к породам океанических островов [Hickey et al., 1989; Futa, Stern, 1988]. Интересно отметить, что близкие значения

№ обр.	tat132	tat182	tat128	tat139	pel26	pel328	pel331	qua1ml
№ п.п.	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO <sub>2</sub>	52.8	53.5	53.9	54	52.1	53.6	54	53.3
TiO <sub>2</sub>	1.25	0.99	1.24	1.02	1.03	0.9	0.97	0.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.83	18.49	17.52	17.98	17.54	17.76	18.03	17.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.44	8.39	9.11	8.54	8.73	7.99	8.67	8.31
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.14	0.13	0.13	0.14	0.12	0.13	0.14	0.13
MgO	5.54	5.07	5.34	5.01	5.47	4.93	5	7.47
CaO	8.4	8.66	7.82	8.24	8.72	7.6	7.98	8.83
Na <sub>2</sub> O	3.39	3.44	3.41	3.38	3.15	3.59	3.79	2.99
K <sub>2</sub> O	1.14	1.11	1.26	1.08	0.99	1.29	1.16	0.95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.21	0.41	0.24	0.3	0.2	0.22	0.15
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100.76	99.99	100.14	99.63	98.15	97.99	99.96	100.2
Rb	28	20	30	23	25	42	34	20
Ba	379	277	410	283	324	301	296	256
Sr	615	792	632	566	595	548	557	661
Ni	75	47	69	57	65	66	54	109
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	139	76	150	102	108	97	89	63
Hf	3.88	2.55	4.2	3.13	3.38	2.95	2.77	2.1
Sc	23.1	22.2	21	22.5	21.9	20.7	22.7	24
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-
La	22	13.5	24.8	13.8	19.1	13.4	13.3	11.2
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	5.25	3.9	5.88	4.12	4.53	3.44	3.54	2.96
Eu	1.52	1.17	1.55	1.14	1.26	1.04	1.09	0.94
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	1.7	1.58	1.6	1.65	1.4	1.44	1.52	1.23
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	20	19	18	19	16	17	16	14
Ta	0.415	0.167	0.475	0.22	0.32	0.23	0.23	0.16
Th	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. 1-5 - Северная вулканическая зона [Hasenaka et al., 1987];  
6-28 - Южная вулканическая зона [Hickey et al., 1989; Davidson et al., 1987, 1988].

изотопных характеристик отмечаются и в расположенных восточнее щелочных лавах Восточной Патагонии [Hickey et al., 1989]. В то же время соотношения изотопов свинца отличаются от базальтов океанических островов и перекрывают значения, типичные для осадков плиты Наска, а также щелочных лав Патагонии [Bateiro, 1984; Hickey et al., 1989; Futa, Stern, 1988].

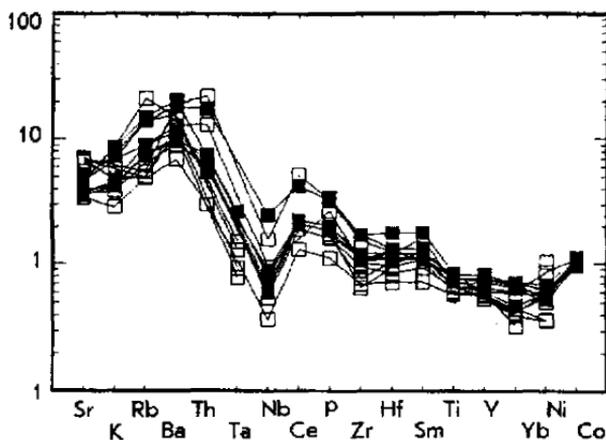


Рис. 76. Нормализованные к среднему океаническому базальту [Pearce, 1983] содержания микроэлементов в обогащенных (залитые знаки) и деплетированных некогерентными элементами базальтах Южной вулканической зоны.

Источник данных Deruelle [1982]; Davidson et al. [1988]; Hickey et al. [1986]

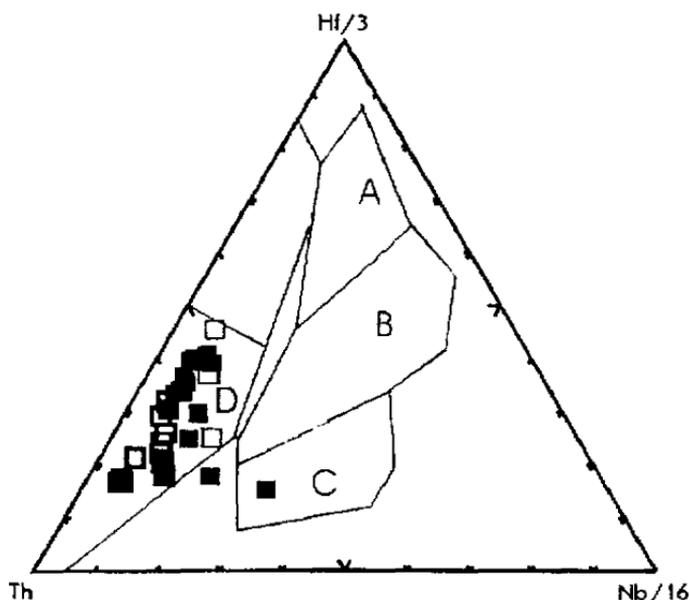


Рис. 77. Диаграмма Th-Hf-Nb для основных вулканитов Южной вулканической зоны Анд. Условные обозначения см. на рис. 76

Рассматривая петрогенезис магматических пород Андийского пояса, большинство исследователей обращают внимание на корреляцию их составов с мощностью земной коры и строением фундамента. В Центральной вулканической зоне, развивающейся на континентальной коре, преобладают кислые породы с изогонными характеристиками, указывающие на существенную роль коровой

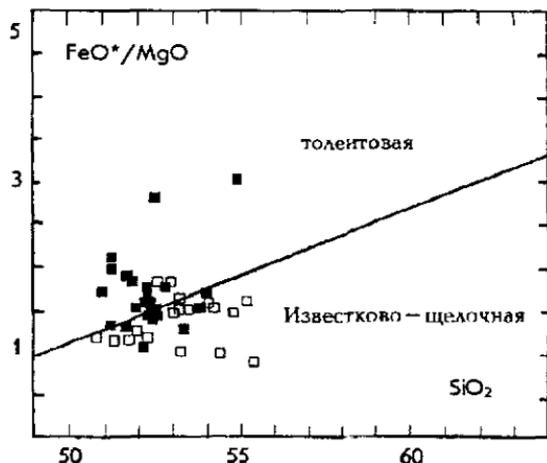


Рис. 78. Диаграмма Миаширо для основных вулканитов Южной вулканической зоны Анд. Условные обозначения см. на рис. 76

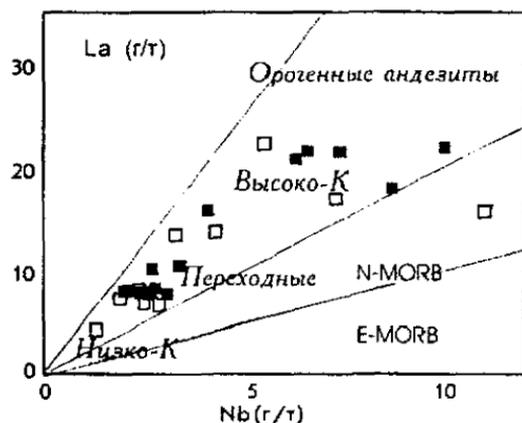


Рис. 79. Диаграмма Nb-La [Gill, 1981] для базальтовых пород Южной вулканической зоны Андийского пояса. Условные обозначения см. на рис. 76

контаминации в их происхождении [Harmon, Hoefs, 1984]. Определенное внимание коровых процессов, связанных с ассимиляцией палеозойских или более молодых отложений, прослеживается и в происхождении более кислых, чем андезито-базальты, лавах Северной вулканической зоны [Thorpe, 1984; Harmon, 1984]. В то же время основные эффузивы этой и, особенно, Южной зоны рассматриваются как типично мантийные образования [Thorpe, 1984; Harmon, Hoefs, 1984], происхождение которых связано с невысокой (10–15 об.%) степенью плавления литосферного источника, обогащенного крупноионными литофилами и летучими компонентами в результате дегидратации погружающейся океанической плиты [Harmon, Hoefs, 1984; Thorpe, 1984; Lopez-Escobar et al., 1977; Deruelle, 1982; Davidson et al., 1988; Hickey et al., 1989; и др.]. Вариации соотношений некогерентных элементов даже в наиболее основных расплавах [Davidson et al., 1988], присутствие двух геохимических типов базальтов, значи-

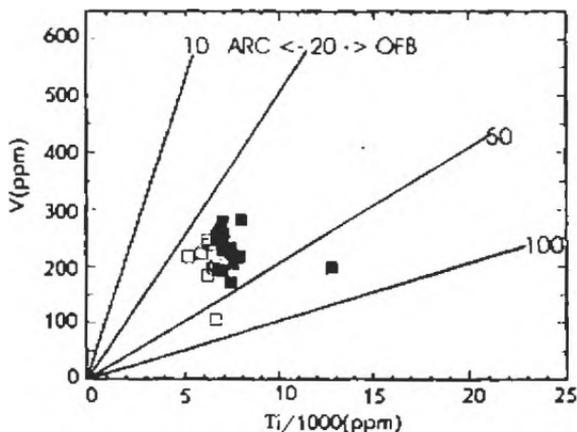


Рис 80. Диаграмма Миаширо для основных Южной зоны Андийского вулканического пояса. Условные обозначения см. на рис. 76

тельная геохимическая и изотопная неоднородность эффузивных пород даже в отдельных вулканических центрах [Frey et al., 1984; Davidson et al., 1987; 1988; Hickey et al., 1989], а также признаки поперечной зональности вулканического пояса рассматриваются как результат гетерогенности области плавления или состава флюидной фазы, освобождающейся при субдукции плиты Наска [Hickey et al., 1989].

Обогащенность андийских пород  $^{10}\text{Be}$  и  $^{207}\text{Pb}$  [Hickey et al., 1986; Barreiro, 1984], близость значений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  отношения к осадкам плиты Наска дают основание многим исследователям предполагать вовлечение последних в процесс плавления. В то же время некоторые авторы отрицают значительное влияние этого фактора на петрогенезис кислых вулканитов Центральной вулканической зоны, ссылаясь на отсутствие осадочных пород в Чилийско-Перуанском желобе севернее  $33^\circ$  ю.ш.

Ряд исследователей высказывают предположение о важной роли рифтовой тектоники в происхождении Андийской окраины. Так, Л.П. Зоненшайн с соавторами [1976] рассматривали крупные продольные впадины (Альтипано, Срединно-Чилийская) в областях развития вулканизма, обладающих структурой грабенов, как примеры эпигогенных рифтов, хотя этот вывод достаточно аргументированно оспаривается многими геологами, в частности В.В. Ярмолюком и В.И. Коваленко [1991].

Рифтогенные щелочные ассоциации широко проявлены в тыловых, наиболее удаленных от побережья зонах Южноамериканского континента, отдаленных от вулканических полей краевого пояса амагматичными пространствами (рис. 81). В их строении принимают участие разнообразные щелочные породы: от базанитоидов до фоналитов и трахитов, а также субщелочные оливиновые базальты и базальты толеитовой серии [Ярмолюк, Коваленко, 1991]. В южной части Андийской окраины широко проявлена базальт-щелочно-базальтовая ассоциация.

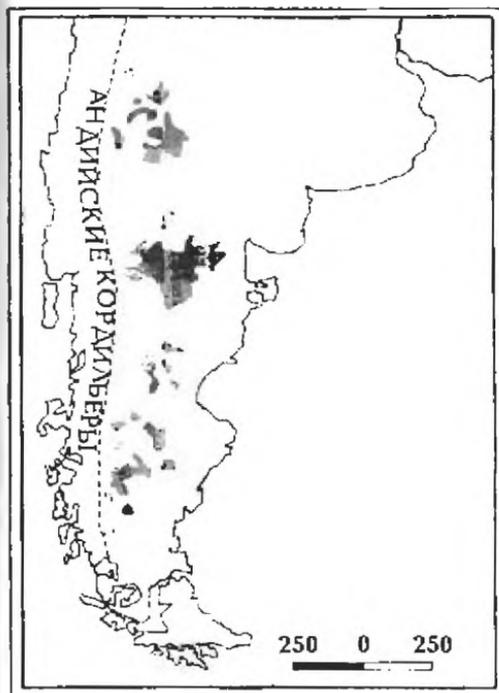


Рис 81. Распространение щелочных базальтоидов (заштрихованные площади) в Южной Америке [Ярмолюк, Коваленко, 1991]

известная как “базальты Патагонии” (рис. 81). Они распространены в пределах полосы шириной до 300 км, протяженностью более 2000 км, удаленной от Чилийского глубоководного желоба на 600 км. Формирование этого комплекса пород связывают с режимом растяжения в тыловой части Андийских Кордильер. Возраст базальтов укладывается в интервал от 82 млн лет до четвертичного времени, при этом выделяются четыре возрастные группы. К первым двум отнесены породы с возрастом 82–43 млн лет, которые рассматриваются как нижние платобазальты. Время формирования

последующих двух лавовых групп (25–9 млн лет – верхние платобазальты и менее 4 млн лет – шлаковые и лавовые конуса с отдельными потоками) отвечают возрасту современной Андийской окраины. В процессе эволюции вулканитов Патагонии отмечается направленное изменение составов от толеитов через субщелочные базальты и базаниты к базанитам и лейцитовым базальтам. Для субщелочных и щелочных пород характерны вкрапленники оливина, зонального плагиоклаза и титанистого клинопироксена. В основной массе, наряду с ними присутствует также калинатровый полевой шпат. В лейцитовых базанитах преобладают клинопироксен, оливин, плагиоклаз. В основной массе отмечается санидин, нефелин и лейцит. Величина  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения в базальтах составляет 0,7034–0,7054, причем на графнке  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  их составы попадают на линию мантийных пород [Hawkesworth et al., 1979]. Тесная корреляция Rb/Sr и Sm/Nd рассматривается как свидетельство происхождения базальтов Патагонии в результате достаточно высокой (~50б.%) степени плавления мантийного вещества. Из геохимических особенностей обращает на себя внимание обогащенность LIL и некоторая децелитированность в отношении HFS элементов (рис. 82, табл. 22), что рассматривается как результат влияния субдукционных процессов на их происхождение.

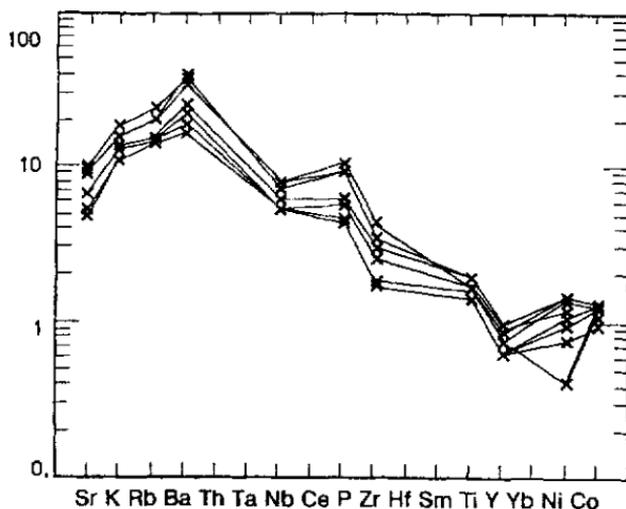


Рис. 82. Нормализованные к среднему океаническому базальту [Pearce, 1983] содержания микроэлементов в базальтах Патагонии. Источник данных: Ярмолюк, Коваленко [1991]

## Выводы

1. Характерной особенностью Андийского вулканического пояса является блоковое строение, причем вулканически активные сегменты отличаются сравнительно крутыми углами наклона сейсмофокальных зон, а следовательно, хорошо выраженным клином астеносферной мантии.

2. Высокоглиноземистые базальты пользуются преобладающим распространением в пределах Южной вулканической зоны, особенностью которой являются сравнительно небольшая мощность континентальной коры и сложное тектоническое положение – вблизи границы смены субдукции латеральным перемещением континентальной и океанической плит.

3. Глиноземистые базальты Андийского пояса рассматриваются как типично мантийные образования, среди которых выделяются обогащенные и деплетированные в отношении некогерентных элементов разновидности. Различия между ними отчетливо выражены в концентрациях  $TiO_2$  и отношениях LREE/HREE, Ba/La и Ba/Nd.

4. Рифтогенные щелочные ассоциации базальтоидов проявлены в тыловой зоне Андийского пояса. По геохимическим особенностям основные эффузивы

Содержание петрогенных (масс.%) и микроэлементов (г/т)  
в платоэффузивах Патагонии по [Hawkesworth C.J. et al., 1979]

№ обр.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	50.07	49.73	47.25	46.05	47.14	45.32	42.64	42.89
TiO <sub>2</sub>	2.4	2.34	2.24	2.86	2.81	2.56	2.93	2.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.22	15.77	16.77	14.39	15.26	15.43	13.81	14.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11.09	10.62	13.24	11.69	11.77	10.53	11.7	11.6
MnO	0.12	0.14	0.18	0.15	0.16	0.16	0.18	0.18
MgO	8.74	7.37	6.69	9.51	8.33	9.14	10.68	10.94
CaO	8.01	8.62	9.44	8.38	8.86	7.89	10.43	10.32
Na <sub>2</sub> O	3.45	4.22	3.89	3.86	4.38	5.1	3.81	3.8
K <sub>2</sub> O	1.85	1.68	0.99	2.09	1.978	2.81	2.38	2.37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.57	0.53	0.55	0.74	0.7	1.27	1.13	1.13
Rb	29	33	13	32	31	49	39	41
Ba	332	379	260	501	455	689	800	748
Sr	572	634	526	796	834	1212	1077	1155
Pb	3	3	3	6	3	4	7	3
Cu	31	70	61	61	75	50	79	83
Zn	106	101	88	117	113	94	106	96
Ni	127	91	48	167	115	139	169	162
Co	43	31	40	42	40	34	43	41
Cr	209	247	173	287	316	249	435	397
Zr	157	168	166	272	232	398	317	314
Nb	19	20	25	22	19	28	26	29
Y	19	20	25	22	19	28	26	29
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	–	–	0.7042	0.7052	–	0.7045	0.7045	0.7044

Примечание. все железо в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

близки к внутриплитным базальтам, отличаясь обогащенностью LIL элементами и слабой деплегированностью HFS элементами, что рассматривается как вклад субдукционного компонента в их происхождение.

### 4.3. Западная окраина Северной Америки

Тихоокеанская окраина Североамериканского континента представляет собой сложную в геологическом отношении территорию, в формировании которой, начиная со второй половины фанерозоя, значительную роль играли процессы магматизма. В триасово-юрское время здесь реконструировалась островная дуга, развивавшаяся на коре промежуточного состава и отделенная от континента энсиматическим бассейном. В юрское и меловое время в береговых Кордильерах формировались гранитоидные батолиты, а начиная с раннего кайнозоя, после ларимийской складчатости – огромные по объему покровы

известково-щелочных эффузивов, состоящих преимущественно из кислых лав и игнимбригов [Ярмолюк, Коваленко, 1991]. Этот период рассматривается как начало развития северо-запада Америки в режиме активной континентальной окраины в результате субдукции океанической плиты Фараллон под Северо-Американский континент. Реконструкции, выполненные по методике Хазертон и Дикинсона, дают возможность предполагать существование в это время двух субпараллельных субдукционных поверхностей, пологопадающих (15–20°) под континент [Lipman et al., 1972]. Западная соответствовала деструктивной границе континент–океан, восточная – полностью располагалась под континентом.

В эоцене и олигоцене в процессе субдукции формировались крупные вулканические плато, сложенные известково-щелочными породами, преимущественно андезитового и риодацитового, реже риолитового составов. Базальты встречаются сравнительно редко, за исключением зоны Транс-Пекос, представляющей собой линейный ареал вулканических пород контрастного базальт-риолитового состава и располагающейся в тыловой зоне раннекайнозойского краевого магматического пояса.

