

Авт.  
В 701

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМ. М. В. ЛОМОНОСОВА  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ  
кафедра петрографии

На правах рукописи

ВОЛЫНЕЦ ОЛЕГ НАЗАРОВИЧ

УДК 552.313; 550.42

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ  
ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИИ  
СОВРЕМЕННОЙ ОСТРОВДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

Специальности: 04.00.08 - петрография, вулканология

Диссертация в форме научного доклада,  
представленная на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук

МОСКВА  
1983



Актуальность проблемы. С появлением теории тектоники литосферных плит в области наук о Земле возникла необходимость более углубленного изучения вещественного состава магматических горных пород различных современных геодинамических обстановок не только с целью выяснения различий в генезисе магм в этих глобальных структурах, но и с целью поисков геохимических критериев различия вулканитов этих структур и приложения полученных результатов при изучении древних вулканических толщ для палеогеодинамических реконструкций. Таким образом, геохимические исследования стали в последние два десятилетия мощным инструментом тектонических построений.

Особое внимание исследователей привлекли при этом островодужные системы, расположенные на стыке континентов и океанов и являющиеся одной из главнейших современных геодинамических обстановок Земли. Магматическая активность этих районов, связанная с субдукцией литосферных плит, служит ключом к пониманию закономерностей геологической и тектонической эволюции нашей планеты, процессов формирования континентальной коры и характеристики современной геохимической системы кора-мантия.

Курило-Камчатский регион, а также западный сегмент Алеутской дуги - единственные на территории России современные островодужные системы, т.е. уникальные для нашей страны районы, где могут быть получены прямые петрографические и геохимические данные по вулканитам этой глобальной геодинамической обстановки. Поэтому так важны для отечественной геологии проводимые здесь исследования по геохимической типизации вулканических пород и тектонической интерпретации полученных данных.

С другой стороны, отсутствие в современных и четвертичных вулканитах Камчатки и Курил сколь-либо серьезных вторичных изменений, наряду с реальной возможностью реконструкции последовательности вулканических событий, а для собственно голоценовых вулканов и возможностью учета фактора времени, делает современную Курило-Камчатскую островодужную систему одним из самых удобных объектов для решения "вечных" вопросов петрологии: выяснения причин разнообразия магматических горных пород, генезиса магм и эволюции магматических расплавов.

Цель и задачи исследования. Основной целью работы является геохимическая типизация вулканитов современной Курило-Камчатской островодужной системы для получения факторных характеристик вещественного состава островодужных вулканитов, выяснения

общей картины и причин латеральной геохимической и минералогической зональности, анализа причин многообразия вулканических пород, а также состава и условий проявления внутриплитных магм в островодужной системе.

Соответственно, задачи исследования: 1) Типизация вулкани- тов и выделение геохимических серий вулканических пород, вклю- чая серии островодужной и внутриплитной групп. 2) Сравнитель- ный анализ условий кристаллизации магматических расплавов раз- ных серий. 3) Изучение закономерностей изменения минерального валового химического состава, а также распределения редких элементов и их изотопов в вулканических сериях, меняющихся по составу от базальтов до риолитов, с целью выяснения связей ос- новных и кислых пород и генезиса кислых магм. 4) Изучение вари- аций минерального состава и содержаний главных и редких эле- ментов в вулк. лав. вкрест и вдоль простирания структур остро- водужной системы для выяснения влияния типа земной коры, глу- бины до сейсмофокальной зоны и других факторов на характер вулканизма и состав вулканических пород. 5) Сравнительный ана- лиз вещественного состава островодужных и внутриплитных вулка- нитов в островодужной системе для выявления различий в услови- ях формирования и источниках магм.

Научная новизна. Результаты. Предлагаемая работа является первой полной сводкой по минеральному составу, геохимии и изо- топии вулканических пород современной Курило-Камчатской остро- водужной системы. На этой основе: 1) Впервые проведена геохи- мическая типизация всего разнообразия вулканических пород это- го региона и также впервые установлено, что для Камчатского сегмента системы наряду с собственно островодужными проявлены и внутриплитные сообщества вулкани- тов. 2) Показано, что в пре- делах конкретных вулканов, а также в каждой из выделенных се- рий средние и кислые породы, как правило, наследуют минерало- гические и геохимические особенности более основных лав и не отличаются от них по изотопному составу  $\delta^{18}O$ , что может указы- вать на генетическую связь средних и кислых расплавов с ос- новными. 3) Впервые показано наличие поперечной зональности островодужных вулкани- тов Курило-Камчатской системы по особен- ностям состава и  $\delta^{18}O$  условиям кристаллизации породобразующих минералов, распределению типов глубинных включений, а также большому числу редких элементов (включая  $REE$ ,  $Nb$ ,  $Zr$ ) и изо- топному составу  $\delta^{18}O$ . Для Курильского сегмента дуги совместно с

коллектами по рейсам НИС "Вулканолог" составлены карты-схемы зональности по главным и редким элементам. Впервые установлено также наличие в пределах Курило-Камчатской системы продольной зональности по изотопному составу Sr, Be, H. Показано, что латеральная зональность вещественного состава для внутриплитных вулканитов не наблюдается. 4) Впервые, совместно с Ф.Тера, Дж. Моррис, А.А.Цветковым, с помощью данных по изотопии  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  доказана реальность процесса субдукции для Курило-Камчатской островодужной системы и оценена роль пелагических осадков, участвующих в генезисе островодужных магм (3-4% для Курильской части дуги и менее 1,5% для Камчатской). Основные из установленных новых результатов легли в основу защищаемых положений.

Защищаемые положения. I. Многообразие вулканических пород в островодужной системе обусловлено, в первую очередь, принадлежностью их к различным геохимическим сериям, особенности вещественного состава которых определяются физико-химическими условиями генезиса первичных магм, а внутри серий - процессами дифференциации исходных расплавов и смешения их производных. В пределах современной Курило-Камчатской островодужной системы выделены следующие серии вулканических пород: (1) низкокальциевая, (2) умереннокальциевая с глиноземистой и магниезильной ветвями, (3) высококальциевая, (4) шоннит-латитовая, (5) калиевых базальтоидов лампроитового ряда, (6) к-на-щелочнобазальтовая, (7) к-на-щелочнооливинбазальтовая, (8) щелочнооливинбазальт-трахит-командитовая. Самостоятельное значение в островных дугах имеют также серии магниезильных андезитов (изученные нами на Камчатке и Западных Алеутах) и бонинитов. Тренды с накоплением Fe (толеитовый) и без накопления его (известково-щелочной) и, соответственно, толеитовые и известково-щелочные ряды пород могут проявляться в каждой по щелочности серии (за исключением бонинитов и магниезильных андезитов, которые по своей природе известково-щелочные), будучи обусловлены режимом летучести кислорода. Средние и кислые породы внутри каждой серии генетически связаны с основными, и роль древнего сиалического фундамента в генезисе кислых магм ничтожна.

2. На основе индикаторной роли элементов группы Ti ( $\text{Ti}$ ,  $\text{Ti}^*$ ,  $\text{Ti}^{\dagger}$ ) и особенностей распределения гигромагматофильных редких элементов среди изученных серий вулканических пород наряду с собственно островодужными (1-4 в п.1) выделены также внутриплитные серии (5-8 в п.1), причем последние проявлены только в

Камчатском сегменте островодужной системы. Излияния внутриплитных лав приурочены к этапам крупнейших структурных перестроек и либо предваряют проявление островодужных лав и развитие активных субдукционных процессов (Восточная Камчатка), либо развиваются параллельно с островодужным вулканизмом, продолжающимся после прекращения процессов активной субдукции (Средний хребет), либо не обнаруживают связи с островодужным вулканизмом (Западная Камчатка). Сравнение с лавами континентальных рифтов и океанических островов показывает наличие во внутриплитных вулканитах Камчатки в разной мере выраженных "островодужных" признаков (например, дефицит  $\text{Nb}$  и  $\text{Ta}$  по отношению к  $\text{La}$  и  $\text{K}$ ), что связано с участием в генезисе внутриплитных магм островодужной системы наряду с веществом мантийных плюмов метасоматически измененного материала мантийного клина.