В позднем олигоцене (около 30 млн лет назад) океаническая плита Фараллон и ограничивающее ее с запада Восточно-Тихоокеанское поднятие были поглощены в зоне субдукции. Этому событию соответствуют массовые излияния кислых лав и пирокластиков – игнимбригов, кварцевых латитов и риолитов (35–25 млн лет). Затем, с раннего миоцена, территория вступила во второй пик магматической активности, протекавшей на фоне изменения тектонического плана развития территории. В этот период в пределах запада Северной Америки формировалась специфическая геодинамическая обстановка, получившая наименование “калифорнийская”, “невадийская” или “колумбийская”. Ее важнейшими элементами являются: 1) прогиб Калифорнийского залива, связанный с “раскрытием” континентальной плиты над Восточно-Тихоокеанским поднятием и характеризующийся проявлениями толеитового магматизма; 2) зона известково-щелочного магматизма Каскадных гор и восточного обрамления Калифорнийского залива; 3) зона преимущественно бимодального и щелочного магматизма, приуроченная к тыловой области растяжения (провинция Бассейнов и Хребтов, плато Колумбия и др.) [Ярмолюк, Коваленко, 1991].

Вулканическая провинция Каскадных гор протягивается от границы Канады на севере до северной части штата Калифорния на юге и часто подразделяется на Западные Каскады, в пределах которых преобладают глубоко эродированные вулканические породы третичного возраста, и Высокие Каскады, сложенные лавами орогенной базальт-липаритовой серии. Возраст последней датируется как плиоцен-современный.

Геологическая история провинции включает в себя многие элементы формирования северо-западной окраины Северной Америки. Первый важный

вулканический эпизод, зафиксированный в начале пермского периода, связан с излиянием основных лав в океанической обстановке [McBriner, 1978]. Начало орогенной активности маркируется формированием во второй половине мезозоя плутонических пород, рассматриваемых в настоящее время как корни глубоко эродированного вулканического пояса, напоминавшего собой современные Анды [Dickinson, 1962].

Кайнозойский вулканический этап, связанный с субдукцией плиты Фараллон, начавшись в раннем эоцене, достиг своего пика около 54–44 млн лет и завершился в раннем олигоцене. Состав пород менялся от базальтового (ранний эоцен) до андезитового, дацитового и риолитового, причем общий объем извергнутого материала и пропорции кислых пирокластов растут в сторону континента [McBriner, White, 1982].

Особый интерес представляет молодой позднекайнозойский вулканизм Каскадных гор, развитие которого происходило после поглощения в глубоководном желобе океанической плиты Фараллон, а следовательно, непосредственно не связанный с активностью субдукционной зоны. В среднем миоцене здесь формировались андезитовые толщи, а в плиоцене широкое распространение получил бимодальный базальт-риолитовый вулканизм. Наиболее поздний и лучше изученный четвертичный этап магматической активности Высоких Каскадов протекал на фоне интенсивной блоковой тектоники и опускания основания активных вулканов при формировании неглубоких грабен, заполненных продуктами молодого вулканизма. Это явление особенно ярко выражено в центральной части территории, где наряду со стратовулканами широкое распространение получили базальтовые плато, в пределах которых сосредоточено до 85% общего объема продуктов четвертичных вулканов Высоких Каскадов [McBriner, White, 1982]. В процессе формирования провинции происходило закономерное уменьшение объемов вулканических пород и возрастание их основности, причем массовые излияния базальтов происходили в четвертичное время одновременно с блоковой тектоникой и растяжением.

Несмотря на особенности тектонического режима, базальтовые породы Высоких Каскадов по составу достаточно близки к островодужным аналогам. Для них характерны порфиоровые структуры с преобладанием плагиоклаза с основностью 85–38 моль% An и ярко выраженной зональностью [Smith, Carmichael, 1968]. Последняя часто носит осцилярный характер, причем ядра крупных фенокристов отличаются аномально высокими содержаниями CaO (88–83 моль% An). Оливин с содержанием форстеритовой молекулы 80–57 моль% встречается главным образом в виде фенокристов и замещается ортопироксеном в более кислых породах. Клинопироксен присутствует практически всегда, причем в основной массе его состав часто соответствует субкальциевому авгиту. Ортопироксен достаточно магнизиальный по составу (20–

Содержание петрогенных (мас.%) и микроэлементов (г/т)  
в высокоглиноземистых базальтах Высоких Каскадов

№ обр.	1*	2*	3*	431 mb	532ma	647m	оз.Медицин Лейк	79-35g	82-72
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	48.63	52.03	53.69	52.9	53.9	53.6	48.5	47.7	47.7
TiO <sub>2</sub>	0.85	0.66	0.96	0.81	0.76	0.87	0.6	0.65	0.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.03	16.51	17.99	19.1	18.5	17.8	17	18.6	18.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	7.64	7.57	8	—	—	—
FeO	9.22	7.59	7	—	—	—	10	8.53	8.2
MnO	—	—	—	0.12	0.12	0.13	0.17	0.15	0.15
MgO	8.91	9.59	7.32	5.82	6.02	5.15	9	9.92	10.5
CaO	11.31	9.48	8.96	9.64	8.89	8.94	10.5	12.1	12
Na <sub>2</sub> O	2.46	2.97	3.35	3.09	3.06	3.26	3	2.25	2.16
K <sub>2</sub> O	0.17	0.41	0.93	0.76	1.11	0.91	0.2	0.07	0.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0.18	0.14	0.19	—	0.05	0.06
Сумма	—	—	—	—	—	—	—	100.02	99.93
Rb	—	—	30	21	31	—	1	—	—
Ba	35	—	375	261	302	—	—	—	26
Sr	700	—	1125	490	446	—	390	—	183
Ni	200	—	85	—	—	—	200	—	231
Co	57	—	28	31.7	28.3	29.8	—	—	50
Cr	312	—	20	103	84.6	93.2	—	—	193
V	238	—	140	—	—	—	—	—	154
Zr	55	—	105	100	110	—	—	—	39
Hf	—	—	—	2.15	2.05	2.73	—	—	0.9
La	—	—	—	8.8	8.7	10.3	—	—	1.32
Ce	—	—	—	19.7	16.6	24.4	—	—	4.58
Nd	—	—	—	12.9	9.6	14.2	—	—	4.09
Sm	—	—	—	3.01	2.47	3.74	—	—	1.34
Eu	—	—	—	0.98	0.85	1.18	—	—	0.624
Gd	—	—	—	3.43	2.56	3.98	—	—	—
Yb	—	—	—	1.72	1.68	2.23	—	—	1.75
Lu	—	—	—	0.28	0.25	0.34	—	—	0.273
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—	1.37
Y	30	—	15	15	17	—	—	—	—
Ta	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Th	—	—	—	1.64	2.29	2.13	—	—	0.329

Примечание. Источник данных Grove et al., [1982].

25% Fs), встречается сравнительно редко [Smith, Carmichael, 1968]. Железисто-титанистые окислы, как правило, представлены парагенезисом титаномагнетита и ильменита. Оценка фугитивности кислорода по методу Баддингтона–Линдсли ( $f_{O_2} \approx 10^{-10.5}$ ) свидетельствует о том, что кристаллизация пород происходила в достаточно восстановительных условиях, сходных с таковыми для лав океани-

ческих островов [Smith, Carmichael, 1968]. Среди петрохимических признаков молодых базальтов Высоких Каскадов отмечается сравнительно высокая глиноземистость ( $>17$  мас. %), низкая титанистость ( $<1$  мас. %), высокая магнезиальность ( $>8$  мас. %) и кальциевость (табл. 23) [Smith, Carmichael, 1968]. Содержание щелочей, главным образом  $K_2O$ , закономерно возрастает по направлению к континенту, что считается типичным для островодужных лав и дает основание ряду авторов предполагать процесс субдукции не только в эоцене и олигоцене, но и в более позднее время. Последнему противоречит отсутствие в настоящее время в пределах западного побережья Северной Америки отчетливо выраженной зоны Беньофа, глубоководного желоба и мелкофокусной сейсмической активности.

Молодые базальты Высоких Каскадов сближают с островодужными лавами и сравнительно низкие содержания сидерофильных элементов. Величина  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения для базальтов Высоких Каскадов колеблется в интервале 0,7025–0,7030 [Grove et al., 1982; Gerlach, Grove, 1982], что свидетельствует об их мантийном генезисе и отсутствии сколько-нибудь ярко выраженной контаминации коровым материалом [Peterman et al., 1970; Church et al., 1973].

Рифтогенная система запада США рассматривается как типичный пример осевой рифтогенной обстановки, проявленной в пределах ранее существовавшего окраинного пояса [Ярмолюк, Коваленко, 1991]. Она представляет собой область позднекайнозойского вулканизма, распространение которого, в отличие от типичного рифта, контролируется не единой протяженной рифтовой зоной, а серией многочисленных грабенов, рассредоточенных на площади около 800 км<sup>2</sup> [Кузьмин, 1985]. Согласно геофизическим данным, мощность коры в пределах района варьирует от менее чем 30 км под провинцией Бассейнов и Хребтов до более чем 40 км под плато Колорадо, Сьерра-Невада и равниной Снейк-Ривер [Leeman, 1970]. При этом мощность гранитного слоя остается постоянной, составляя в среднем 20 км. Изучение теплового потока свидетельствует о мантийном генезисе аномально высокого его компонента [Leeman, 1970]. Мантия характеризуется пониженными скоростями (7,8 км/сек) сейсмических волн, что связывается со слоем коро-мантийной смеси вблизи границы коры и верхней мантии.

Начало процесса растяжения относится к раннему миоцену, вслед за мощным олигоценовым известково-щелочным вулканизмом, связанным с завершением субдукции океанической плиты [Cristiansen, Lipman, 1972; Best, Grimhall, 1974]. Первые излияния молодых лав известны в центральных частях Большого Бассейна, затем они распространились на запад, север, юг и восток. При этом состав вулканических продуктов значительно варьирует. Преимущественно базальтовый вулканизм, преобладавший на севере провинции, сформировал плато Колумбия, частично плато Орегона и поле Снейк-Ривер.

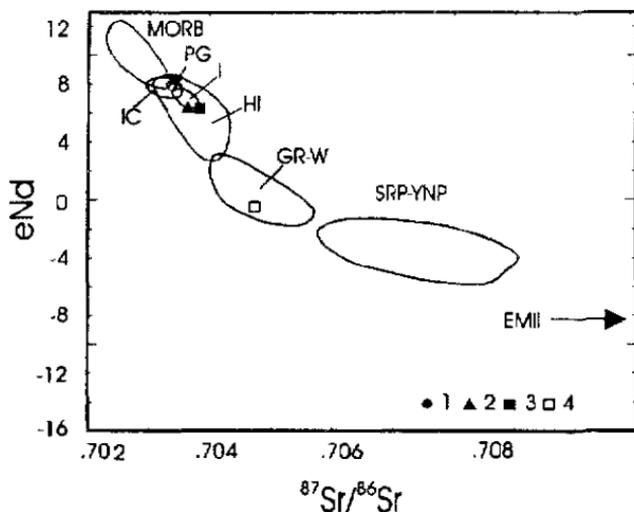


Рис. 83.  $\epsilon_{Nd}$  –  $^{87}Sr/^{86}Sr$  диаграмма для базальтов групп Колумбия ривер (Pg, I, Gr-W) и Снейл ривер (SRP-YNP) и индивидуальных образцов по [Brandon, Goles, 1988]. MORB – поле базальтов срединно-океанических хребтов; HI – Гавайских островов

В пределах Колумбийского плато массовые излияния базальтов происходили в относительно короткий промежуток времени (17–6 млн лет) [Brandon, Goles, 1988] из каналов трещинного типа. В качестве последних рассматриваются дайковые рои Чиф Джозеф в восточной части и Монумент – в юго-западной. Излившиеся породы по составу отвечают оливиновым толеитам, примитивным в нижних частях стратиграфической колонки и более дифференцированным – в верхних. По соотношению радиогенных изотопов базальты плато Колорадо достаточно однородны и близки к лавам океанических островов (рис. 83). Небольшие, но закономерные латеральные изменения связаны с увеличением отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  при переходе к соседним провинциям [Leeman, 1970], что интерпретируется как результат апвеллинга астеносферной мантии в центральной части плато Колорадо, начавшегося в позднем кайнозое [Best et al., 1974; Leeman, 1970]. По геохимическим признакам среди базальтов плато Колорадо выделяются две основные группы: серии Майн и Садн Маунтинз [Brandon, Goles, 1988].

Породы серии Майн, обогащенные Nb и Ta, характеризуются соотношениями некогерентных элементов, сходных с таковыми для лав, образовавшихся в результате эволюции шломового источника [Brandon, Goles, 1988]. В качестве последнего рассматривается Йеллоустонская горячая точка, с активностью которой связывают происхождение базальтов поля Снейк-Ривер, расположенного восточнее плато Колорадо. В то же время породы поля Снейк-Ривер

характеризуются более низкой калиевоностью, низкими концентрациями некогерентных элементов, но показывают значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , которые дают основание предполагать вклад древней континентальной литосферы в их генезис.

Базальты серии Садн-Маунтинз, хотя и близки по изотопным характеристикам к породам серии Мэйн, заметно отличаются распределением некогерентных элементов. Негативная Ta-Nb аномалия на спайдиаграмме Пирса, низкие значения  $(\text{Nb}/\text{Y})_n$  и  $(\text{Nb}/\text{Zr})_n$  отношений дают основание предполагать вклад субдукционного литосферного компонента в их происхождение.

К югу от Колумбийского плато располагается зона преимущественно бимодального базальт-риолитового магматизма, захватывающая большую часть площади рифтогенной структуры Запада США и распространяющаяся далее в Мексику. Соотношения кислых и основных лав варьируют в различных структурах, причем формирование тех и других пород разорвано во времени. Образование бимодальной серии рассматривается как результат континентального рифтогенеза [Alt et al., 1988]. Наиболее интенсивный вулканизм проходил здесь в интервале 10–16 млн лет, затем объемы его уменьшались, а активные вулканические центры мигрировали на восток и запад.

Базальтовые члены бимодальной ассоциации представлены главным образом субщелочными оливиновыми базальтами, обогащенными LREE. По соотношению изотопов Sr и Nd они аналогичны базальтам океанических островов [Lum et al., 1989], что дает основание предполагать важное влияние на их происхождение астеносферной мантии. Близкими изотопными признаками отличаются и составы ультраосновных ксенолитов и ксенокристов основных лав, на основании чего роль коровой контаминации в эволюции последних считают незначительной.

По геохимическим признакам базальты бимодальной ассоциации отличаются от океанических аналогов более высокими в целом отношениями крупноионных литофилов (Sr, Ba, R и Th) к высокозарядным элементам (Nb и Ta), что рассматривается как типичный признак субдукционных лав [Lum et al., 1989; Prestvik, Goles, 1985; Ormerod et al., 1991]. По этим характеристикам базальты провинции Бассейнов и Хребтов близки породам серии Садн-Маунтинз, что свидетельствует о важной роли субдукции в стабилизации литосферной мантии всей территории Запада США [Ormerod et al., 1991]. Роль субконтинентальной литосферы в происхождении базальтов провинции Бассейнов и Хребтов подчеркивают и расчетные данные [Ormerod et al., 1991], согласно которым низкие содержания Ta и Nb (табл. 24) в вулканических породах провинции не являются следствием минералогического контроля, а отражают геохимические особенности магматического источника. В последнем практически отсутствовал гранат, что свидетельствует о сравнительно небольшой глубине его формирования.

Содержание петрогенных (мас.%) и микроэлементов (г/г)  
в базальтах внутриплитной геохимической серии запада США

№ обр.	CB05	CB10	CB08	CB02	CB16	CB21	CB18	nv83-55
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	48	49.55	52.07	52.73	44.47	45.65	46.72	45.5
TiO <sub>2</sub>	1.56	1.38	1.44	0.98	3.04	1.42	3.4	2.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.5	15.41	14.46	15.73	15.22	15.04	15.98	15.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.59	3.75	1.52	1.73	4.39	3.62	3.57	—
FeO	8.88	7.8	9.15	9.39	7.42	6.91	9.5	11.43
MnO	0.18	0.15	0.15	0.15	0.15	0.2	0.14	0.22
MgO	7.79	8.86	8.13	6.41	9.3	7.86	5.61	3.93
CaO	9.53	9.12	9.03	8.51	8.8	11.13	8.26	9.48
Na <sub>2</sub> O	2.81	2.87	2.76	3.09	3.38	4.14	3.76	4.28
K <sub>2</sub> O	0.59	0.56	0.45	0.61	1.6	1.49	1.29	2.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.14	0.2	0.17	0.58	0.72	0.58	0.82
Сумма	100.14	100.16	99.91	100.33	99.71	99.84	99.61	—
Rb	5.7	11.2	16	8.7	18.7	26.6	15.4	55.2
Ba	498	451	425	488	443	1183	543	863
Sr	448	372	243	268	711	1708	746	1159
Ni	131	273	213	156	174	157	34.3	—
Co	54.2	55.6	52.2	50.7	58.8	45.8	46.8	41
Cr	201	367	243	151	127	209	61.5	290
V	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	71	71	87	73	203	131	173	290
Hf	—	—	—	—	—	—	—	6.6
La	—	—	—	—	—	—	—	56.6
Ce	22.7	30.5	18.6	22	58.5	178	58	113.4
Nd	—	—	—	—	—	—	—	51
Sm	—	—	—	—	—	—	—	9.5
Eu	—	—	—	—	—	—	—	3.04
Gd	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	—	—	—	—	—	—	—	2.82
Lu	—	—	—	—	—	—	—	0.34
Nb	10.5	12.6	8.7	6	43.5	58.8	44.1	—
Y	20.8	19.8	17.8	22.7	22.8	31.8	26.2	—
Ta	—	—	—	—	—	—	—	—
Th	—	—	—	—	—	—	—	6.6

Отмечается, что по своему составу базальты провинции близки к лавам плато Патагонии Южной Америки [Presvik, Goles, 1985], формирование которых происходило в тылу активного Андийского пояса известково-щелочного вулканизма.

Как отмечалось выше, природа сил, вызывающих осевой рифтогенез, в настоящее время остается в области гипотетических построений. Например, Р. Христиансен и П. Липман [Cristiansen, Lipman, 1972] предполагали, что происхождение провинции Бассейнов и Хребтов связано с действием сил,

№ обр.	Lc48	Lc109	nv3	nv4	nv5	nv6	nv7	nv8
	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	44.41	47.24	46.91	46.38	46.82	48.72	45.68	45.01
TiO <sub>2</sub>	2.34	2.4	3.31	3.41	3.14	2.13	2.64	2.82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.45	16.52	15.94	15.8	15.53	16.39	15.12	15.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	11.13	11.79	12.98	13.02	12.92	9.78	12.22	12.98
MnO	0.22	0.19	0.2	0.19	0.19	0.16	0.19	0.19
MgO	8.74	6.3	4.1	4.39	4.89	6.47	8.33	8.35
CaO	10.49	8.42	7.32	7.91	8.26	9.55	9.41	9.14
Na <sub>2</sub> O	3.99	4.15	4.1	4.19	3.89	3.31	3.42	3.66
K <sub>2</sub> O	1.8	1.52	1.75	1.67	0.36	1.1	1.13	1.2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.73	0.51	0.84	0.81	0.6	0.37	0.49	0.53
Сумма	—	—	—	—	—	—	—	—
Rb	—	—	32	30	23	20	18	20
Ba	510	490	846	525	457	368	424	415
Sr	—	—	668	663	583	594	620	661
Ni	—	—	22	25	39	81	139	126
Co	52	45	—	—	—	—	—	—
Cr	560	180	10	11	33	148	184	184
V	—	—	151	159	173	203	212	218
Zr	—	—	339	323	273	172	180	173
Hf	5.8	5.5	—	—	—	—	—	—
La	52	36	49	44	33	22	34	25
Ce	87	64	101	99	65	56	55	62
Nd	—	—	52	48	37	26	28	31
Sm	8.6	7.1	—	—	—	—	—	—
Eu	2.8	2.4	—	—	—	—	—	—
Gd	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	2.29	2.37	—	—	—	—	—	—
Lu	0.32	0.35	—	—	—	—	—	—
Nb	—	—	51	49	37	26	37	40
Y	—	—	22	25	39	81	139	126
Ta	5.6	3.6	—	—	—	—	—	—
Th	5	3.5	—	—	—	—	—	—

Примечание. 2, 4-7 - Нью-Мексико; 3, 8 - Аризона [Aoki, 1967] 10-17 - вулканическое поле Лунар Кратер (Lunar Crater) [Lum et al., 1989].

вызванных перекрытием спредингового центра Восточно-Тихоокеанского поднятия континентальным блоком. Г. Этон [Eaton, 1984], рассматривая тектоническую природу провинции, сделал вывод о ее развитии вначале как внутридуговой области растяжения, а затем - как раздвиговой зоны, связанной с трансформными сдвигами разлома Сан-Андерс. Причем новейшие растяжения сохраняют физическое состояние литосферы в период развития задугового спрединга.

1. В геологической истории провинции Каскадных гор Северной Америки выделяют два основных этапа магматической активности. Первый, начавшийся в эоцене и завершившийся в раннем олигоцене, связан с субдукцией плиты Фараллон и развитием преимущественно кислых по составу пород. Второй, позднекайнозойский, характеризовался формированием андезитовых и бимодальных, базальт-риолитовых толщ, а в четвертичное время – базальтовых. Массовые излияния глиноземистых базальтов непосредственно не связаны с активностью субдукционной зоны, а протекали на фоне интенсивной блоковой тектоники с формированием грабенов растяжения.

2. Излияния базальтов с внутриплитной геохимической спецификой происходили в обстановке осевого рифтогенеза. Геохимической особенностью этих пород является обогащенность LREE и деплетированность в отношении HFSE, что свидетельствует о важной роли субдукции в стабилизации литосферной мантии региона.

#### **4.4. Геохимическая корреляция базальтов активных окраин континентов и зрелых островных дуг**

Анализ данных, приведенных в главах 3 и 4, показывает, что активные окраины континентов и зрелые островные дуги не являются полными геологическими аналогами.

*Наиболее заметно они отличаются объемными пропорциями вулканических продуктов кислого и основного составов и характером их размещения.* Если в островодужных системах преобладают андезиты и базальты, то в окраинно-континентальных вулканических поясах велика роль дацитов и риолитов, слагающих однородные, многокилометровые по мощности итнимбритовые толщи, например позднемелового возраста в Южной зоне восточного Сихотэ-Алиня, миоцен-плейстоценового – в Центральном секторе Анд и олигоценевого – в провинции Каскадных гор Северной Америки. Эту особенность континентальных структур чаще всего связывают с особенностями состава и строения континентальной литосферы, с вовлечением корового вещества в процесс магмагенезиса.

*Другим отличительным признаком активных окраин континентов является блоковое строение, которое выражается в значительных вариациях объемных и вещественных характеристик вулканических продуктов в различных участках или зонах. В некоторых островодужных системах*

например, Курильской [Авдейко и др., 1987], устанавливается продольная геохимическая зональность вулканических пород, но она слабо выражена и не сопоставима с теми колебаниями составов, которые наблюдаются, например, в Андийском или Восточно-Сихотэ-Алинском вулканических поясах. По мнению большинства исследователей, блоковое строение также является следствием гетерогенности фундамента окраин континентов. Базальты, в соответствии с такой интерпретацией, характеризуют вулканические зоны с минимальной мощностью гранитно-метаморфического слоя, а кислые игнимбитовые толщи – с максимальной. Подобная корреляция действительно устанавливается для Андийского пояса, но совершенно не характерна для провинции Каскадных гор Северной Америки и восточного Сихотэ-Алия. В этих структурах преимущественно кислый и преимущественно базальтоидный вулканизм проявились в пределах одних участков, но на различных этапах развития. В восточном Сихотэ-Алине, например, массовые излияния высокоглиноземистых базальтов характеризуют начальные этапы рифтогенеза и раскрытия Японского моря. В провинции Каскадных гор основные породы также начинают преобладать в разрезах вулканических толщ лишь после завершения активной субдукции, причем излияния базальтов в Центральном секторе Высоких Каскадов часто носили ареальный характер, что указывает на значительную роль режима растяжения или рифтогенеза в их локализации и генезисе. В Андийской континентальной окраине массовые излияния глиноземистых базальтов типичны главным образом для Южной вулканической зоны, тектоническое положение которой также достаточно своеобразно: вблизи границы двух океанических плит (Наска и Антарктической), южнее которой процесс субдукции сменяется латеральным перемещением континентальных и океанических масс (рис. 75). Это дает основание предполагать заметную роль сдвиговых дислокаций и сопряженных с ними растягивающих напряжений (в зонах оперяющих разломов) в формировании структурного плана южного звена пояса.

Поскольку массовые излияния высокоглиноземистых базальтов в пределах активных окраин континентов характеризуют временные этапы (или участки) преобладающего растяжения, то и сокращение мощности земной коры в зонах преимущественного базальтового вулканизма и блоковое строение окраинно-континентальных вулканических структур, видимо, являются следствием более сложного тектонического режима развития, совмещения в пространстве (Каскадные горы, восточный Сихотэ-Алинь) или во времени (Андийский вулканический пояс) процессов субдукции и рифтогенеза.

Из петрологических особенностей вулканических пород активных континентальных окраин, в т. ч. базальтов, отмечены высокие содержания щелочей и особенно калия, большинства некогерентных элементов (Rb, Sr, Ba, Zr, Th, U), высокие значения  $K_2O/Na_2O$ , Ni/Co, LREE/HREE и LILE/HFSE [Pearce, 1983;

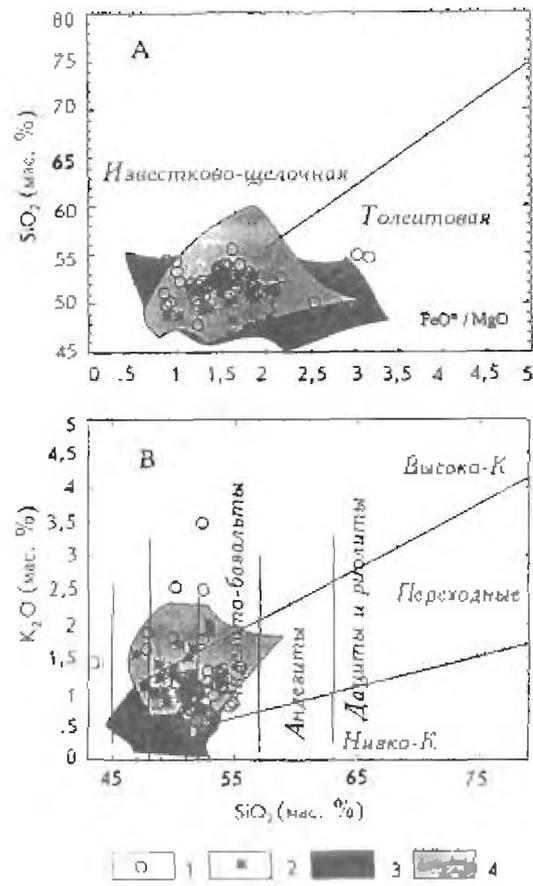


Рис. 84 Классификационные диаграммы  $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$  [Miyashiro, 1974] (А) и  $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$  [Le Maitre, 1989] (В) для высокоглиноземистых базальтов Андийского (1) и Восточно-Сихотэ-Алинского (2) вулканических поясов.

Полями на диаграмме показаны поля высокоглиноземистых базальтов - фронтальных (3) и тыловых (4) зон зрелых островных дуг.

Мартынов, 1990; Зоненшайн, Кузьмин, 1982, и др.], низкие -  $\text{K/Rb}$  - соотношения [Vicker, 1982, Ewart, 1982]. В ряде работ [Jakes, White, 1972; Ewart, 1982] высказывается предположение о более высокой железистости континентальных дуг, но, как показывает анализ диаграммы  $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$  (рис. 84), это заключение не соответствует действительности.

Однако все вышеперечисленные признаки отличают высокоглиноземистые базальты лишь от толитов фронтальных зон зрелых островодужных систем. Различия с тыловодужными породами менее значительны (рис. 84, 85, 86) и выражены в редкой встречаемости и более высокой магнезиальности низкокальциевых пироксенов (рис. 14, 34) (при близких составах клинопироксенов это свидетельствует о высоких температурах кристаллизации), высоких

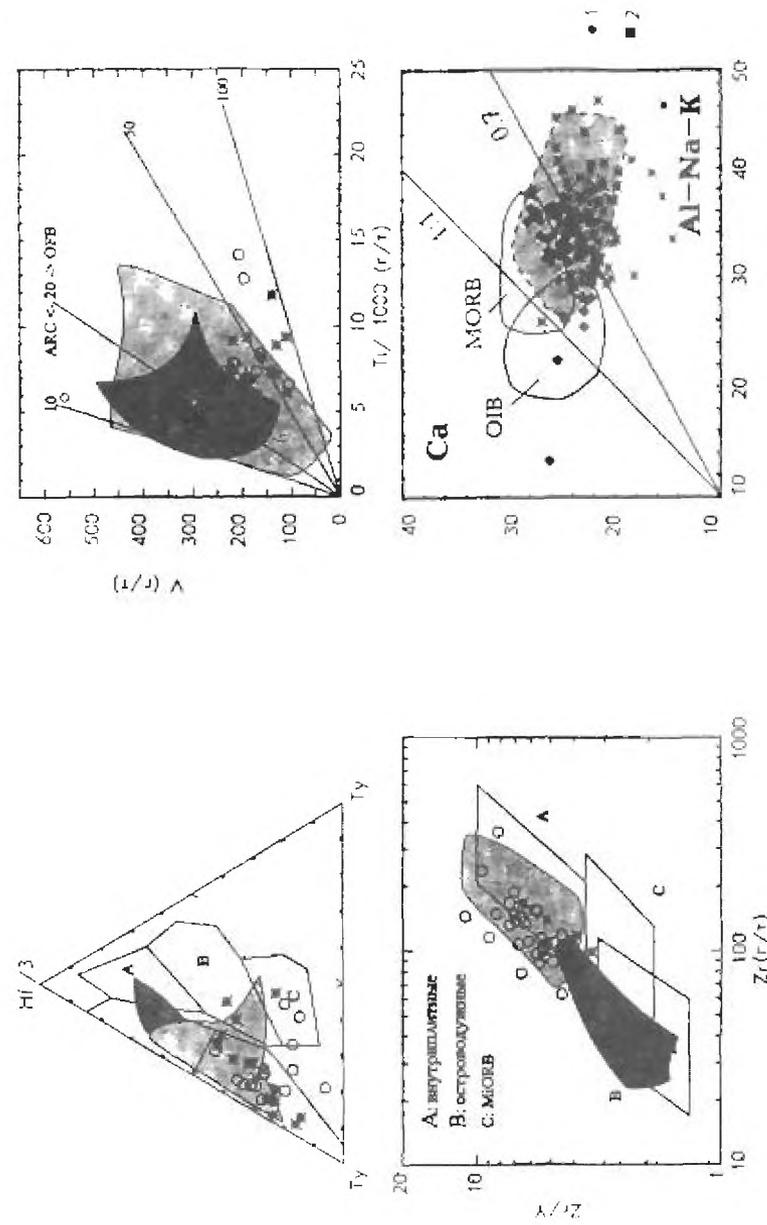


Рис. 85 Классификационные диаграммы  $\text{Ti/III-Ty}$  [Wood, 1980],  $\text{Ti-V}$  [Stewart, 1982],  $\text{Zr/Y-Zr}$  [Pearce, Nutter, 1979] и  $(\sum \text{Fe} + \text{Mg}) - (\text{Al} - \text{Na} - \text{K})$  [Мартынов, 1990] для высокоглиноземистых базальтов Андийского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов. Условные обозначения см. на рис. 84.

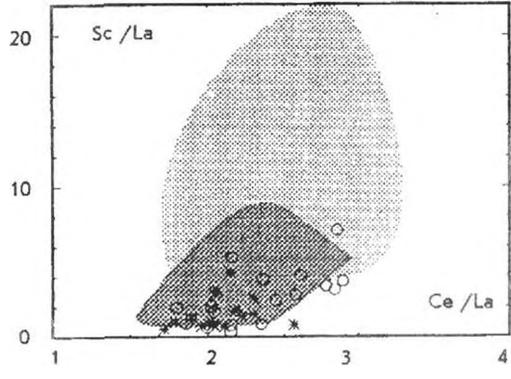
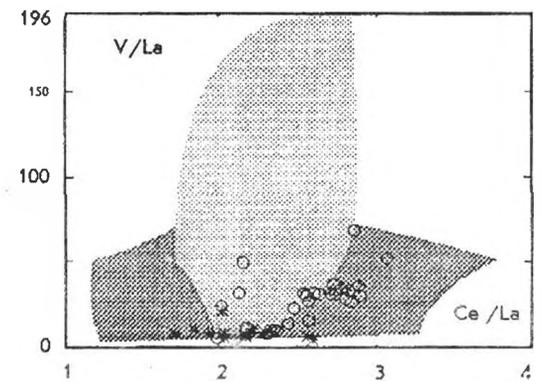
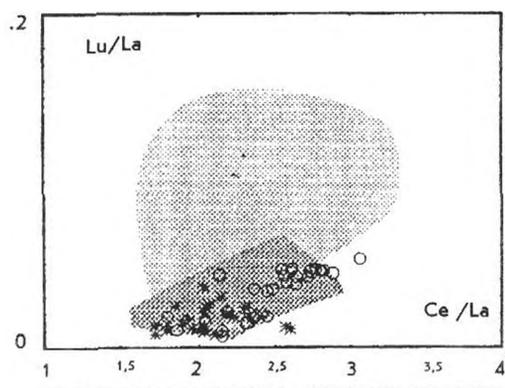
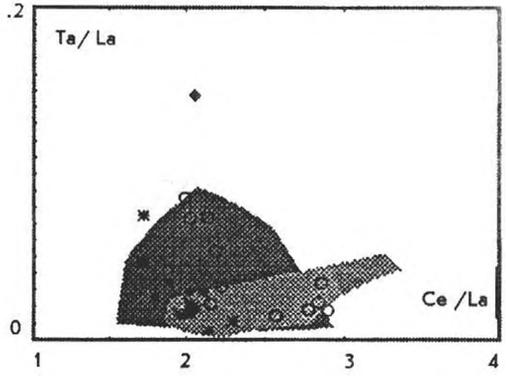
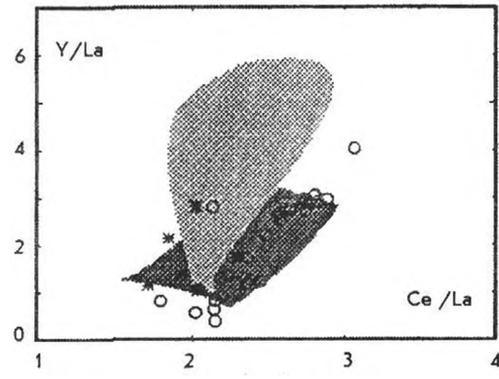
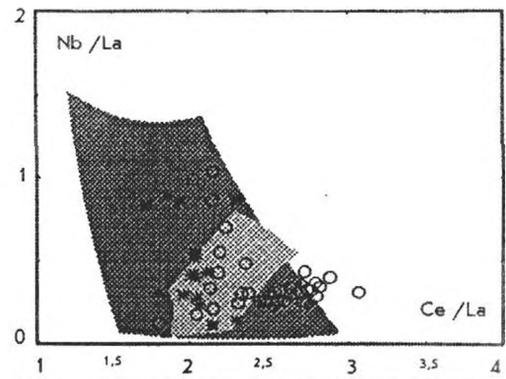
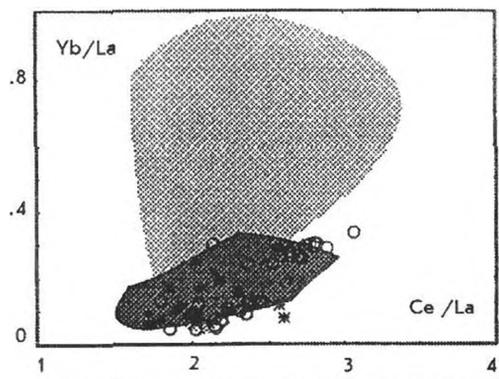


Рис. 86. Отношение несогретных элементов к La в высокоглиноземистых базальтах Андийского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов. Условные обозначения см. на рис. 84

значениях отношений Ti/V, Ba/La, Nd/La, изотопов Sr и Nd в континентальных вулканитах (рис. 42, 83, 85). Эти данные позволяют предполагать различный состав магматических источников, различный температурный режим кристаллизации, а сравнение валовых составов с экспериментальными данными (рис. 87) – выплавление родоначальных магм при различном общем давлении. И, тем не менее, оба типа пород удивительно близки между собой по большинству петрохимических и геохимических параметров, и их фигуративные точки формируют по существу единые поля на дискриминантных диаграммах (рис. 84, 85, 86). Этот факт представляет особый интерес в связи с развитием двух типов вулканических пород в зонах растяжения, что свидетельствует об определяющей роли геодинамических факторов в формировании геохимических признаков основных магматических расплавов.

*Таким образом, активные окраины континентов и зрелые островные дуги отличаются между собой не столько составами основных глиноземистых пород, сколько отсутствием или редкой встречаемостью высокоглиноземистых толеитовых лав в пределах континентальных структур [Зоненшайн, Кузьмин, 1992].*

В связи с отсутствием или редкой встречаемостью низкокальциевых ( $K_2O < 1$  мас.%) эффузивов поперечная петрохимическая зональность в пределах активных окраин континентов либо не проявлена (восточный Сихотэ-Алинь), либо проявлена слабо (Анды). В Сихотэ-Алине ареал распространения низкокальциевых глиноземистых базальтов ограничен главным образом Центральной вулканической зоной и особенно ее Совгаванской подзоной, что связано с более высокой степенью деструкции континентальной коры в ее пределах и, как следствие, высокой степенью плавления глубинного вещества.

Наряду с глиноземистыми базальтами в активных окраинах континентов, как и в зрелых островных дугах, отмечаются проявления основных лав с внутриплитными геохимическими признаками, но их геологическая позиция несколько иная. Если в островодужных системах породы такого типа распространены только в тыловой зоне вулканического фронта, фиксируя режим задугового растяжения, то в пределах восточного Сихотэ-Алиня и северо-запада США их излияния происходили позже формирования глиноземистых базальтовых толщ, в обстановке оевого рифтогенеза [Ярмолюк, Коваленко, 1991]. Тем не менее, геохимические признаки базальтов во многом аналогичны. По сравнению с внутриплитными эффузивами типовых обстановок, они обогащены крупноионными литофилами (Rb, Ba), а в некоторых случаях деплетированы в отношении высокозарядных катионов (Ta, Nb), что отчетливо видно не только на спайдердиаграммах Пирса (рис. 88), но и на бинарных графиках “La – некогерентный элемент” (рис. 89, 90). Причем в континентальных вулканитах, развивающихся непосредственно над палеосубдукционными

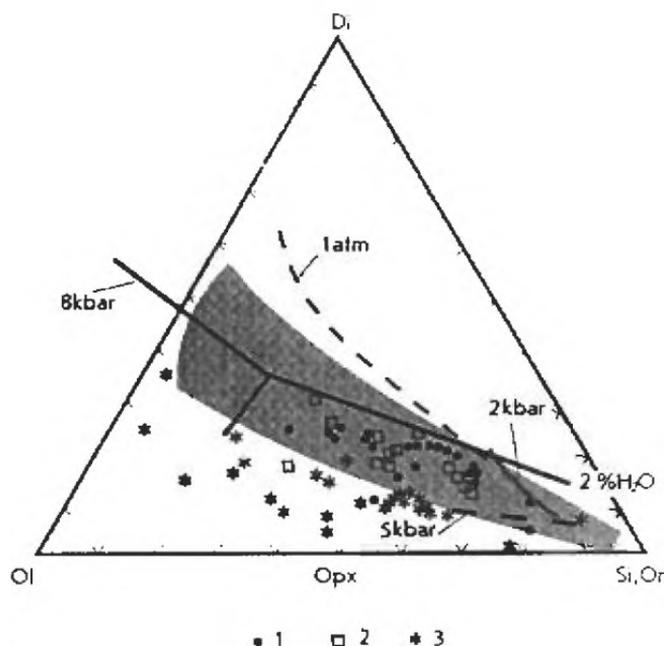


Рис. 87. Псевдотерная базальтовая проекция по Baker [1987].

1 – тыловодужные базальты Камчатки (в. Горельий); 2 – базальты вулканического фронта Камчатки (в. Мутновский); 3 – высокотитанистые лавы восточного Сихотэ-Алиня.