3. Для островодужных вулканитов в пределах Курило-Камчатской системы установлено проявление поперечной минералогической, геохимической и  $\delta^{18}\text{O}$ -изотопной зональности, связанной с различиями в составах исходных расплавов и  $\text{P-T-P}_{\text{H}_2\text{O}}\text{-P}_{\text{O}_2}$ -условиями кристаллизации их. Наличие продольной зональности по изотопному составу  $\delta^{18}\text{O}$  обусловлено, по-видимому, процессами контаминации магм веществом кристаллического фундамента на флангах островодужной системы. Отсутствие поперечной зональности для внутриплитных вулканитов Камчатки показывает, что генерация исходных для них магм не связана с процессами субдукции.

4. Предлагается модель магмаобразования в островодужной системе, согласно которой формирование исходных расплавов собственно островодужных серий происходит в обстановке общего скатина, характерного для глубинных зон литосферы таких субдукционных структур, в пределах мантийного клина под влиянием флюидов (реже частичных выделок) из субдуцируемой плиты, метасоматически измененных веществ мантийного клина и участвующих в магмагенезе. Наблюдающаяся поперечная геохимическая и изотопная зональность связана с изменением состава флюидов по мере погружения плиты и длительностью взаимодействия их с веществом мантийного клина, а также, возможно, и с участием частичных выделок из субдуцируемой плиты в метасоматическом изменении вещества мантийного клина под тыловой вулканической зоной. Свое особое положение занимает Западно-Алеутские магнотизмальные выделки, формирующиеся в зоне сочетания косой субдукции и расходящегося срединного и отходящие самостоятельным первичным выделкам.

Исходные расплавы внутриплитных серий формируются в глубинных зонах растяжения, возникающих в островодужной системе в моменты крупных структурных перестроек, при взаимодействии веществ обогащенных мантийных плюмов, поднимающихся в этих зонах с больших глубин, с деплетированным веществом мантийного клина.

Практическая значимость работы. Исследования автора по геохимической типизации вулканитов способствовали расширению перспектив рудоносности Курило-Камчатского региона (в частности, в отношении редкометалльного оруденения - субвулканические тела кислых пород базальт-комендитовой серии, а также некимберлитовых источников алмазов - калмевые базальтоиды лампроитового ряда) и пониманию металлогенической специализации различных магм. Результаты работ широко использовались сотрудниками ПГО "Камчатгеология" и вошли в производственные отчеты и объяснительные записки к листам государственной геологической съемки.

Фактический материал, методы и методики исследования. Работа основана на опыте 25-летних личных исследований петрографии, минералогии и геохимии четвертичных, в меньшей мере плиоценовых и позднемиоценовых вулканитов Курило-Камчатской и Алеутской островодужных систем. За это время автор провел 18 полевых сезонов на Камчатке и Курилах, участвовал в 4 рейсах НИС "Вулканоход" в акватории Курильских и 2 рейсах Алеутских островов, а кроме того для получения сравнительного материала посетил Забайкалье, Армению и юго-восточный Памир. Исследования на Камчатке проведены более, чем на 40 объектах, включающих действующие и потухшие вулканы, ареальные зоны и дочетвертичные вулканические комплексы. Исследования на Курилах велись на 18 наземных и более чем 50 подводных вулканах вдоль всей Курильской дуги. Участвовал автор и в работе на современных извержениях. На Алеутах работы проводились в тыловой зоне дуги на подводных вулканах как западного, так и восточного секторов.

На каждом объекте изучалось геологическое положение вулканитов, проводились поиски включений в них, исследовались петрография, минералогия, химический и редкоэлементный состав лав и включений. На основе полученных данных рассчитывались  $\sigma$ - $t$ -условия кристаллизации и выполнялись расчеты по моделям фракционирования и смешения расплавов.