Заштрихованная область – поле составов базальтов Алеутской островной дуги по Baker [1987]. Линиями показаны экспериментально полученные составы магматической жидкости в безводных условиях при 1 атмосфере и 8 килобар и при содержании воды 2% при 2 и 5 килобар.

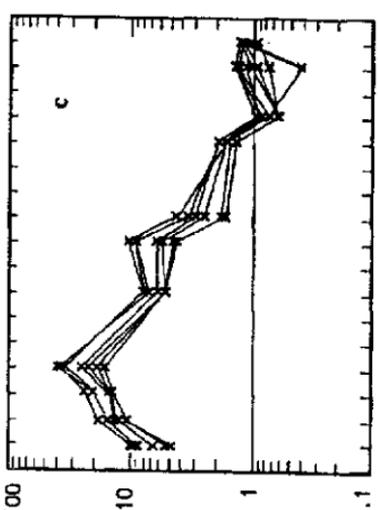
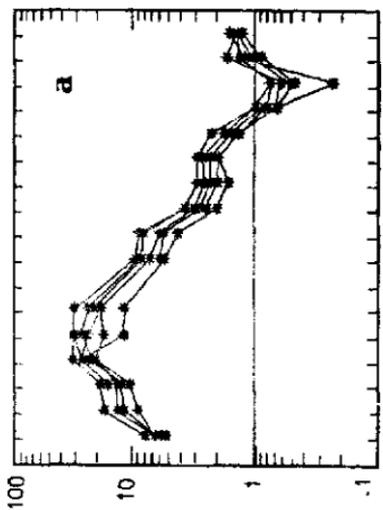
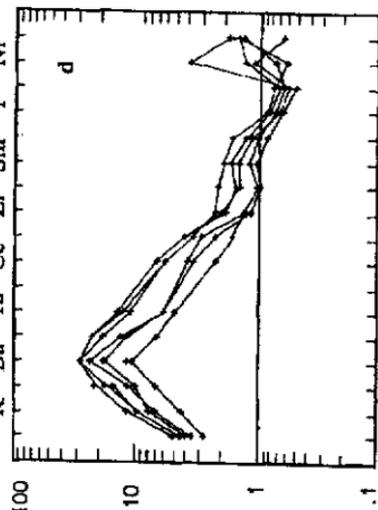
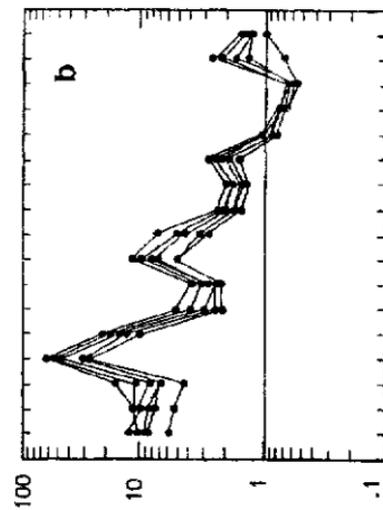
зонами, такого рода геохимическая специфика выражена даже более отчетливо (рис. 88). О вкладе “субдукционного” компонента в генезис позднемиоценовых платоэффузивов восточного Сихотэ-Алиня, кроме того, свидетельствуют сравнительно низкие значения Ca/Al-Na-K отношения, близкие к таковым в высокотитанистых базальтах (рис. 64).

Базальтоиды с внутриплитными геохимическими признаками активных континентальных окраин, как и зрелых островных дуг, связаны с высокотитанистыми основными вулканитами через многочисленные переходные разновидности. Например, в восточном Сихотэ-Алине те и другие породы, несмотря на заметный разрыв во времени формирования, образуют единые вариационные тренды на диаграммах “некогерентный элемент – некогерентный элемент” (рис. 90), причем переходными геохимическими характеристиками отличаются высокотитанистые пиноземистые базальты, распространение которых, как и

Рис. 88. Содержание

микроэлементов во внутриморфных базальтах различных геодинамических обстановок, нормализованное к среднему океаническому базальту по Pearce [1983].

a — Китай [Fan, Hooper, 1991]; b — вулканическое поле Биг Пин, Калифорния [Ormerod et al., 1991]; c — озеро Патагония, Южная Америка [Hawkesworth et al., 1979b]; d — юго-западная Япония [Nakamura et al., 1990]



Sr Rb Th Nb P Hf Ti Yb Co  
K Ba Ta Ce Zr Sm Y Ni

Sr Rb Th Nb P Hf Ti Yb Co  
K Ba Ta Ce Zr Sm Y Ni

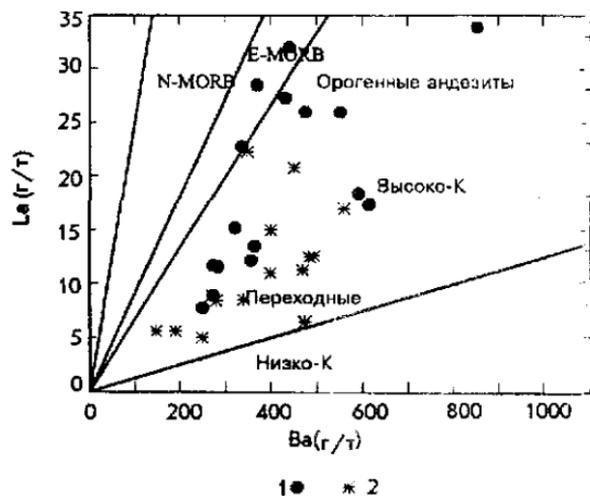
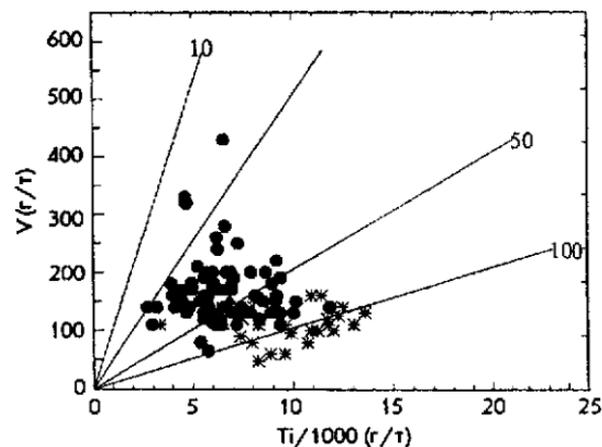


Рис. 89. Классификационные диаграммы для известково-щелочных высокоглиноземистых (1) и внутриплитных (2) базальтоидов восточного Сихотэ-Алиния



платоэффузивов, контролируется грабенообразными депрессиями, поперечными к простиранию вулканического пояса.

Все вышеизложенные данные свидетельствуют о том, что в пределах активных окраин континентов, как и в зрелых островных дугах, проявления базальтового вулканизма как высокоглиноземистого, так и с внутриплитными геохимическими признаками, связаны с развитием тектонического режима растяжения или рифтогенеза. В связи с этим предлагается следующая схема их типизации (см. рис. 91).

Она близка к таковой для зрелых островных дуг, за исключением собственно субдукционных базальтоидов – высокоглиноземистых толеитов фронтальных зон. В пределах окраинно-континентальных вулканических поясов с активностью субдукционных процессов, видимо, связаны проявления только

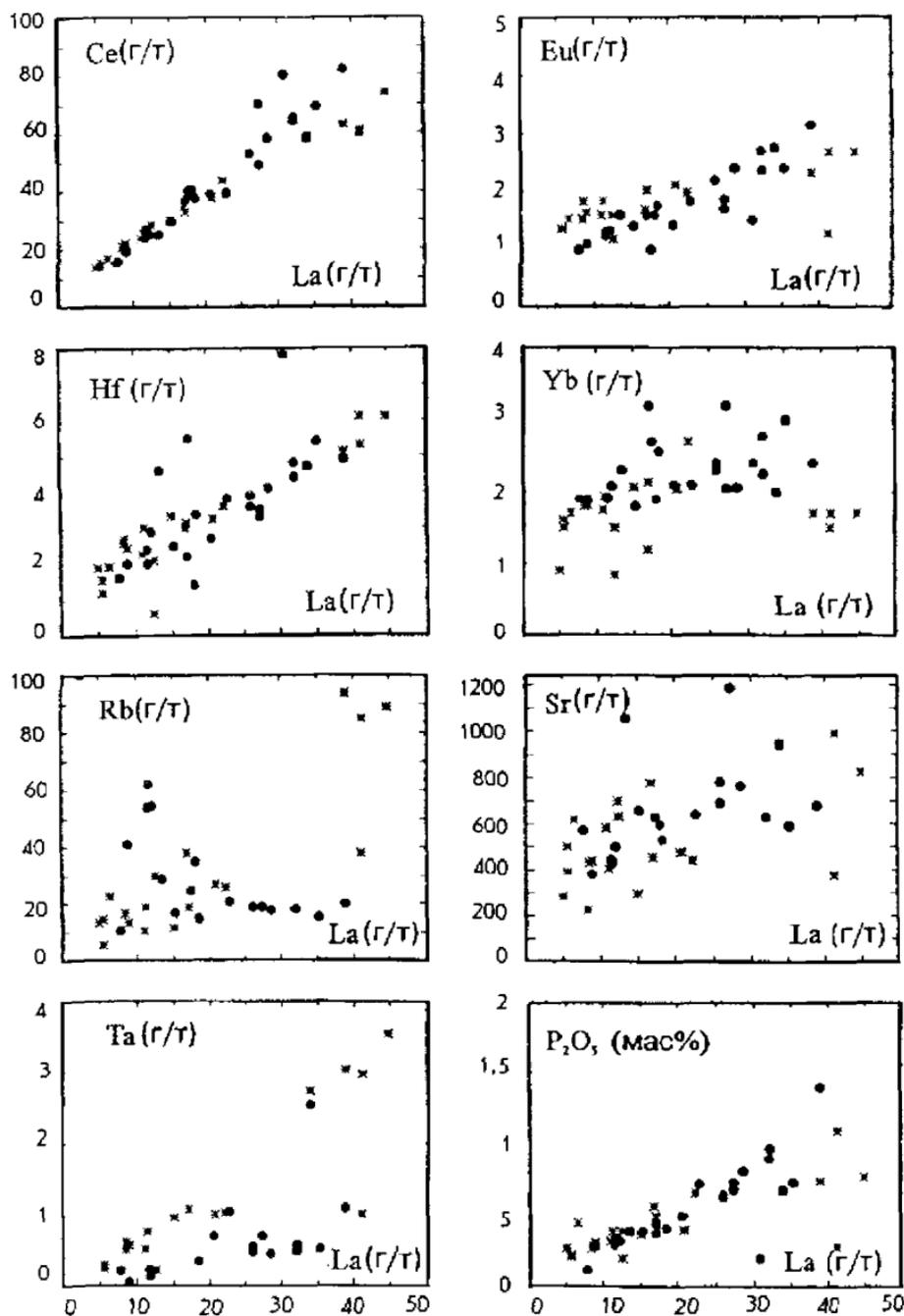


Рис. 90. Соотношение некогерентных элементов в известково-щелочных высокоглиноземистых и внутриплитных базальтоидах восточного Сихотэ-Алия.

Условные обозначения см. на рис. 89

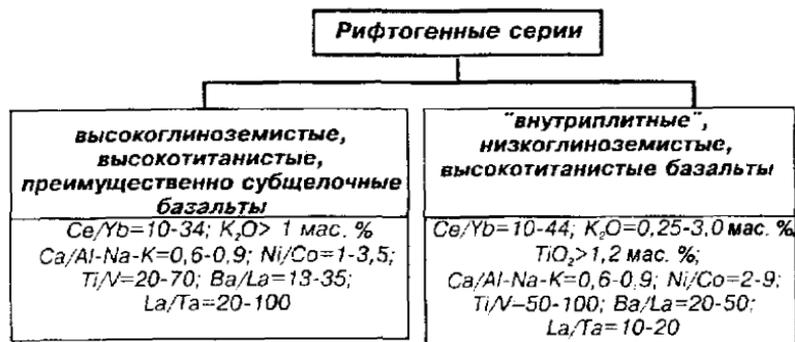


Рис. 91. Геохимическая и геодинамическая систематика базальтовых серий активных окраин континентов

сравнительно кислого по составу вулканизма, например, верхнемелового возраста в восточном Сихотэ-Алине.

Раскрытие окраинных морей практически не отражается в петрологических характеристиках базальтов активных окраин северо-западной Пацифики. Высокоглиноземистые вулканы восточного Сихотэ-Алия отличаются от близких по составу пород южноамериканских Анд только низкими содержаниями кальция (рис. 85) и величиной Th/La отношения (рис. 86), что, скорее всего, связано с различным составом магмогенерирующих субстратов. Процесс раскрытия Японского моря отражен только в особенностях изотопного состава базальтов – резком уменьшении величины  $^{86}Sr/^{87}Sr$  отношения в возрастном интервале 36–40 млн лет.

Для позднемiocеновых платобазальтов восточного Сихотэ-Алия раскрытие окраинного моря и связанное с ним внедрение астеносферного диапира в субконтинентальную литосферу привело к повышению температурного фона последней и выплавлению значительных объемов низкокальциевых толеитов, несущих ярко выраженную EM I изотопную специфику.

Суммируя вышеизложенное, можно сделать вывод, что активные окраины континентов и зрелые островные дуги, несмотря на близость основных структурно-геофизических показателей, существенно отличаются по ряду геологических признаков. Для континентальных структур к собственно субдукционным можно относить только преимущественно кислые по составу вулканы; излияния значительных объемов базальтовых магм, включая высокоглиноземистые, связаны с наложенным (восточный Сихотэ-Алинь, северо-западная окраина США) или тыловодужным (Андийский пояс) рифтогенезом.

## ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ БАЗАЛЬТОВ

**П**ри рассмотрении происхождения базальтовых магм зон конвергенции литосферных плит наибольшее внимание уделяется высокоглиноземистым базальтам, вследствие достаточно необычного состава и преобладающего распространения. Этой проблеме посвящено огромное число работ, но, к сожалению, она еще далека от своего решения. Ясно, что магмообразование контролируется зоной субдукции, но не ясно, где идет магмогенерация и с чем связано разнообразие магматических продуктов [Зоненшайн, Кузьмин, 1992]. Ниже будет сделана попытка обсудить эту проблему с учетом данных, полученных в результате исследований.

### 5.1. Обзор существующих представлений

В качестве самостоятельного магматического типа высокоглиноземистые базальты ( $\text{SiO}_2 < 54$  мас.%,  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 16,5$  мас.% и  $\text{MgO} < 7$  мас.%) впервые были выделены [Тиши, 1950] и характеризовали различные тектонические обстановки, включая океанические области. В настоящее время этот термин употребляется главным образом для описания преобладающего типа основных лав островных дуг и активных континентальных окраин, происхождение которых в той или иной степени связано с активностью субдукционных зон.

Влияние компонентов погружающейся океанической коры на состав высокоглиноземистых магматических расплавов доказывается многочисленными геологическими и петрологическими данными и не вызывает сомнения у большинства исследователей. Об этом прежде всего свидетельствуют значительные отличия островодужных вулканитов, в т. ч. базальтов, от аналогичных образований других геодинамических обстановок (высокие содержания

глинозема, элементов калиевой и ториевой групп, при ярко выраженной деплетированности в отношении элементов группы титана и железа). Кроме того, ареалы распространения и вариации составов субдукционных лав, как правило, хорошо коррелируют с глубиной и углом наклона сейсмофокальных зон, а рециклинг вещества океанических осадков подтверждается изотопными данными, в частности распределением  $^{10}\text{Be}$  [Monaghan et al., 1988], а также  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  и  $^{204}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  [Davidson et al., 1987; Hickey et al., 1989].

В то же время природа и временные масштабы этого процесса остаются неясными, несмотря на десятилетия активных исследований. К настоящему моменту сформировались две основные точки зрения. Первая рассматривает высокоглиноземистые базальты в качестве первичных магм, связывая их происхождение с плавлением субдукцирующей, метасоматически переработанной океанической коры, возможно, с небольшой примесью пелагических осадков. Вторая — предполагает их образование в результате плавления перидотитового вещества верхней мантии (надсубдукционного клина) с последующей дифференциацией магнезиальных магм. Рециклинг вещества океанической коры осуществляется при этом за счет воздействия на мантийное вещество флюидов, освобождающихся при дегитратации пелагических осадков или измененной океанической коры.

Эклогитовая модель наибольшей популярностью пользовалась в 60–70-е гг. Впервые предложенная Р. Коатсом, она была экспериментально проверена Т. Грином и А. Рингвудом [1968], а затем и другими исследователями. Привлекательность ее состоит в том, что для объяснения геохимических особенностей высокоглиноземистых базальтов не требуется привлечения достаточно проблематичного механизма массовой отсадки кристаллических минеральных фаз. Критика же модели оновывается главным образом на аргументах геохимического порядка. Согласно экспериментальным данным, расплав, образующийся при плавлении океанической литосферы при давлении 27 кбар, в безводных условиях должен находиться в равновесии с гранатом и клиношироксеном (эклогитовая ассоциация) и, следовательно, значительно фракционирован ( $\text{La}/\text{Yb} \geq 10$ ) в отношении легких лантаноидов, чего не наблюдается в реальности ( $\text{La}/\text{Yb} \leq 5$ ) [Gill, 1974 и др.]. Несоответствия расчетных и экспериментальных данных отмечаются и в отношении ряда других элементов (Na, Ni, Co, Cr, Sc, V, Y, Zr и Hf), причем даже если учитывается присутствие акцессорных минералов в реститовой фазе [Gill, 1974]. Хотя, по мнению Maaloe, Peterson [1981], отрицательные результаты данного исследования объясняются использованием в качестве конечного продукта плавления пород с нереально высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$  (~55 мас.%) и La (~30 г/т).

Согласно Brophy, Marsh [1986], Brophy [1986], многие вопросы интерпритации геохимических данных снимаются при допущении нестационарного

механизма парциального плавления. Небольшая степень плавления кварцевого эцлогита с примесью около 5 об.% пелагического осадка на глубине 100–150 км инициирует диапиризм и внедрение глубинного вещества в вышележащие горизонты горячей мантии, где при температуре около 1400 °С, в безводных условиях, до 50–60 об.% твердого вещества переходит в жидкую фазу. При уменьшении содержания граната в рестите, образующийся расплав должен быть близок по составу к высокоглиноземистому базальту с содержанием 50–52 мас.%  $\text{SiO}_2$ , более 17 мас.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 4–7 мас.%  $\text{MgO}$  и, вероятно, менее 1 мас.%  $\text{H}_2\text{O}$ . В виде перегретой силикатной жидкости, без фракционирования, он в дальнейшем поднимается до глубины 10–20 км, где задерживается в магматической камере с отсадкой низкобарической минеральной ассоциации и образованием андезитов. Изотопные данные и математическое моделирование распределения редкоземельных элементов Brophy, Marsh, [1986]; Crawford et al. [1987] согласуются с этой моделью, хотя рассчитанные составы все же отличаются от реальных пород более высокими содержаниями Sr, Ni, Zr, Nb и Y.

Первые эксперименты в рамках перидотитовой модели выполнены И. Куширо с соавторами. Хотя в дальнейшем было показано, что насыщенные водой расплавы не способны подниматься к поверхности, эта гипотеза становилась все более популярной, главным образом из-за аргументированной критики эцлогитовой модели. Наряду с геохимическими фактами Дж. Гилл [Gill, 1981] подчеркивал присутствие в надсубдукционном мантийном клине расплава с температурой около 1100 °С (температура ликвидуса андезита или высокоглиноземистого базальта) вне зависимости от его происхождения, что должно приводить к плавлению перидотитового мантийного вещества. Таким образом, расплавы в пределах конвергентных границ литосферных плит должны быть, по крайней мере, частично гибридными.

Впервые сформулированная в работах Nickolls, Ringwood [1973], перидотитовая модель в современном представлении выглядит следующим образом. Магматический флюид, образующийся в результате дегидратации субдуктирующего осадка или обогащенной крупноионными литофилами измененной океанической коры, а также расплав, возникающий при парциальном плавлении эцлогита, проникают и реагируют с ультраосновными породами мантийного клина. При парциальном плавлении последнего образуется первичный пикритовый или магнезиальный базальтовый расплав с содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3 < 17$  мас.% и  $\text{MgO} > 10$  мас.%. Дальнейшая его дифференциация при подъеме с осаждением преимущественно оливина и клинопироксена приводит к появлению низкомагнезиального ( $\text{MgO} < 7$  мас.%), но высокоглиноземистого расплава, вследствие или аккумуляции фенокритов плагиоклаза [Crawford et al., 1987], или задержки выделения этого минерала из-за низкого ( $< 1$  мас.%) содержания  $\text{H}_2\text{O}$ . Подобная модель хорошо согласуется с геохимическими расчетами [Brophy, Marsh, 1986;

Crawford et al., 1987; и др.] и подтверждается рядом геофизических и геологических данных. К числу первых можно отнести высокий тепловой поток под современными островными дугами и физические характеристики мантийного клина, допускающие присутствие расплавленной фазы или флюида в горячем перидотите [Gill, 1981]. К геологическим доказательствам относится отсутствие магматических проявлений в пределах участков вулканических поясов с редуцированным мантийным клином [Thorpe, 1984], факты находок в островодужных базальтах ксенолитов ультрабазитов, часто с отчетливыми признаками метасоматической переработки [Gill, 1981], а также присутствие в островодужных системах, наряду с высокоглиноземистыми, и более примитивных магнезиальных лав, оливиновых базальтов и пикритов. В качестве минералогического подтверждения часто приводят факты нахождения реликтов высокомагнезиального оливина ( $\text{Fo}_{94-92}$ ) и высококальциевого плагиоклаза в высокоглиноземистых базальтах [Gust, Perfit, 1987].

В то же время перидотитовая модель в определенной степени противоречит экспериментальным данным. Магматические жидкости, близкие по составу к высокоглиноземистым базальтам, могут находиться в равновесии либо с плагиоклазом при низком ( $<18$  кбар), либо с гранатом и/или клинопироксеном при высоком давлении. Оливин появляется только при температурах значительно ниже ликвидуса ( $\sim 100^\circ\text{C}$ ) и при давлениях менее 10 кбар [Brophy, Marsh, 1986; Brophy, 1986]. Поскольку вода подавляет стабильность плагиоклаза по отношению к оливину, небольшое ее количество может значительно изменить ликвидусную минеральную ассоциацию. Но даже 4–5 мас.% ее содержания не приводят к появлению оливина на ликвидусе при 5 кбар. Наиболее же реалистичные оценки содержаний  $\text{H}_2\text{O}$  в лавах Алеутских островов не превышают 1 мас.% [Baker, 1987; Myers, 1988].

Фазовые ассоциации основных эффузивов в значительной степени зависят не только от физико-химических параметров кристаллизации, но и от состава. Ряд исследователей смогли добиться появления оливина на ликвидусе при 10–15 кбар, используя при экспериментах в качестве стартовых составов высокомагнезиальные смеси ( $\geq 10$  мас.%  $\text{MgO}$ ) [Tatsumi et al., 1983; Gust, Perfit, 1987], близкие по петрологическим признакам к магнезиальным базальтам островных дуг. Но последние, как было показано на примере Алеутской островной дуги [Myers, 1988], представляют собой генетически самостоятельные типы магм и не связаны с высокоглиноземистыми базальтами процессами фракционирования.

Таким образом, обе модели, как экололитовая, так и перидотитовая, способны объяснить основные геохимические особенности высокоглиноземистых базальтов зон конвергенции литосферных плит, и только геологические и петрологические данные позволят в дальнейшем выбрать наиболее приемлемую.

## 5.2. Проблемы геохимического разнообразия высокоглиноземистых базальтов

К важнейшим геологическим особенностям зон конвергенции литосферных плит субдукционного типа следует отнести значительные вариации составов базальтовых пород и их зависимость от тектонического режима формирования, что не учитывается в упомянутых ранее петрогенетических моделях.

Геохимическое разнообразие субдукционных эффузивов в настоящее время принято описывать в рамках поперечной зональности островодужных систем, происхождение когорой связывают с вариациями: (1) составов магматического субстрата или субдукционного компонента [Pearce, 1983; Tatsumi et al., 1991; Волюнец, 1933], (2) глубины расположения зон магмагенерации и степень парциального плавления, (3) степени коровой контаминации [Best, 1974], (4) кристаллизационной дифференциации, (5) фазового состава магматического источника или рестита [Jakes, White, 1970].

Из всех перечисленных моделей наименее вероятным кажется предположение о значительной роли коровой контаминации. Обогащенные литофильными элементами базальты активных континентальных окраин и тыловых зон зрелых островных дуг формировались в областях преимущественного растяжения, что предполагает сравнительно быстрый подъем магматических расплавов к поверхности, а следовательно, меньшую вероятность контаминации коровым веществом. Это подтверждают и изотопные данные. Например, в пределах Камчатки все типы позднекайнозойских вулканитов характеризуются близкими соотношениями радиогенных изотопов [Волюнец, 1993; Волюнец и др., 1995; Tatsumi et al., 1995], а тыловодужные базальты Японии, северо-восточного Сулавеси [Tatsumi et al., 1991] и Алеутской островной дуги [Цветков, 1990] даже более деэлитированы в отношении радиогенного Sr, по сравнению с породами вулканического фронта. Высокоглиноземистые базальты активных окраин континентов отличаются устойчиво более высоким соотношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , чем островодужные лавы, но, тем не менее, при детальном петрологических исследованиях предположение о значительной роли ассимиляционных процессов в их происхождении не подтверждается.

Учитывая формирование высокоглиноземистых базальтов активных континентальных окраин и тыловых зон островных дуг в условиях растяжения, достаточно проблематичным кажется и модель, предполагающая значительную роль кристаллизационной дифференциации в индивидуализации их геохимических характеристик. Этой модели противоречат и многочисленные геохимические данные, например, более высокие содержания в тыловодужных лавах как некогерентных, так и когерентных элементов (Ni), а также результаты

детальных исследований в пределах конкретных вулканических структур Мутновского вулканического поля Камчатки (гл. 3) и восточного Сихотэ-Алиня (гл. 4).

Вариации соотношений некогерентных элементов, впервые отмеченные Дж. Джиллом [Gill, 1981], а также радиогенных изотопов дают основание предполагать гетерогенный состав магматического источника субдукционных базальтов. В пределах Камчатки, например, лавы вулканического фронта и тыловой зоны устойчиво различаются соотношениями Rb/La, Ba/La и Th/La (рис. 20, 23), что подтверждают и данные И. Татсуми с соавторами [Tatsumi et al., 1995]. Кроме того, здесь довольно часто отмечается практически одновременное излияние базальтов различных геохимических типов, как из рядом расположенных вулканов (в. Мутновский и Горелый), так и в пределах единых вулканических центров (БТТИ и др.), что логичнее всего объясняется различным составом магматических источников. В то же время прямая корреляция между изотопными и геохимическими признаками вулканитов отсутствует. Например, несмотря на близость большинства геохимических признаков высокоглиноземистых базальтов восточного Сихотэ-Алиня и тыловых зон Японии и Камчатки, по соотношению радиогенных изотопов они значительно различаются: в первых отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$  близки к первично мантийным, во вторых — к деплетированным базальтам срединно-океанических хребтов.

Вклад субдукционного компонента в генезис магматических расплавов зон конвергенции в настоящее время считается общепризнанным фактом, причем большинство исследователей предполагают его метасоматическую природу. В пользу такой интерпретации свидетельствует и анализ диаграммы (SFe+Mg)-Ca-(Al-Na-K) (рис. 24). Фигуративные точки океанических и внутриплитных эффузивов на этой диаграмме группируются вдоль линии постоянного Ca/(Al-Na-K) отношения 1:1, близкого к хондритовому. Такое соотношение типично для большинства ультраосновных магм Земли, включая мантийные ксенолиты (рис. 92), что дает основание предполагать происхождение этих двух групп пород в результате плавления мантийного вещества с первичными соотношениями петрогенных элементов. Смещение же внутриплитных эффузивов в сторону высокого содержания железомagneзиального компонента, видимо, отражает (рис. 2) более высокое общее давление в зонах магмогенерации, что вполне согласуется с существующими представлениями и подтверждается многочисленными экспериментальными данными.

Высокоглиноземистые базальды активных континентальных окраин и островных дуг характеризуются более высокой относительной глиноземистостью, и их фигуративные точки группируются вблизи линии с Ca/(Al-Na-K) отношением, близким к 0.7. Сходные значения отмечены в некоторых типах мантийных ксенолитов, связанных с кимберлитами (рис. 92), но вряд ли эти

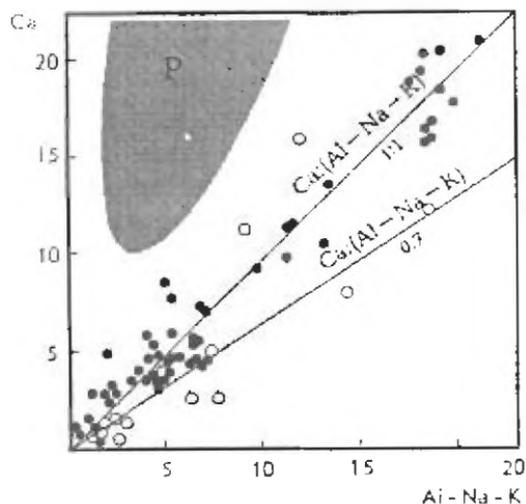


Рис. 92 Часть диаграммы  $(\Sigma Fe+Mg)-Ca-(Al-Na-K)$  для различных типов ультраосновных пород Земли (заполненные значки) и глубинных ксенолитов, связанных с кимберлитами. P - поле пироксенитов. Источники данных [Магматические горные..., 1988]

породы можно рассматривать в качестве магмогенерирующего субстрата для лав, глубина образования которых, согласно геофизическим данным, не превышает 100–150 км. Следовательно, относительно высокая глиноземистость субдукционных базальтов является следствием определенного преобразования глубинного вещества перед началом его плавления. Заметное уменьшение величины  $Ca/(Al-Na-K)$  отношения должно происходить, например, при метасоматозе (рис. 2), из-за различной подвижности глинозема (элемент-сектообразователя) и щелочей (элементов-модификаторов) в присутствии высокотемпературного флюида. В этой связи интересно отметить, что кимберлиты, в ксенолитах которых первично мантийное соотношение  $Ca/(Al-Na-K)$  нарушено, по мнению ряда исследователей [Соболев, 1973], произошли в результате плавления метасоматически переработанного мантийного вещества.

Учитывая, что вариации составов высокоглиноземистых базальтов на диаграмме  $(\Sigma Fe+Mg)-Ca-(Al-Na-K)$  (рис. 24) в первом приближении описывается линейной функцией, разнообразие их геохимических типов и происхождение поперечной геохимической зональности можно рассматривать как результат смешения двух глубинных компонентов – первично-мантийного и в значительной степени метасоматически переработанного. При такой интерпретации происхождение низкокальциевых базальтов вулканического фронта островодужных систем является результатом плавления глубинного вещества в наибольшей степени метасоматически измененного. Это согласуется с признаками высокой водонасыщенности первичных расплавов этих пород. Действительно, при близких температурах кристаллизации базальты вулканического фронта Камчатки характеризуются более высокой основностью плагиоклаза [Марьинев,

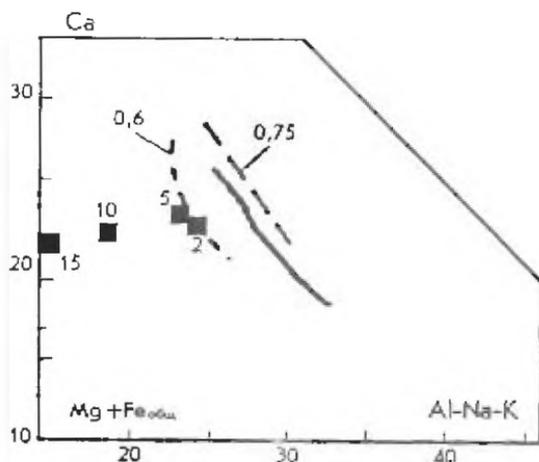


Рис. 93. Экспериментальные данные по влиянию общего давления ( $P_2$ ) и магнезиальности ( $Mg/Mg+Fe$ ) на появление низкокальциевых пироксенов в основных и ультраосновных породах.

Залитые квадраты – составы закалочных стекол, находящихся в равновесии с оливином (Ol), ортопироксеном (Orx), шиннелинитом (Spr) и шиннелием (Sp) в экспериментах по плавлению природита [Jagodz. Green, 1980]. Цифры – величина  $P_2$  в кбарх. Сплошная линия – составы закалочных стекол извосточно-щелочных базальтов, находящиеся в ассоциации с Pl, Ol, Orx при  $P_2 = 1$  атм и  $f_2$  – буфер QFM [Gloue et al., 1982]; штриховая – то же для модельных базальтовых систем с различной магнезиальностью при  $P_2 = 1$  атм и  $f_2$  – ниже буфера Fe-FeO [Loghi, Pan, 1988]; цифры – величины отношения  $Mg/Mg+Fe$  в исходной смеси

Чаппин, 1989; Волынец, 1993] и появлением низкокальциевых пироксенов при более высокой глиноземистости (рис. 13). Поскольку возрастание содержания анортитовой составляющей в плагиоклазах с ростом парциального давления воды является хорошо известным и экспериментально установленным фактом, несколько более подробно остановимся на вопросе кристаллизации пироксенов.

Согласно экспериментальным данным (рис. 93), появление низкокальциевых пироксенов при различной глиноземистости базальтовых пород может быть связано либо с вариациями магнезиальности первичных расплавов, либо влиянием общего и водного давлений. Роль первого фактора не может быть значительной, по крайней мере, для позднекайнозойских лав Камчатки, поскольку их магнезиальность колеблется практически в одних пределах (рис. 15). Предположение же о кристаллизации тыловодужных лав в условиях высокого общего давления плохо согласуется с особенностями тектонического режима их формирования – в условиях растяжения. Следовательно, появление низкокальциевых пироксенов при относительно низкой глиноземистости тыловодужных базальтов, видимо, является следствием низкого содержания воды в родоначальных расплавах. Этот вывод в какой-то мере противоречит распространенному мнению о более низкой водонасыщенности островодужных толентов, но последний основан главным образом на косвенных данных: присутствии

водосодержащих минералов и вариаций содержаний фтора в породах более кислых, чем базальты [Sakuyama, 1984; Вольнец, 1993].

Ряд исследователей связывают поперечную геохимическую зональность островодужных систем с различным составом магматического флюида, освобождающегося при дегидратации погружающейся океанической пластины, а следовательно, с различным характером метасоматических преобразований вышележащего мантийного клина. Так, И. Татсуми с соавторами [Tatsumi et al., 1991], интерпретировал увеличение отношений  $Ba/Pb$  и  $K_2O$  в тыловодужных базальтах СВ Сулавеси как результат изменения реакции дегидратации водных минералов: паргасит–флогопит для вулканического фронта и флогопит-калиевый рихтерит для тыловой зоны. Причем метасоматическими явлениями объяснялись и необычные вариации изотопных характеристик вулканических пород с одновременным увеличением  $\epsilon Sr$  и  $\epsilon Nd$ . Аналогичная точка зрения была высказана и на происхождение поперечной зональности Камчатки [Tatsumi et al., 1995]. К сожалению, достоверность данной модели оценить достаточно сложно, поскольку водосодержащие минеральные фазы не характеризуются способностью концентрировать микроэлементы, за исключением  $Rb$ ,  $K_2O$  и  $Ba$  (табл. 14). Изучение высокоглиноземистых базальтов восточного Сихотэ-Алиня дает основание предполагать присутствие калиевого рихтерита в магматическом источнике этих пород, что в какой-то мере подтверждает точку зрения И. Татсуми. Но, в то же время, в аналогичных по составу породах Андийского вулканического пояса и Камчатки поведение  $Rb$ ,  $K_2O$  и  $Ba$  носит некогерентный характер (рис. 94).

К устойчивым петрологическим признакам базальтов активных континентальных окраин и тыловых зон зрелых островных дуг следует отнести и высокие значения  $La/Yb$ ,  $La/Lu$  и  $La/Y$  отношений (рис. 20, 40), что дает основание предполагать присутствие граната в релитивной фазе [Маргыннов, 1990; Tatsumi et al., 1995]. В свою очередь, особенности распределения элементов-примесей в островодужных толеитах вулканического фронта, в частности аномально низкое ( $<1$ ) отношение  $Ni/Co$ , свидетельствует в пользу оливинового контроля. В табл. 25 в качестве примера приведены результаты математического моделирования распределения элементов-примесей в силикатной жидкости, образующейся при плавлении глубинного вещества, близкого по составу к измененному океаническому базальту, но содержащего в минеральной ассоциации либо гранат, либо оливин. Результаты расчета по эклогитовой модели взяты из работы [Brophy, Marsh, 1986]. Расчеты оливинового парагенезиса выполнены автором с использованием известной формулы равновесного плавления:

$$C_i^d / C_i^0 = 1 / D_0 + F(1 - P),$$

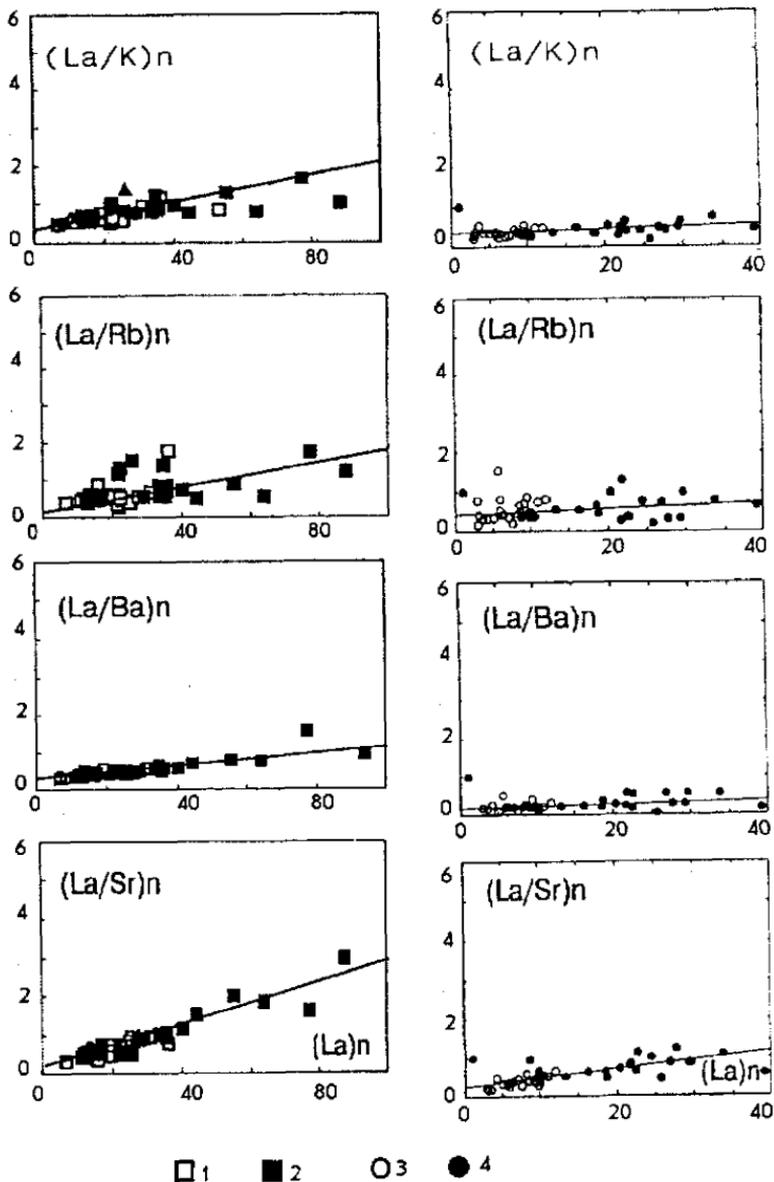


Рис. 94. Нормализованные к первичной мантии [Hofmann, Feigenson, 1983] соотношения некогерентных элементов в высокоглиноземистых базальтах Южной зоны Андийского пояса (левый столбец) и Камчатки.