В работе использовано более 2 000 новых силикатных анализов пород по Камчатке, около 1000 - по Курилам, около 150 - по Алеутам, около 10 000 определений состава минералов для почти

300 образцов, более 100 рентгеновских определений структурного состояния полевых шпатов, большое число анализов редких элементов (в том числе >2500 определений Rb, Li, Be, F, Ba, Sr, Nb, Cs, Cr, V, Cu, Zn, около 400 определений Nb, Ta, Zr, Hf, Y, REE, U, Th, Sc), около 100 определений изотопного состава Sr,  $^{23-10}\text{Be}$ ,  $^{51}$  - водорода (в слюдах и амфиболах), около 20 - кислорода. Анализы по Камчатке выполнены в основном по образцам из коллекции автора, а также из совместных коллекций с Э.И. Пополитовым, Г.Н. Ансоиным, А.Б. Перепеловым, В.С. Антипиным, Ю.М. Пузанковым, М.Г. Патокой, В.А. Ермаковым; анализы по Курилам и Алеутам - из совместных с другими участниками рейсов коллекций. Кроме того, при минералогических исследованиях по Камчатке использовались коллекции В.В. Пономаревой и И.В. Малекосцева.

Все микросондовые определения состава минеральных фаз выполнены на микроанализаторе "Самбах" в Институте вулканологии ДВО РАН. Структурное состояние полевых шпатов изучалось с помощью дифрактометров УРС-50М и ДРОН-1 в ДИИ ДВО РАН (В.Л. Ивановой) и в ЛГУ (О.Г. Сметанниковой) и электронной микроскопии в ГЕОХИ РАН (Н.Р. Хисиной). Часть силикатных анализов получена в Институте вулканологии, другая - в ГЕОХИ и ИГиГ СО РАН. Концентрации редких элементов определялись в ГЕОХИ СО РАН<sup>(1)</sup>, ИГиГ СО РАН<sup>(2)</sup>, ИГЕМ РАН<sup>(3)</sup>, а также лабораториях Корнелльского университета, США (Дж. М. Ягодзински)<sup>(4)</sup> и Копенгагенского университета, Дания (Дж. Вейли)<sup>(5)</sup>. Использовались следующие методики: нейтронная активация<sup>(2,4,5)</sup>, рентгеновская флуоресценция<sup>(2,3,5)</sup>, атомная абсорбция<sup>(1,2)</sup>, пламенная фотометрия<sup>(1,2)</sup>, различные модификации спектрального анализа, в том числе, с предварительным химическим обогащением<sup>(1)</sup>, гамма-спектрометрия<sup>(2)</sup>. Изотопный состав исследовался на масс-спектрометре MAT-206 в ГИИ РАН В.И. Виноградовым, В.С. Григорьевым и М.В. Хотиным; изотопный состав водорода и кислорода там же на масс-спектрометре MM-1201 Б.Г. Покровским. Сведения о изотопном составе  $^{87}\text{Sr}$  по алеутской коллекции получены в Корнелльском университете на ионизационном масс-спектрометре так Дж. М. Ягодзински. Содержания  $^{10}\text{Be}$  определены Ф. Тера и Дж. Моррис в Институте Карнеги, США по коллекции, подготовленной А.А. Целковым и автором.

Публикации и апробация работ. По теме опубликовано 2 монографии в соавторстве, 8 коллективных монографий, более 120 статей и более 50 тезисов.