1,2 – низко- и высокотитанистые базальты Анд; 3,4 – фронтальной (3) и тыловой зон островной дуги Камчатки

Содержание микроэлементов (г/т) в породах  
и рассчитанные составы высокоглиноземистых базальтов

элемент	1	2	3	4	5
Rb	9	17	14	20-30	15
Sr	130	518	665	263-397	149
Ba	14	364	590	304-448	20-21
Ni	97	13	50	30-62	16-42
Co	32	31	26	25-34	18-32
Cr	197	11	52	18-27	28
V	292	260	167	126	345-437
Zr	95	81	144	148-197	152
Hf	2,4	—	3,7	—	3,8
La*	14	23	55	29-48	20-22
Ce*	14	21	39	26-40	21-23
Yb*	14	8	14	6-15	19-22

Примечание. 1 – измененный океанический толент; 2 – средний высокоглиноземистый базальт Алеутской островной дуги по [Brophy, Marsh, 1986]; 3 – средний высокоглиноземистый базальт Восточного Сихотэ-Алиня; 4 – рассчитанный состав с использованием эколгитовой модели [Brophy, Marsh, 1986]; 5 – то же с использованием оливниновой модели (см. в тексте). Содержание нормализовано к хондриту.

где  $C_i^0$  – первоначальная концентрация элемента в магматическом субстрате;  $C_i^1$  – концентрация этого же элемента в расплаве;  $F$  – доля отделившегося расплава;  $P = \sum_{i=1}^n P_i K_{D_i}^{i/l}$  – где  $P_i$  – доля жидкости, образованной каждой кристаллической фазой.

Значения  $X_{pl}(0,55)$ ,  $X_{ol}(0,15)$ ,  $X_{cpx}(0,3)$  были приняты с учетом данных по соотношениям минеральных фаз в кварцевом толенте и щелочном базальте при высоких давлениях [Грин, Рингвуд, 1968].  $P_{pl}(0,67)$ ,  $P_{ol}(0,07)$  и  $P_{cpx}(0,14)$  и получены при решении системы линейных уравнений [Hofmann, Feigenson, 1983]:  $C_{pl}^1 P_{pl} + C_{ol}^1 P_{ol} + C_{cpx}^1 P_{cpx} = C_i^1$ , где  $C_i^1$  – содержание петрогенных элементов ( $C_{MgO} = 5,77$  мас.%;  $C_{CaO} = 10,69$  мас.%;  $C_{Al_2O_3} = 18,98$  мас.%) в среднем высокоглиноземистом базальте Алеутской островной дуги [Brophy, Marsh, 1986].  $C_{pl}^1$ ,  $C_{ol}^1$ ,  $C_{cpx}^1$  взяты из экспериментальных работ [Holloway, Burnham, 1972] по плавлению толентового базальта в условиях высокого давления водного флюида ( $P_{H_2O} < P_{обш}$ ). И использованные коэффициенты распределения микроэлементов между расплавом и минеральными фазами приведены в табл. 14.

В случае гранатового парагенезиса состав модельного расплава практически является аналогом высокоглиноземистого базальта активных континентальных окраин и тыловых зон зрелых островодужных систем, что особенно отчетливо видно на примере концентраций Ni, Zr и Cr. Причем низкие содержания хрома являются следствием использования при расчете оливнинового

парагенезиса распределение микроэлементов в модельной жидкости аналогично таковому в среднем базальте Алеутской островной дуги. Хорошее совпадение наблюдается, например, по концентрациям Ni, Co, V, редких земель и Rb.

Поскольку многочисленные экспериментальные данные по определению взаимоотношений плавящихся фаз природных образцов и прямое плавление мантийных перидотитов [например, Takahashi, Kushiro, 1983; Tatsumi et al., 1982] свидетельствуют о том, что оливин и гранат являются минералами различных фаций глубинности, многие исследователи предполагают более высокие давление формирования расплавов высокоглиноземистых базальтов тыловых зон островодужных систем [Tatsumi et al., 1983, 1991, 1995]. Положение фигуративных точек глиноземистых базальтов восточного Сихотэ-Алиня на диаграмме (рис. 87) вблизи линии равновесных составов силикатной жидкости при  $P_s = 5$  кбар и  $P_{H_2O} = 2$  кбар, а также сравнительно высокие температуры кристаллизации этих пород косвенно подтверждают, что этот вывод справедлив, по крайней мере, для лав активных окраин континентов. Но в этой связи необходимо отметить, что смена минеральных парагенезисов глубинных пород по мере удаления от вулканического фронта может быть связана и с падением содержания воды в системе и, как следствие, — заметным сокращением поля кристаллизации оливина. Последнее лучше согласуется с геодинамическими особенностями формирования субдукционных вулканитов.

*Таким образом, геохимические особенности высокоглиноземистых базальтов активных континентальных окраин и тыловых зон зрелых островных дуг определяются особенностями тектонического режима формирования магм и в соответствии с этим физико-химическими условиями генерации магматических расплавов, небольшой степенью водонасыщенности, появлением граната в реститовом парагенезисе, сравнительно высокой температурой (в случае активных окраин континентов) и, возможно, общим давлением.*

### **5.3. Петролого-геохимическая модель базальтового вулканизма активных континентальных окраин и зрелых островных дуг**

Из множества существующих генетических схем магматических проявлений в пределах конвергентных границ литосферных плит наиболее логичными кажутся представления Дж. Уолкера с соавторами [Walker et al., 1995]. Согласно этой модели (рис. 95), причиной зарождения магматических расплавов в фронтальных зонах островных дуг является флюидная фаза, образующаяся на

глубине 100–120 км в результате дегидратации субдущирующей океанической плиты. Насыщение водой и крупноионными литофилами нижних горизонтов надсубдукционного мантийного клина приводит к появлению в области, непосредственно примыкающей к границе океанической пластины. Учитывая значительные изотопные вариации высокоглиноземистых базальтов субдукционных зон, можно предполагать участие в процессе плавления как надсубдукционного мантийного клина, так и погружающейся океанической пластины.

Образующийся мантийный диапир, состоящий из смеси субдукционного и мантийного компонентов в различных пропорциях, поднимается в верхние горизонты мантии, где происходит его дальнейшее плавление. Высокое содержание воды в системе и падение общего давления при подъеме стабилизируют оливиновый парагенезис реститовой фазы, столь необходимый для объяснения распределения элементов-примесей в толетах вулканического фронта.

В условиях относительно небольшого содержания воды основной причиной начала плавления в тыловых зонах островодужных систем является декомпрессия. Магматический источник этих пород локализован в нижних частях надсубдукционного мантийного клина, о чем свидетельствует близость высокоглиноземистых базальтов фронтальных и тыловых зон островодужных систем по многим геохимическим параметрам, включая соотношения некогерентных элементов и радиогенных изотопов (Камчатка).

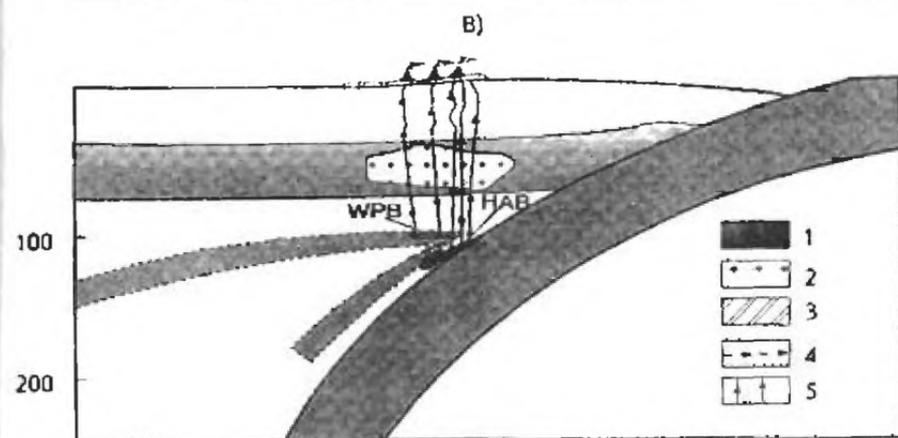
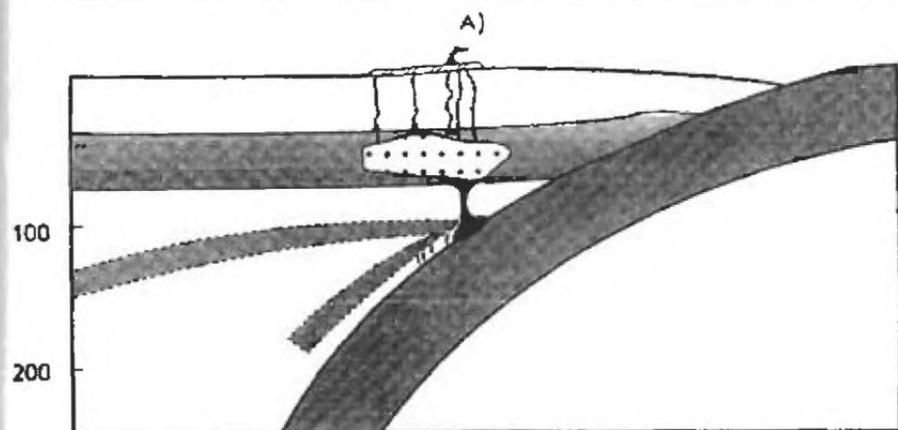
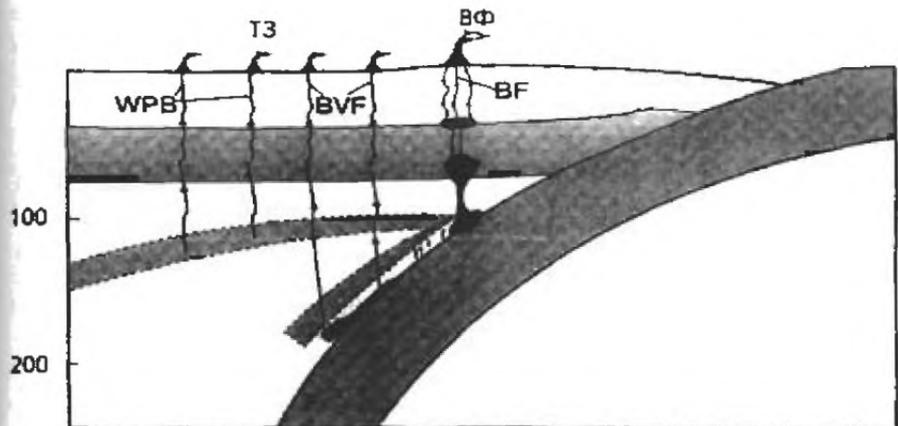
Геохимические особенности тыловодужных глиноземистых базальтов определяются низкими содержаниями воды в системе и, возможно, более высоким общим давлением генерации расплавов, что в совокупности приводит к появлению граната в составе реститовой фазы.

Увеличение степени растяжения континентальной коры по мере удаления от вулканического фронта и усиливающийся эффект декомпрессии приводят к перемещению очагов плавления в верхние горизонты мантийного клина с формированием родоначальных расплавов внутриплитных лав. Слабо выраженная субдукционная специфика этих пород является следствием метасоматической переработки мантийного перидотита. При значительных масштабах процесса рифтогенеза с образованием окраинно-морских бассейнов инициируется глубинный диапиризм изотопно деплетированной астеносферной мантии, выплавление и излияние основных лав, близких по составу к океани-

---

Рис. 95. Модель базальтового магматизма в зрелых островных дугах (А) и активных континентальных окраинах (В, С) [Walker et al., 1995] с добавлениями автора.

1, 2 – очаги плавления базальтовых (1) и кислых (2) магм; 3 – лавово-пирокластические толщи кислого состава; 4 – направление мантийной конвекции; 5 – каналы подъема магматических расплавов. ВФ – вулканический фронт; ТЗ – тыловая зона. Островодужные высокоглиноземистые базальты ВФ – вулканического фронта, ВВФ – тыловой зоны; WPB – внутриплитные базальты; НАВ – высокоглиноземистые базальты активных окраин континентов.



C)

ческим толеитам. О взаимосвязи этих процессов свидетельствуют увеличение степени изотопной деплетированности высокоглиноземистых базальтов Японии и восточного Сихотэ-Алиня по мере омоложения возраста и значительные вариации составов основных пород Японского моря.

Отсутствие в пределах активных континентальных окраин базальтов, близких по составу к высокоглиноземистым толеитам вулканического фронта островодужных систем, говорит об определенных особенностях магмогенерирующих процессов. При наличии мощной континентальной коры подъем насыщенного водой мантийного диапира в верхние горизонты инициирует плавление кислого корового субстрата с образованием объемов кислой пирокластики. Только эти породы и ассоциирующие с ними андезитовые лавы можно рассматривать как чисто субдукционные лавы. Массовые излияния высокоглиноземистых базальтов здесь свидетельствуют о начале растяжения или рифтогенеза территорий. Условия генерации родоначальных базальтовых расплавов во многом сходны с таковыми для лав тыловых зон зрелых островодужных систем: плавление нижних горизонтов надсубдукционного мантийного клина и измененной океанической коры при низком содержании воды в системе и присутствии граната в рестите.

Появление высокоглиноземистых титанистых базальтов с повышенным содержанием некогерентных элементов в зонах максимального растяжения Андийского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов является следствием перемещения зон плавления в надсубдукционный клин субконтинентальной литосферы.

Прогрессирующий рифтогенез приводит к выплавлению базальтовых расплавов с внутриплитными геохимическими характеристиками главным образом в пределах субконтинентальной литосферы, обогащенной некогерентными элементами, включая LILE, и деплетированной в отношении радиогенного Nd(EM I изотопная специфика) в результате как древних, так и относительно молодых метасоматических процессов. Причем степень такой переработки была выше в случае осевого рифтогенеза.

## Заключение

Эмпирически установленная зависимость геохимических признаков магматических пород от геодинамических условий формирования подтверждается при детальном изучении и обобщении опубликованных материалов по базальтоидным сериям зон конвергенции литосферных плит субдукционного типа. Закономерная смена режима сжатия во фронтальных зонах островодужных систем на растяжение – в тыловых сопровождается таким же

закономерным нарастанием внутриплитных геохимических характеристик вулканических пород. При петрологических исследованиях среди базальтов целесообразно выделять геохимические серии: собственно субдукционную и рифтогенные. Субдукционная включает в себя высокоглиноземистые толеиты фронтальных зон; рифтогенные – тыловых высокоглиноземистых базальтов (1) и базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками (2).

Отчетливая зависимость петрологических особенностей основных эффузивов от геодинамического режима формирования позволяет предполагать тектоническую природу поперечной геохимической зональности зрелых островных дуг. Зарождение магматических расплавов во фронтальных зонах связано с активностью флюидной фазы, образующейся в результате дегидратации субдуцирующей океанической плиты. Мантийный диапир, состоящий из смеси различных пропорций субдукционного и мантийного компонентов, поднимается в верхние горизонты мантии, где и происходит его дальнейшее плавление. Высокое содержание воды в системе и падение величины общего давления при подъеме стабилизируют оливиновый парагенезис реститовой фазы, ответственный за особенности распределения элементов-примесей в толеитах вулканического фронта.

Основной причиной плавления в пределах тыловых зон островодужных систем в условиях относительно небольшого содержания воды является декомпрессия.

Несмотря на близкие геолого-геофизические показатели, активные окраины континентов заметно отличаются от зрелых островных дуг значительными объемами кислых магм и ярко выраженным блоковым строением. Первое, видимо, является следствием вовлечения в процесс плавления кислого состава континентальной коры, второе – более сложного тектонического режима формирования. К типично субдукционным здесь следует относить только кислые и связанные с ними средние по составу вулканиты. Высокоглиноземистые базальты характеризуют этап прекращения субдукции и начало рифтогенной стадии развития территории, что особенно отчетливо видно на примере восточного Сихотэ-Алиня, где время массовых излияний глиноземистых лав совпадает с резким возрастанием степени их изотопной деплегированности, что позволяет рассматривать это событие как отражение начальной стадии раскрытия Япономорской котловины. Учитывая эти данные, базальты поздних этапов формирования активных континентальных окраин выделены в рифтогенную серию высокоглиноземистых (начальные этапы растяжения) и внутриплитных базальтов (заключительные).

Близкие по геодинамическим особенностям формирования глиноземистые базальты активных окраин континентов и тыловых зон зрелых островных дуг являются практически полными петрологическими аналогами,

что свидетельствует о сходных условиях генерации родоначальных расщавов: плавление нижних горизонтов надсубдукционного мантийного клина и измененной океанической коры при декомпрессии, в относительно сухих условиях и в присутствии гранатовой фазы в рестите.

В пределах островодужных систем базальтовые ассоциации с внутриплитными геохимическими признаками характеризуют исключительно зоны тылового рифтогенеза, тогда как в пределах активных окраин Северной Америки и восточного Сихотэ-Алиня они формируются в условиях осевого рифтогенеза, непосредственно над палеосубдукционной зоной. В этом случае субдукционная специфика этих пород выражена более ярко.

## Литература

- Авдейко Г.П., Вольнец О.Н., Мелекесцев И.В.* и др. Курило-Камчатская дуга // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 37-86.
- Антипин В.С.* Геохимическая эволюция и субщелочной магматизм. Новосибирск: Наука, 1992. 221 с.
- Арутюнян Л.А., Саргсян Г.О.* Экспериментальные исследования распределения Ni, Co и Mn между фазами в системе Fo-Ab, Fo-Di-Ab-An // Докл. АН СССР, 1982. Т. 264, 1. С. 153-165.
- Ахметьев М.А., Ботылева Л.П.* Неоген-четвертичные андезито-базальты Восточного Сихотэ-Алиня // Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971. С. 13-47.
- Ахметьев М.А.* Олигоценовые и миоценовые флоры юга Дальнего Востока СССР как показатель климатической обстановки // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974. С. 134-143.
- Балеста С.Е.* Зсмная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 133 с.
- Баскина В.А.* Магматизм рудоконтролирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 260 с.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И.* и др. Магматизм зоны перехода океан-континент (развитие идей А.Н. Заварицкого) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984. 6 с.
- Богатиков О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 247 с.
- Бородин Л.С.* Геохимия главных серий изверженных пород. М.: Недра, 1981. 193 с.
- Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф., Сугробов В.М.* Общая характеристика Мутновского месторождения и прогнозная оценка ресурсов // Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1986. С. 6-41.
- Василенко А.В.* Петрология базальтоидов района г. Советская Гавань и их использование для производства стройматериалов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ, 1987. 16 с.
- Вольнец О.Н.* Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: 1993. 67 с.
- Вольнец О.Н., Антипин В.С., Аношин Г.Н., Перепелов А.Б.* Геохимические типы вулканических серий островодужной системы: Камчатки // Геохимическая типизация магматических пород и их геодинамика. Иркутск: ин-т Геохимии, 1987. С. 34-56.
- Вольнец О.Н., Пузанков Ю.М., Аношин Г.Н.* Геохимия неоген-четвертичных вулканических серий Камчатки // Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки // Тр. ин-та геологии и геофизики. Вып. 390. Новосибирск, 1990, С. 73-114.
- Вольнец О.Н., Колосков А.В., Виноградов В.И., Ягодзинский Дж.М., Покровский Б.Г., Григорьев В.С.* Изотопный состав стронция и кислорода поздне-кайнозойских К-На щелочных базальтов внутриплитного геохимического типа, Камчатка // Петрология. 1995. Т. 3, 2. С. 207-214.

Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972. 190 с.

Геология СССР. Т. 31. М.: Недра. 1964. 733 с.

Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 331 с.

Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 80 с.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. и др. Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. 334 с.

Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 170 с.

Есин С.В. Петрология кайнозойских базальтоидных формаций средней части Восточного Сихотэ-Алиня: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ, 1988. 25 с.

Есин С.В., Прусевич А.А., Куталин В.А. Позднекайнозойский вулканизм и глубинное строение Восточного Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1992а. 58 с.

Есин С.В., Прусевич А.А., Травин А.В. Новые данные о позднекайнозойском щелочно-базальтовом вулканизме Восточного Сихотэ-Алиня // ДАН СССР, 1992б. Т. 322. С. 369-372.

Дир У.А., Хуан Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 4. 482 с.

Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.И. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натальин Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. М.: Недра, 1990. 327 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика // М.: Наука, 1992. 190 с.

Иберг К. Факторный анализ. М.: Статистика, 1980. 397 с.

Изох Э.П. Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика, 1966. 1. С. 32-44.

Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247 с.

Кирсанов И.Т., Мелекесцев И.В. Вулкан Горелый // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. С. 338-342.