Основные положения работы, начиная с 1969 года, докладыва-

лись более чем на 36 различных региональных, всесоюзных и международных совещаниях и симпозиумах. В том числе: на III, IV, V, VI Всесоюзных вулканологических совещаниях (1969, 1974, 1980, 1985), на V, VI, VII Всесоюзных петрографических совещаниях (1976, 1981, 1986), на V, IX, X, XII Всесоюзных симпозиумах по геохимии магматических пород (1979, 1983, 1984, 1986), на IX, XII Всесоюзных симпозиумах по стабильным изотопам (1982, 1986), на Всесоюзных конференциях по проблеме палеовулканизма Дальнего Востока (1970, 1973, 1976), на Всесоюзном симпозиуме по мантийным ксенолитам (1980), на Всесоюзном симпозиуме по геохимической типизации магматических пород и критериям их рудоносности (1987), на Всесоюзном симпозиуме по структурам магматических расплавов (1979), на Международном симпозиуме по корням вулканов (Оксфорд, 1969), на XV, XVI конгрессах Международного геолого-геофизического союза (Москва, 1971; Гренобль, 1976), на II и III советско-японских симпозиумах по геодинамике зон перехода океан-континент (Токио, 1974; Южно-Сахалинск, 1976), на XI съезде Международной минералогической ассоциации (Новосибирск, 1978), на XIV Тихоокеанском научном конгрессе (Хабаровск, 1979), на Международном симпозиуме "Строение и динамика переходных зон" (Сочи, 1983), на XIV конгрессе Карпато-Балканской геологической ассоциации (София, 1989), на Международном вулканологическом конгрессе (Майнц, 1990), на XXVII, XXVIII Международных геологических конгрессах (Москва, 1984; Киото, 1992), на конференциях Американского геологического общества (Даллас, 1990; Сан-Диего, 1991) и Американского геофизического союза (Сан-Франциско, 1990).

Работа начата в лаборатории взаимосвязи поверхностного и глубинного магматизма Института вулканологии ДВО РАН и закончена в лаборатории петрологии и геохимии Института вулканической геологии и геохимии ДВО РАН. Исследования велись в тесном контакте с коллегами из этих и других академических институтов и Мингео России. Это, в первую очередь, Э.И. Пополитов, вместе с которым было начато систематическое изучение геохимии вулканитов Камчатки и Курил, а также Г.Н. Аношин, Г.П. Авдейко, В.С. Антипиш, А.В. Колосков, Г.В. Флеров, Ю.М. Пузанков, М.У. Петока, А.Б. Перепелов, А.Ю. Антонов, В.А. Ермаков, К.И. Рудич. В творческом общении с ними, а также с А.А. Цветковым, М.Ю. Хотиним, С.А. Шекой, Б.И. Винogradовым, Л.Л. Петровым, Б.В. Пономаревой, И.В. Мелекесцевым, О.А. Брайцовой, А.Е. Шаншаром, И.Н. Бушляковым, Л.Н. Когарко, В.А. Абрамовым, Н.Н. Шалиным, В.С. Григорьевым, В.С. Успенским, Дж.М. Ягодзински, Ю.А.



Тараном, В. А. Селиверстовым, В. Д. Памлурой, Э. Ю. Балуевым, О. Г. Сметанниковой, Г. П. Пономаревым, В. В. Ананьевым, А. И. Щорупой, А. П. Хреневым, Л. Л. Леоновой, Н. И. Селиверстовым, Т. Г. Чуриковой были осмыслены результаты геолого-геохимических исследований и подготовлены публикации. В разное время автор плодотворно обсуждал многие аспекты работы с М. А. Фаворской, Л. В. Таусоном, Т. И. Фроловой, А. М. Борсуком, Д. И. Фрих-Харом, И. Т. Расс, М. И. Кузьминым, А. И. Альмухамедовым, В. А. Марковским, Дж. Бейли, Р. У. Кэем. Автор глубоко признателен всем перечисленным коллегам за поддержку, помощь и полезные дискуссии, способствовавшие становлению его взглядов на проблемы происхождения и эволюции магм в островодужных системах.

#### *ПРИНЦИПЫ СИСТЕМАТИКИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СЕРИИ.*

Геохимическая типизация вулканических пород островодужной системы является одной из главных задач предлагаемой работы, поэтому вопросы классификации вулканитов представляются здесь столь важными. В основе классификации, принятой автором, лежит представление о геохимических сериях, в целом соответствующее определению, предложенному О. А. Богатиковым с коллегами. Под сериями понимается естественные ассоциации магматических горных пород, обладающие общими геохимическими признаками и занимающие "... на классификационных петрохимических (геохимических) диаграммах вполне определенное положение, характеризующее тот или иной тип геодинамической обстановки" (Эволюция..., 1987, с. 15).