Классификация и номенклатура магматических горных пород. Москва: Недра. 1981. 159 с.

Коваленко С.В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения среднего Сихотэ-Алиня // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С. 129-133.

Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Мелекесцев И.В., Ермаков В.А. Некоторые особенности эволюции и геологический эффект четвертичного вулканизма Камчатки // Бюллетень вулканологических станций Камчатки. 1975. №51. С. 94-103.

Коренбаум С.А. Типоморфизм слюд магматических пород. М.: Наука, 1987. 143 с.  
Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 197 с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра., 1964. 387 с.

Кэри С., Сигурдсон К. Модель седиментации в окраинных бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 65-102.

Ледлер В.А. Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории литосферных плит. М.: ВИНТИ, 1977. С. 137-169.

Лишевский Э.Н. Основные черты тектоники и глубинное строение континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным // Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М.: Наука. 1969. С. 21-31.

Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 507 с.

- Майсен Б., Беттчер А.* Плавление водосодержащей массы. М.: Мир, 1979. 122 с.
- Мартынов Ю.А.* Контрационные факторы, определяющие появление низкокальциевых пироксенов в толентовых базальтах // *Известия АН СССР. Сер. геол.* 1991. №5. С. 104-109.
- Мартынов Ю.А.* К проблеме химической классификации базальтовых пород – систематика по глинозему // *Тихоокеанская геология*, 1994. № 2. С. 94-98.
- Мартынов Ю.А., Левашов Г.Б.* Геохимические критерии рифтогенной природы плюцен-плейстоценовых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня // *Докл. АН СССР*, 1988. Т. 303, № 2. С. 472-476.
- Мартынов Ю.А.* Окраинно-континентальные известково-щелочные базальты – особый геохимический тип (на примере Восточного Сихотэ-Алиня). Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 49 с.
- Мартынов Ю.А., Чащин А.А.* Породообразующие минералы основных эффузивов Мутновского геотермального района // *Новые данные по петрологии магматических и метаморфических пород Камчатки.* Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 112-123.
- Мартынов Ю.А., Окамура С.* Вариации изотопных отношений Sr и Nd палеоцен-плейстоценовых базальтах Восточного Сихотэ-Алиня // *Докл. РАН*, 1993. Т. 333, № 3. С. 366-369.
- Мартынов Ю.А.* Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток: ДВО РАН СССР, 1983а. 140 с.
- Мартынов Ю.А.* Происхождение базальтовых серий островных дуг по данным о соотношении никеля и кобальта // *Докл. АН СССР*, 1983б. Т. 273, № 5.
- Мартынов Ю.А.* Тренды пироксенов в базальтоидах толентовых серий // *Тихоокеанская геология*, 1988. № 4. С. 30-35.
- Мартынов Ю.А., Худоложкин В.О., Нарнов Г.А.* Некоторые особенности цеолитовой минерализации Бухтинской вулcano-тектонической структуры (нижнее Приамурье) // *Геология окраин и континентов.* Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1979. С. 35-39.
- Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Чащин А.А.* Геохимическая типизация базальтоидов Мутновского вулканического поля (южная Камчатка) // *Тихоокеанская геология*, 1995. № 5. С. 72-83.
- Михайлов В.А.* Магматизм вулcano-тектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 172 с.
- Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978. 178 с.
- Нагибина М.С.* Типы мезозойских структур Тихоокеанского пояса Азии и пространственные закономерности их развития // *Гималайский и альпийский орогенез.* М.: Недра, 1964. С. 268-283.
- Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А.* Геология Приморского края. Владивосток. 1987. Ч. 1. 68 с.; Ч. 2. 28 с.; Ч. 3. 60 с.
- Натальин Б.Н., Боруевич Ч.Б.* Мезозойские структуры на юге Дальнего Востока // *Геотектоника.* 1991. № 1. С. 84-97.
- Олейников А.В.* Некоторые вопросы стратиграфии кайнозойских вулканических полей Среднего и Северного Сихотэ-Алиня // *Кайнозой Востока СССР.* Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 50-57.
- Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 247 с.
- Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.
- Персиков Э.С.* Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 157 с.
- Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 335 с.
- Полин В.Ф.* Петрология контрастной серии Амгуэмо-Капчаланского вулканического поля Чукотки. Владивосток. 1990. 228 с.

*Полов В.К.* Петрология палеоген-неогенового вулканического комплексов Восточного Сихотэ-Алия. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. 152 с.

*Поповитов Э.И., Вольнец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 180 с.

*Прусевич А.А.* Базальтоидные формации Восточного Сихотэ-Алия как коренные источники титано-магнетитовых россыпей Татарского пролива: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ, 1986. 25 с.

*Пушаровский Ю.М.* О тектоническом положении вулканических зон на западе Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца // Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966. С. 238-241.

*Ростовский Ф.И.* Эоценовый вулканизм и особенности золото-серебряного оруденения Северного Приморья // Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов (Тез. докл. Всесоюз. сов.) Владивосток, 1976. С. 430-432.

*Рыбако В.И., Овечкин В.Н., Климова Р.С.* Кайнозойские базальтоиды Амгинской серии (Северо-Восточное Приморье) // Сов. геология, 1980. № 12. С. 59-71.

*Рыбако В.И.* Лимитные пояса: закономерности строения и развития // Фанерозойский магматизм Сихотэ-Алинской вулканической области. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 31-50.

*Селегин О.Б.* Петрогенезис базальт-дацитової серии в связи с эволюцией вулканоструктур М.: Наука, 1987. 148 с.

*Симаненко В.П.* Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алия и Сахалина // Тихоокеанская геология, 1986. № 1. С. 7-13.

*Симаненко В.П.* Нижнемеловая базальт-андезитовая ассоциация северного Сихотэ-Алия // Тихоокеанская геология, 1990. № 6. С. 86-95.

*Соболев В.С.* Строение верхней мантии и способы образования магм. М.: Наука, 1973. 34 с.

*Сондерс А.Д., Тарни Дж.* Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102-183.

*Сухов В.И.* Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 112 с.

*Сьедин В.Т.* Кайнозойский базальтоидный магматизм Японского и Филиппинского окраинных морей: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1986. 26 с.

Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука, 1991. 264 с.

*Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980. 164 с.

*Уткин В.П.* Глобальные сдвиговые системы и горизонтальные перемещения континентов // Вестник ДВО РАН, 1994. № 4. С. 23-37.

*Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов Р.Г.* Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Наука, 1969. 264 с.

*Федчин Ф.А., Серова В.П., Наумова В.В.* Методы анализа титанового расщепления "исмак" вулканогенных пород системы Приморья по петрохимическим данным. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 48 с.

*Федорчук А.В., Филатова Н.И.* Кайнозойский магматизм Северной Кореи и геодинамическая обстановка формирования // Петрология, 1993. Т. 1. № 6. С. 645-656.

*Ханчук А.И.* Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Москва, 1993. 31 с.

*Цветков А.А.* Магматизм и геодинамика Командорско-Алеутской островной дуги. М.: Наука, 1990. 323 с.

*Шапцер А.Е., Шапиро М.Н.* Эволюция вулканических зон Камчатки в связи с тектоническим развитием активной континентальной окраины // Вулканология и сейсмология, 1984. № 2. С. 26-40.

*Шеймович В.С.* Некоторые проблемы геологического изучения ареального вулканизма Камчатки // Тихоокеанская геология. 1982. № 6. С. 78-85.

*Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1974. 243 с.

*Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 253 с.

*Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Позднемезозойский-кайнозойский внутриплитный магматизм Центральной и Восточной Азии // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 8. С. 132-141.

A classification of igneous rocks and glossary of terms. (R.W. Le Maitre, ed.). Blackwell, Oxford, 193 p.

*Allegre C.J., Treuil M., Minster J.F.* et al. Systematic use of trace element in igneous process. Part 1. Fractional crystallization processes in volcanic suits // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 60. No. 1. P. 57-77.

*Alt D., Sears J.M., Hyndman D.W.* Terrestrial maria: the origins of large basalt plateaus, hotspot tracks and spreading ridges // Journal of Geology, 1988. V. 86. No. 6. P. 647-662.

Andean magmatism: chemical and isotopic constraints // Eds. R.S. Harmon and B.A. Barreiro, Nantwich: Shiva Publ., 1984. 250 p.

*Anderson D.L., Tanimoto T., Zhang Y.* Plate tectonics and hotspot: the third dimension // Science. 1992. V. 256. P. 1645-1650.

Andesites orogenic andesites and related rocks // Ed. R.S. Thorpe. New York: John Wiley and Sons, 1982. 724 p.

*Aoki K.* Petrography and petrochemistry of latest Pliocene olivine tholeiites of Taos area, northern New Mexico, U.S.A. // Contrib. Mineral. Petrol. 1967. V. 14. P. 190-203.

*Aramaki S., Ui T.* Regional distribution and character of active andesite volcanism Japan // Andesites: orogenic andesites and related rocks. N.Y.: John Wiley and Sons, 1982. P. 259-292.

*Arculus R.J., Dust D.A., Kushiro I.* The evolution of Fuji and Hakone volcanoes, Honshu, Japan // Natl. Geogr. Res. Explor., 1991. V. 7. P. 276-309.

*Arculus R.J.* Aspects of magma genesis in arcs // Lithos. 1994. V. 33. P. 189-208.

*Ariskin A.A., Nielsen R.L.* Application of computer simulation of magmatic processes to the teaching of petrology // Jour. Geol. Education, 1993. V. 41. No 5. P. 438-441.

*Baker D.R.* Depths and water content of magma chambers in the Aleutian and Mariana island arcs // Geology. 1987. V. 15. P. 436-438.

*Baker P.E.* Evolution and classification of orogenic volcanic rocks // Andesites. 1982. P. 11-23.

*Baranzangi M., Isacks B.L.* Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nasca plate Clow South America // Geology. 1976. V. 4. P. 686-692.

*Baranzangi M., Isacks B.L.* Subduction of the Nasca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes // Geophys. J. R. astr. Soc. 1979. V. 57. P. 537-555.

*Barreiro B.A.* Lead isotopes and Andean magmatism // Andean magmatism: chemical and isotopic constraints (ed. Harmon R.S., Barreiro B.A.), Nantwich: Shiva Publ., 1984. P. 21-31.

*Basu A.R., Junwen W., Wankang H., Guanghong X., Tatsumoto M.* Major element, REE, and Pb, Nd, and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs. Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 105. P. 149-169.

*Best M.G., Brimhall W.H.* Late cenozoic alkalic basaltic magmas in the Western Colorado plateaus and the Basin and Range transition zone // Bull. Geol. Soc. Amer., 1974. V. 85. No 11. P. 1677-1680.

*Bibee L.D., Schor G.G., Lu R.S.* Inter arc spreading in the Mariana Trough // Mar. Geol. 1980. V. 35. P. 153-167

*Brandon A.D., Goles G.G.* A miocene subcontinental plume in the Pacific Northwest: geochemical evidence // *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1988. V. 88. P. 273-283.

*Brophy J.B.* The Cold Bay volcanic center, Aleutian volcanic arc. 1. Implications for origin of high-alumina arc basalt // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 93. No 2. P. 368-380.

*Brophy J.G., Marsh B.D.* On the origin of high-Alumina arc basalt and mechanics of melt extraction // *J. Petrology.* 1986. V. 27. No. 4. P. 763-789.

*Campbell I.H., Griffiths R.W.* The changing nature of mantle hotspots through time: Implications for the chemical evolution of the mantle//*The Journal of Geology.* 1992. V. 92. P. 497-523.

*Carmichael I.S.E.* The redox states of basic and silic magmas; a reflection of their source regions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 22. P. 129-141.

*Chen C.Y., Frey F.A.* Origin of Hawaiian tholeiite and alkaline basalt // *Nature*, 1983, V. 302. P. 785-789.

*Chen C.Y., Frey F.A., Garcia M.O.* Evolution of alkalic lavas at Haleokala volcano, east Maui, Hawaii. Major, trace element and isotopic constraints // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1990. V. 105. P. 197-218.

*Chinzei K.* Opening of the Japan Sea and marine biogeography during the Miocene // *J. Geomagn. Geoelectr.* 1986. V. 38. P. 487-494.

*Crawford A.J., Falloon T.J., Eggins S.* The origin of island arc high-alumina basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1987. V. 97. P. 417-430.

*Cristiansen R.L., Lipman P.W.* Cenozoic volcanism and plate tectonic evolution of the Western United State. II. Late cenozoic // *Phill. Trans. Roy. Soc. London A.* 1972. V. 271. P. 249-284.

*Church S.E., Tilton G.R.* Lead and strontium isotopic studies in the Cascade Mountains: bearing on andesite genesis // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1973. V. 84. P. 491-454.

*Cousens B.L., Allan J.F.* A Pb, Sr, and Nd isotopic study of basaltic rocks from the Sea of Japan, Leg 127/128 // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 805-817.

*Davidson J.P., Dungan M.A., Ferguson K.M., Colucci M.T.* Crustmagma interactions and the evolution of arc magmatism: The San Pedro-Pellado volcanic complex, southern Chilean Andes // *Geology.* 1987. V. 15. P. 443-446.

*Davidson J.P., Ferguson K.M., Colucci M.T., Dungan M.A.* The origin and evolution of magnias from the San Pedro-Pellado volcanic complex Chile: multicomponent source and open system evolution // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 100. P. 429-445.

*De Paolo D. J.* Trace element and isotopic effects of combined wollrock assimilation and fractional crystallization // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 53. P. 189-202.

*De Paolo D.J.* A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic coel-alkaline granite batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86B. P. 10470-10488.

*Deruelle B.* Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of South-Central and meridional Andes // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1982. V. 14. P. 77-124.

*Dickin A.P.* Radiogenic isotope geology. Cambridge, University Press. 1995. 395 p.

*Dickinson W.R.* Plate tectonic evolution of North Pacific rim//*J. Phys Earth* 1978. V. 26. P. 1-19.

*Dickinson W.R.* Petrogenetic significance of gesynelinal andesite volcanism along the Pacific margin of North America // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1962. V. 73. P. 1241-1256.

*Eaton G.P.* The Miocene Great Basin of Western North America as an extending back-arc region // *Tectonophysics.* 1984. V. 102. P. 275-285.

*Engel A.E., Engel C.G., Havens R.G.* Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1965. V. 76. P. 719-734.

- Ewart A.* Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas—some statistics and implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 31. P. 417-432.
- Ewart A.* The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesite to the andesite-basaltic compositional range // *Andesite* (ed. Thrpe R.S.), Norwich, John Willy & R. Sons. 1982. P. 25-98.
- Fan Q., Hooper P.R.* The Cenozoic basaltic rocks of Eastern China. Petrology and chemical composition // *Journal of Petrology*, 1991. V. 32. Part 4. P. 765-810.
- Frey F.A., Gerlach D.C., Hickey R.L., Lopez-Escobar L., Munizaga-Villavicencio F.* Petrogenesis of the laguna del Maule volcanic complex, Chile (36°S) // *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 88. P. 133-149.
- Frey F.A., Wise W.S., Garcia M.O., West H., Kwon S.T., Kennedy A.* Evolution and Mauna Kea volcano, Hawaii: Petrogenic and geochemical constraints on post shield volcanism // *Journ. Geophys. Res.* 1990. V. 95. No. B2/ P. 1271-1300.
- Fujimaki H.* Studies on rare earth elements in volcanic rocks from Japan and their petrological implications // Ph. D. thesis, University of Tokyo, 1977. 162 p.
- Fujinawa A.* Tholeiitic and calc-alkaline magma series at Adatara volcano, northeast Japan: 1. Geochemical constraints on their origin // *Lithos.* 1988. V. 22. P. 135-158.
- Futa K., Stern C.R.* Sr and Nd isotopic and trace element composition of Quaternary volcanic centers of the southern Andes // *Earth. and Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 88. P. 213-262.
- Geology of Japan* (Hashimoto M. ed.), Tokyo, Terrapub. 1991. 249 p.
- Gerlach D.C., Grove T.L.* Petrology of Medicine lake high land volcanics: characterization of endmembers of magma mixing // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1982. V. 80. P. 147-159.
- Gill J.B.* Orogenic andesites and plate tectonic. New York: Springer 1981. 390 p.
- Gill J.P.* Role of underthrust oceanic crust in the genesis of a Fijian calc-alkaline suite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1974. V. 43, No. 1. P. 23-45.
- Gill J.B.* Role of trace element partition coefficients in models of andesite genesis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1978. V. 42. No. 6A. P. 709-725.
- Grapes R.* Mesozoic arc-trench development and Cenozoic orogeny of the North-West Pacific rim with special reference to Hokkaido // *Geology and tectonic of Hokkaido.* Sapporo: Kokoku Print. Co., Ltd, 1986. P. 419-441.
- Grove T.L., Gerlach D.C., Sando T.W.* Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1982. V. 80. P. 160-182.
- Gust D.A., Perfit M.R.* Phase relations of a high-Mg basalt from Aleutian island arc: implications for primary island arc basalt // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. P. 7-18.
- Harmon R.S., Hoefs J.* Oxygen isotopic ratios in Late Cenozoic Andean volcanics // *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints.* Nantwich: Sciva publ., 1984. P. 9-21.
- Harmon R.S., Thorpe R.S., Francis P.W.* Petrogenesis of Andean andesites from combined O-Sr relation ships // *Nature*, 1981. V. 290. No. 5805. P. 396-399.
- Hart S.R.* Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // *Earth. And Planet. Sci. Lett.*, 1988. V. 90. P. 273-296.
- Hart S.R., Gerlach D.C., White W.M.* A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing // *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1986. V. 50. P. 1551-1557.
- Hawkesworth C.J., O'Nions C.J., Panhurst R.K., Hamilton R.J., Evensen P.J.* A geochemical study of island-arc and back-arc tholeiites from the Scotia Sea // *Earth and planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 253-262.
- Hawkesworth C.J., Norry M.J., Roddick J.C., Vellmer R.*  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios from the Azores and their significance in LIL - element enriched mantle // *Nature*, 1979a. V. 280. P. 28-31.

Hawkesworth C.J., Norry M.J., Roddick J.C., Baker P.E., Francis P.W., Thorpe R.S.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , and incompatible element variations in the calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1979b. V. 42. P. 45-57.

Hawkesworth C.J., Gallagher K., Hergt J.M., McDermott F. Mantle and slab contributions in arc magmas // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1993. V. 21. P. 175-204.

Hawkesworth C.J., Gallagher K., Hergt J.M., McDermott F. Destructive plate margin magmatism: geochemistry and melt generation // *Lithos.* 1994. V. 33. P. 169-188.

Hawkins J.W. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 28. P. 283-297.

Hawkins J.W., Bloomer S.H., Ewans C.A. et al. Evolution of intraoceanic arc-trench system // *Tectonophysics*, 1984. V. 102. P. 175-205.

Hickey R.L., Frey F.A. Geochemical characteristics of bininite series volcanics: implications for their source // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1982. V. 46. P. 2099-2115.

Hickey R.L., Frey F.A., Gerlach D.C., Lopez-Escobar L. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes ( $34^{\circ}$ - $41^{\circ}\text{S}$ ): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, Mantle, and continental crust // *J. Geophys. Res.*, 1986. V. 91. P. 5963-5383.

Hickey V.R., Roa H.M., Lopez-Escobar L., Frey F.A. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from Villarrica-Latin volcanic chain ( $39.5^{\circ}\text{S}$ ): an evolution of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. V. 103. P. 361-386.

Hirooka K. Neogene paleoposition of the Japanese islands inferred from paleomagnetic studies // Neogene biotic evolution and related events. Osaka: Mus. Nat. Hist. Spec. Pub. 1988. P. 3-16.

Hofmann A.W., Feigenson M.D. Case studies on the origin of basalt. 1. Theory and reassessment of Grenada basalt // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1983. V. 84. P. 382-389.

Hofmann A.W., White W.M. Mantle plume from ancient oceanic crust // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 57. P. 424-436.

Holloway J.R., Burnham C.W. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure // *J. Petrology.* 1972. V. 13. No. 1. P. 1-31.

Ikeda I., Komatsu M. Early cretaceous volcanic rocks of Rebun islands, north Hokkaido, Japan // *Geology and tectonic of Hokkaido*, Sapporo: Kokoku Print. Co., Ltd, 1986. P. 51-63.