Хотя в понятие геохимической серии не заложено напрямую генетических представлений, анализ вещественного состава пород разных серий, проявленных в пределах конкретных вулканических построек, показывает, что они генетически связаны, являясь продуктами эволюции единых родоначальных магм. Таким образом, выделение геохимических серий имеет не только формальное значение, но является также инструментом для выяснения состава первичных магм и физико-химических условий их генезиса, а также важнейшим орудием для выделения сообществ вулканитов, присущих тем или иным геодинамическим обстановкам. Последнее обычно осуществляется на основе использования данных по концентрациям слабоподвижных в водном флюиде высокозарядных литофильных редких элементов ( $\text{Nb}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Hf}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Ti}$ , их отношений ( $\text{Nb}/\text{Zr}$ ,  $\text{Ti}/\text{Zr}$ ,  $\text{Zr}/\text{Y}$ ,  $\text{Nb}/\text{Ta}$ ) или чаще отношений легко- и слабоподвижных щелочных элементов ( $\text{La}/\text{Ta}$ ,  $\text{La}/\text{Nb}$ ,  $\text{K}/\text{Nb}$ ,  $\text{Ba}/\text{Nb}$ ,  $\text{Ba}/\text{La}$  и др.), а также отношений легкоподвижных щелочноземельных, щелочных элементов или

элементов группы тория к легким REE или друг к другу (Ba/La, Rb/La, Th/La, K/Sr и др.) или с помощью различного рода двойных (Th/Yb-Ta/Yb, Rb-(Ta+Yb), Ti/Y-Zr/Y, Ti/Cr-Ni) или тройных (Ti-Zr-Y, Hf-Th-Ta и др.) диаграмм (Pearce, Cann, 1973; Pearce, Norry, 1979; Pearce, 1983; Pearce et al., 1984; Wood, 1980; Kay, 1977, 1980; Gill, 1981, 1984; Morris, Hart, 1983; Nakamura et al., 1990; Волынец и др., 1984 и многие другие). Использование этих данных позволяет, в первую очередь, выделить вулканы, принадлежащие наиболее крупным геодинамическим обстановкам Земли: островным дугам и активным континентальным окраинам, срединно-океаническим хребтам, синколлизионным и интратилитным обстановкам.

Внутри сообществ серий, принадлежащих одной геодинамической обстановке, разделение идет по общему содержанию щелочей (Классификация... 1981) на ряды пород нормальной и повышенной щелочности. Среди последних по наличию или отсутствию модалных фельдшпатоидов, щелочных темноцветных минералов, ряду петрохимических признаков (например, коэффициенту аргитности) выделяются субщелочные и щелочные серии. Дальнейшее разделение неостроводужных серий осуществляется по величине  $Na_2O/K_2O$  отношения (Эволюция... 1987) на натровые, кали-натровые и калиевые.

При классификации семейства вулканитов островных дуг и активных континентальных окраин учитывалось два независимых, в понимании автора, признака: содержание  $K_2O$  и величина  $FeO^*/MgO$  отношения. Содержание  $K_2O$  в первичных расплавах зависит от состава и степени частичного плавления субстрата, состава флюидной фазы, участвующей в метасоматической переработке его и магматогенезе. Величина  $FeO^*/MgO$  в первичных выплавках, а также при дальнейшей их эволюции во многом определяется летучестью кислорода.

Использование концентраций  $K_2O$ , а не величины  $K_2O/Na_2O$  отношения традиционно принято при типизации островодужных вулканитов в зарубежной литературе (Jakes, White, 1972; Pacesillo, Taylor, 1974; Ewart, 1979; Gill, 1981; Basaltic volcanism..., 1981) и достаточно давно предложено автором совместно с Э.И. Пополитовым, Л.Л. Леоновой и др. в качестве классификационного признака при типизации четвертичных вулканитов Камчатки (Пополитов и др., 1974; Леонова и др., 1974; Волынец и др., 1976, 1987; Popolitov, Volynets, 1981). Такой подход кажется оправданным, поскольку концентрация  $K_2O$  изменяется в одном направлении по содержанию  $SiO_2$  вулканитах островных дуг и активных континентальных окраин в значительно больших пределах, чем концентрация  $Na_2O$ , а также тем,

что уровень содержания большинства литофильных редких элементов в лавах обнаруживает прямую зависимость от концентрации  $K_2O$ . Вариации  $FeO^*/MgO$  отношения в вулканитах определяют концентрации в них Cr, Ni, Sc.