Irvin A.J., Frey F.A. Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlite to rhyolitic composition // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1978. V. 42. No. 6A. P. 774-789.

Iring A.J. A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1978. V. 42. No. 6A. P. 743-771.

Isezaki N. A magnetic anomaly map of the Japan Sea // *J. Geomagn. Geoelectr.* 1986. V. 38. P. 403-410.

Island arcs: Japan and its environs // Eds. A. Sugimura and S. Uyeda. New York: Elsevier Sci. Publ. 1973. 247 p.

Jakes P., White A.J.R. K/Rb ratios of from island arcs // *Geochim. Cosmochim. Acta* 1970. V. 34. P. 849-856.

James D.E. The evolution of the Andes // *Sci. Amer.* 1973. V. 229. No. 2. P. 61-69.

Jagues A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // *Contrib. Miner. Petrol.* 1980. V. 73. P. 287-310.

Jakes P., White A.J.R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1970. V. 83. P. 29-40.

Jolivet L. La structure de la Zone Meta-Ophiolitique (Hokkaido Japan): Un décrochement ductile dextre // *C.R. Acad. Sci. Paris* 1984. V. 288. P. 229-234.

*Jolivet L.* A tectonic for the evolution of the Hokkaido Central Belt: Late Jurassic collision of the Okhotsk with Eurasia // *Geology and tectonic of Hokkaido*. Sapporo: Kokoku Print. Co., Ltd. 1986. P. 355-379.

*Kaneoka I., Takigami Y., Takaoka N., Yamashita S., Tamaki K.*  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis of volcanic rocks recovered from the Japan Sea Floor: constraints on the age of formation of the Japan Sea // *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 819-835.

*Karig D.E.* Structural history of the Mariana Island ARC system // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1971. V. 82. P. 323-344.

*Kay S.M., Coira B., Viramonte J.* Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentina Puna plateau, Central Andes // *J. Geoph. Res.* 1994. V. 99. No. B 12. P. 323-339.

*Kersting A.B., Arculus R.J.* Klyuchevskoy volcano, Kamchatka, Russia: the role of high-flux recharged, Tapped, and fractionated magma chamber(s) in the genesis of high- MgO basalt // *J. Petrol.* 1994. V. 35. P. 1-41.

*Kono M.* Magnetic anomalies in the Sea of Japan: A speculation on the tectonic history // *J. Geomagn. Geoelectr.* 1986. V. 38. P. 411-426.

*Kimura G., Miyashita S., Miyasaka S.* Collision tectonic in Hokkaido and Sakhalin // *Accretion tectonic in the Circum-Pacific Region* (eds. Hahimoto M., Uyeda S.), N\Tokyo, Terrapub. 1983. P. 117-128.

*Kuno H.* Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding arcs // *Bull. Volc.* 1959. Ser. 2. V. 20. P. 37-76.

*Kuno H.* Lateral variation of basalt magma type across continental margins and islands arcs // *Bull. Volc.* 1966. Ser. 2. V. 29. P. 195-222.

*Kurasawa H., Konda T.* Strontium isotopic ratios of the Tertiary volcanic rocks of northeastern Honshu, Japan: implication for the spreading of the Japan Sea // *J. Geol. Soc. Japan* 1986. V. 92. P. 205-217.

*Lallemant S., Jolivet L.* Japan Sea: a pull-apart basin? // *Earth. and Planetary Science Lett.* 1985. V. 76. P. 375-389.

*Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R., Zannettin B.* A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell. 1989. 252 p.

*Le Pichon X., Francheteau J., Bonnin J.* *Plate Tectonics*. Amsterdam, Elsevier. 1976. 311 p.

*Leeman W.P.* The isotopic composition of strontium in Late-Cenozoic basalts from the Basin-Range province // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1970. V. 34. No. 8. P. 857-872.

*Lindsley D.H.* Pyroxene thermometry // *Amer. Mineral.* 1983. V. 68. 5/6. P. 477-493.

*Lipman P.W., Proskia 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. London. A*. 1972. V. 271. P. 217-247

*Loughi J., Pan K.* A reconnaissance study of phase boundaries in low-alkali basaltic liquids // *Journal of Petrology*. 1988. V. 29. Part 1. P. 115-147.

*Lopez-Escobar L.* Petrology and chemistry of volcanic rocks of the Southern Andean magmatism: chemical and...Nantwich. Shiva Publ. 1984. P. 47-71.

*Lopez-Escobar L., Frey F.A., Vergara M.* Andesites and high-alumina basalts the central-south Chile High Andes: geochemical evidence bearing on their petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 63. P. 199-228.

*Lum C.L., Leeman W.P., Foland K.A., Kardel J.A., Fitton J.G.* Isotopic variations in continental basaltic lavas as indicators of mantle heterogeneity: Examples from the Western U.S. Cordillera // *Journ. Geoph. Res.* 1989. V. 84. No. B6. P. 7871-7884.

- Maaloe S., Petersen T.S.* Petrogenesis of oceanic andesites // *Journ. Geophys. Res.* 1981. V. 86. No. B11. P. 10273-10286.
- McBriner A.R.* Volcanic evolution of the Cascade Range // *Earth and Planet. Sci. Rev.* 1978. V. 6. P. 437-456.
- McBriner A.R., White C.M.* The Cascade Province // *Andesites* (ed. Thorpe), Chichester: John Wiley & Sons, 1982. P. 115-137.
- Menzies A.M., Fan W., Zhang M.* Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of > 120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China // *Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.* 1993. No. 7. P. 71-81.
- Miashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Am. J. Sci.* 1974. V. 274. P. 321-355.
- Monaghan M.C., Klein J., Measures C.J.* The origin of <sup>10</sup>Be in island arc volcanic rocks // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 89. P. 288-298.
- Moreno H.* The Upper Cenozoic volcanism in the Andes of Southern Chile // *IAVCEI Proc. Symp. on Andean and Antarctic Volcanology problems / Ed. Gonzales O.F. Santiago, 1976. P. 143-171.*
- Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motions // *Am. Assoc. Petroleum. Geol. Bull.* 1972. V. 56. P. 203-213.
- Myers J.D.* Possible petrogenetic relations between low- and high- MgO Aleutian basalts // *Geological Society of America Bulletin.* 1988. V. 100. P. 1040-1053.
- Nagao K., Ogata A., Miura Y., Yamaguchi K.* Ar isotope analysis for K-Ar dating using two modified-VG5400 mass spectrometers -I: isotope delution method // *Jornal of mass spectrometry society of Japan.* 1996. V. 44. P. 39-61.
- Nakamura E., Campbell I.H., McCulloch M.T.* Chemical Geodynamics in a back-arc region around the Sea of Japan: Implication for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea, and China // *Journal of Geophysical Research.* 1989. V. 94. No. B4. P. 4634-4654.
- Nakamura E., McCulloch M.T., Campbell I.H.* Chemical geodynamics in the back-arc region of Japan based on the trace element and Sr-Nd isotopic compositions // *Tectonophysics.* 1990. V. 174. P. 207-283.
- Nakamura K.* Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientations: principle and proposal // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1977. V. 2. P. 1-16.
- Nakamura K., Uyeda S.* Stress gradient in arc back-arc regions and plate subduction // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. P. 6419-6428.
- Nicholls I.A., Ringwood A.E.* Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of SiO<sub>2</sub> - saturated magmas in the island arc environment // *J. Geology.* 1973. V. 81. P. 285-300.
- Niida K., Kito N.* Cretaceous arc-trench systems in Hokkaido // *Geology and tectonic of Hokkaido.* Sapporo: Kokoku Print. Co., Ltd. 1986. P. 379-403.
- Nishitani T., Tanono S.* Paleomagnetic study for the Oga Peninsula in northeast Japan // *Rep. Akita. Univ., Mining Coll., Res. Inst. Natur. Resour.* 1988. No. 53. P. 69-75.
- Nicholls I.A., Harris K.L.* Experimental rare earth element partition coefficients for garnet clinopyroxene and amphibole coexisting with andesite and basaltic liquids // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1981. V. 44. P. 287-308.
- Nohda S., Tatsumi Y., Otofujii Y., Matsuda T., Ishizaka K.* Asthenospheric injection and back-arc opening: isotopic evidence from Northeast Japan // *Chemical Geology.* 1988. V. 68. P. 317-327.
- Okamura S.* Geochemical variation with time in the Cenozoic volcanic rocks southwest Hokkaido, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 1987. V. 32. P. 161-176.
- Okamura S., Yoshida T., Kagami H.* Petrology of the Oligocene volcanic rocks from the Okushiri island, southwest Hokkaido, Japan - Oligocene frontal volcanism of the Eurasian continental margin // *Min. Petr. Econ. Geol.* 1993. V. 88. P. 83-93.

*Ormerod D.S., Rogers N.W., Hawkesworth C.J.* Melting in the lithospheric mantle: inverse modelling of alkali-olivine basalts from the Big Pine volcanic fields, California // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1991. V. 108. P. 305-317.

*Otofuji Y., Matsuda T., Nohda S.* Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism of the Japan arc // *Nature*. 1985. V. 317. P. 603-604.

*Pearce J.A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Continental basalts and mantle Xenoliths*, Nantwich. Siva Publ. 1983. P. 230-249.

*Pearce J.A., Cann J.R.* Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr, and Y // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1971. V. 12. P. 339-349.

*Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth. Planet. Sci.* 1973. V. 19. P. 290-300.

*Pearce J.A., Norry M.J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 69. P. 33-47.

*Pearce J.A., Parkinson I.J.* Trace element model for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // *Magmatic Processes and Plate Tectonics*. Geol. Soc. Special Public. 1993. No. 76. P. 373-403.

*Pecerillo A., Taylor S.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1976. V. 58. P. 63-91.

*Peng Z.C., Zartman R.E., Futa K., Chen D.G.* Sr- and Nd-isotopic systematic and chemical characteristics of Cenozoic basalts, eastern China // *Geology (Isotope Geoscience Section)*. 1986. V. 59. P. 3-33.

*Perpelov A.B., Antipin V.S.* High potassic volcanism in Kamchatka in terms of geochemistry and geodynamics // *Inter. Geol. Congress. Kyoto, Japan*. 1992. V. II. P. 2410.

*Peterman Z.E., Carmichael I.S.E., Smith A.L.* Strontium isotopes in Quaternary basalts of southeastern California // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970. V. 7. P. 381-384.

*Pichler H., Horman P.K., Brann A.F.* First petrologic data on lavas of the volcano EL Reventador (eastern Ecuador // *Munskr. For. Sch. Geol. Palaont.* 1976. V. 38/39. P. 129-141.

*Poucllet A., Bellon H.* Geochemistry and isotopic composition of volcanic rocks from the Yamato basin: hole 794D, Sea of Japan // *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 779-789.

*Poucllet A., Lee J., Vidal P., Cousens B., Bellon H.* Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constrains on the opening of the back-arc basin // *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margin*. Geol. Soc. Spec. Publ. 1995. No. 81. P. 169-191.

*Prestvik T., Góes G.G.* Comments on petrogeneses and the tectonic setting of Columbia River basalts // *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 1985. V. 72. P. 65-73.

*Ringwood A.E.* Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere: implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis, and crustal evolution // *The Journal of Geology*. 1982. V. 90. No 6. P. 611-643.

*Rollinson H.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Singapore Publishers (Pre) Ltd. 1993. 343 p.

*Sakuyama M., Nesbitt R.W.* Geochemistry of the Quaternary volcanic rocks of the north-east Japan Sea // *Journ. Volcan. Geotherm. Res.* 1984. V. 29. P. 413-450.

*Sato K., Saito K., Bretstein Yu.S.* K-Ar ages of the volcanic rocks in the Sikhote-Aline area // *Japan Earth and Planetari Sciece Joint Meeting*, 1993. P. 308.

*Schole D.W., Christensen M.M., Von Huene R., Marlow M.S.* Peru-Chile trench sediments and sea-floor spreading // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1970. V. 81. P. 1338-1360.

*Seyfried W.E., Mottl M.J., Bischoff J.L.* Sea water/basalt ratio: effects on the chemistry and mineralogy of spilites from the oceanic floor // *Nature*. 1978. V. 275. No. 5677. P. 211-213.

*Shervais I.W.* Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. No. 1. P. 101-118.

- Shuto K., Kagami H.* Regional variations in the Sr isotopic composition in the Cenozoic tholeiitic-calc-alkaline volcanic rocks from the intra- and circum-Pacific regions // *Chikyu-Kagaku*. 1975. V. 29. P. 75-86 (in Japanese).
- Shuto K., Kagami H., Yamamoto K.* Temporal variation of Sr isotopic compositions of the Cretaceous to Tertiary volcanic rocks from Okushiri island, Northeast Japan Sea // *Journ. Min. Pet. Econ. Geol.* 1992. V. 87. P. 165-173.
- Shuto K., Yashima R.* Lateral variation of major and trace elements in the Pliocene volcanic rocks of the Northeast Japan arc // *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.* 1990. V. 85. No. 8. P. 364-389.
- Smith A.L., Carmichael J.S.E.* Quaternary lavas from the Southern Cascades, Western USA // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1968. V. 19. P. 213-238.
- Smith D., Lindsley D.H.* Stable and metastable augite crystallization trends in a single basalt flow // *Contrib. Mineral. And Petrol.* 1981. V. 77. No. 2.
- Takahashi E., Kushiro I.* Melting of a dry peridotite at high pressure and basalt magma genesis // *Amer. Miner.* 1983. V. 68. P. 859-879.
- Tamura S., Shuto K.* Lateral variation of major and trace elements in the late Miocene volcanic rocks from central part of Northeast Japan // *Jour. Min. Pet. Econ. Geol.* 1989. V. 84. No. 12. P. 444-459.
- Tatsumoto M., Nakamura Y.* DUPAL anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd, and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1991. V. 55. P. 3697-3708.
- Tatsumoto M., Basu A.R., Wankang H., Junwen W., Guanghong X.* Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EM I and subcontinental lithosphere // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 113. P. 107-128.
- Tatsumi Y., Ishizaka K.* Origin of high-magnesium andesites in the Setouchi volcanic belt, southwestern Japan. 1. Petrographical and chemical characteristics // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 60. P. 293-304.
- Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nasbitt R.W.* Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and the origin of fluid phase released from a subducted lithosphere and the origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks // *J. Volcanol. Geotherm. Rec.* 1983. V. 29. P. 293-309.
- Tatsumi Y., Kogiso T., Nohda S.* Formation of a third volcanic chain in the Kamchatka: generation of unusual subduction - related magmas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 120. P. 117-127.
- Tatsumi Y., Muraseki M., Arsuati E.M., Nohda S.* Geochemistry of Quaternary lavas from NE Sulawesi: transfer of subduction component into the mantle wedge // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 107. P. 137-149.
- Thorpe B.S.* The tectonic setting of active Andean volcanism // *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints* (ed. Harmon K.S., Barreiro B.A.). Bantwich. Shiva Publ. 1984. P. 4-9.
- Tosha T., Hamano Y.* Paleomagnetism of Tertiary rocks from the Oga Peninsula and the rotation of northeast Japan // *Tectonics.* 1988. V. 7. No. 3. P. 653-662.
- Trope R.S., Francis P.W., Baker M.C.W.* The Andes // *Andesites* (ed. Trope R.S. Norwich: John Wiley & Sons. 1982. P. 187-207.
- Uyeda S.* Subduction zones: an introduction to comparative subductology // *Tectonophysics.* 1982. V. 81. P. 133-159.
- Uyeda S., Mashihiro A.* Plate tectonics and the Japanese Islands: A synthesis // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1974. V. 85. P. 1159-1170.
- Volynets O.* Petrology, geochemistry, and geodynamic setting of Late Cenozoic Kuril-Kamchatka island arc volcanic rocks // *Inter. Geol. Congress. Kyoto, Japan.* 1992. V. II. 591 p.

Walker J.A., Carr M.J., Ptino L.C., Johnson C.M., Fligenson M.D., Ward R.L. Abrupt change in magma generation processes across the Central America are in Southeastern Guatemala: flux - dominated melting near the base of the wedge to decompression melting near the top of the wedge // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 120. P. 378-390.

Wilson M. *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach.* 1991. Harper Collins Academic. 466 p.

Wood D.A. The application of Th-Hf-Ta diagram to problem of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth. And Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11-30.

Wood D.A., Joron J.L., Treuil M., Norry M., Tarney J. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 70. P. 319-339.

Yoshida T., Aoki K. Geochemistry of major and trace elements in the Quaternary volcanic rocks from Northeast Honshu, Japan // *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3.* 1984. V. 16. P. 1-34.

Zhang M., Menzies M.A., Sudday P., Thirlwall M.F. EM 1 signature from within the post - Archaean subcontinental lithospheric mantle: Isotopic evidence from the potassic volcanic rocks in NE China // *Geochemical Journal.* 1991. V. 25. P. 387-398.

Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 433-571.

Zindler A., Jagouts E., Goldstein S. Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective // *Nature.* 1982. V. 298. No. 5. P. 519-523.

Zhou X., Armstrong R.L. Cenozoic volcanic rocks of eastern China - secular and geographic trends in chemistry and strontium isotopic composition // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 58. P. 301-329.

Введение .....	5
<i>Глава 1. Принципы выделения магматических серий</i> .....	8
<i>Глава 2. Геодинамические особенности формирования зон конвергенции субдукционного типа</i> .....	16
<i>Глава 3. Базальтовый вулканизм зрелых островных дуг</i> .....	21
3.1. Япония .....	22
3.2. Камчатка .....	35
3.2.1. Краткая геологическая характеристика .....	35
3.2.2. Геологическая и петрологическая характеристики базальтов Мутновского вулканического поля .....	39
3.2.3. Сопоставление базальтов различных структурных зон Камчатки .....	55
3.3. Проблемы геохимической типизации базальтов зрелых островодужных систем .....	60
<i>Глава 4. Базальтовый вулканизм активных континентальных окраин</i> .....	68
4.1. Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс .....	68
4.1.1. Геотектоническая позиция и история формирования .....	68
4.1.2. Общая геологическая характеристика .....	73
4.1.3. Комплекс высокоглиноземистых базальтов .....	77
4.1.4. Комплекс позднемиоценовых платоэффузивов .....	115
4.1.5. Геодинамические условия формирования базальтов восточного Сихотэ-Алия .....	148
4.2. Андийская окраина Южной Америки .....	153
4.3. Западная окраина Северной Америки .....	165
4.4. Геохимическая корреляция базальтов активных окраин континентов и зрелых островных дуг .....	174
<i>Глава 5. Вопросы петрогенезиса высокоглиноземистых базальтов</i> .....	186
5.1. Обзор существующих представлений .....	186
5.2. Проблемы геохимического разнообразия высокоглиноземистых базальтов .....	190
5.3. Петролого-геохимическая модель базальтового вулканизма активных континентальных окраин и зрелых островных дуг .....	197
Заключение .....	200
Литература .....	203

# Contents

Introduction .....	5
<b>Chapter 1. Principles of igneous rocks classifying</b> .....	8
<b>Chapter 2. Geodynamics of convergent plate boundaries</b> .....	16
<b>Chapter 3. Basaltic volcanism of mature island arc systems</b> .....	21
3.1. Japan .....	22
3.2. Kamchatka .....	35
3.2.1. Geological background .....	35
3.2.2. Geology and petrology of the basalts from Mutnovskiy volcanic field .....	39
3.2.3. Variations in basaltic composition of the Kamchatka volcanic belts .....	55
3.3. Problems of basaltic rocks of mature island arcs geochemical systematic .....	60
<b>Chapter 4. Basaltic volcanism of active continental margins</b> .....	68
4.1. East Sikhote-Alin volcanic belt .....	68
4.1.1. Geotectonics and history of formation .....	68
4.1.2. Geological background .....	73
4.1.3. High alumina basalt formations .....	77
4.1.4. Late Miocene plateau basalt formation .....	115
4.1.5. Geodynamics of the East Sikhote-Alin basaltic rocks formation .....	148
4.2. Andes .....	153
4.3. Western of the USA .....	165
4.4. Geochemical correlation of the basaltic rocks of active continental margins and mature island arcs .....	174
<b>Chapter 5. The problems of high-alumina basalts petrogenesis</b> .....	186
5.1. Previous work .....	186
5.2. Variation of the high-alumina basalt geochemical characteristics .....	190
5.3. Model of high-alumina basalts formation of active continental margins and mature island arcs .....	197
Conclusions .....	200
References .....	203