По содержанию  $K_2O$  выделяются породы низко-, умеренно-, высококальцевой и шоннит-латитовой серий. Породы каждой по  $K$ -щелочности серии, вслед за Gill (1981), подразделяются с помощью критерия Miyashiro (1974) на толеитовые (с высоким  $FeO^*/MgO$ ) и известково-щелочные (с низким  $FeO^*/MgO$ ). Самостоятельное значение имеют серии магнезиальных андезитов и бонинитов, отличающиеся крайне резко выраженными известково-щелочными свойствами. Однако в целом серии вулканитов по  $K$ -щелочности рассматриваются нами как более крупные таксономические единицы, чем толеитовые и известково-щелочные.

#### ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

##### КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

Курило-Камчатская островодужная система - одна из крупнейших среди подобных структур в западном обрамлении Тихого океана. Она протягивается более чем на 2000 км от о. Хоккайдо на юго-западе до Камчатского перешейка на северо-востоке. Время заложения системы приходится на поздний олигоцен-ранний миоцен, однако, в современном виде она сформировалась только в конце миоцена-начале плиоцена после заложения северного отрезка Курило-Камчатского глубоководного желоба от широты Авацкого залива до полуострова Камчатский мыс (Камчатка, Курильские..., 1974).

В соответствии с различающимся характером эволюции отдельных сегментов строение островодужной системы по простиранию неоднородно. Если в пределах Курильского сегмента системы выделяется единый вулканический пояс с отчетливо выраженными фронтальной и тыловой зонами, разделенными промежуточной зоной ослабления вулканической активности, то на территории Камчатского сегмента локализованы несколько вулканических поясов и зон: Южно-Камчатский, Восточно-Камчатский, Центральной Камчатской депрессии, Среднего хребта и Западной Камчатки. Южно-Камчатский пояс отделен от Восточно-Камчатского Малко-Петропавловской зоной поперечных разломных дислокаций. Эти пояса, а также зона Центральной Камчатской депрессии иногда объединяются в единую структуру - Восточный вулканический пояс, по отношению к которому вулканический пояс Среднего хребта занимает тыловое положение (Геология СССР, 1964). Многие исследователи полагают, что

Южно-Камчатский вулканический пояс представляет собой северное окончание Курильского сегмента системы, так же как дою северо-восточного Хоккайдо- его южное окончание (Шанцер, Шапиро, 1984).

В тылу Курильского сегмента дуги располагается Курильская глубоководная котловина, широкая в южной части и сильно сужающаяся в северной. По мнению ряда исследователей (Ермаков, 1987), структуры Курильской котловины продолжаются на север на территорию Камчатки в пределы Голыгинского прогиба и Центральной Камчатской депрессии до пролива Литке включительно. Эти структуры рассматриваются В.А. Ермаковым с соавторами (1974, 1987) в качестве окраинно-континентального рифта и, соответственно, базальтового вулканизма, проявленный в их пределах (как и в Курильской котловине), трактуется ими как рифтогенный.

Мiocен-четвертичные вулканические пояса Курил, Южной Камчатки и Среднего хребта наследуют положение олигоцен-миоценовых поясов, тогда как вулканические пояса Восточной Камчатки и Центральной Камчатской депрессии наложены на невулканические структуры и начали развиваться только с позднего миоцена-раннего плиоцена после заложения северной ветви глубоководного желоба (Камчатка, Курильские, 1974; Шанцер, Шапиро, 1984). При этом уже в позднем миоцене (раннем плиоцене?) вулканизм в пределах Среднего хребта потерял связь с субдукционными процессами, поскольку в это время отмерла соответствующая этому вулканическому поясу зона субдукции (Леглер, 1977). Вулканический пояс Западной Камчатки, по-видимому, с самого начала развивался как неостроводушный. Для остальных вулканических поясов связь вулканизма с процессами субдукции не вызывает сомнения, однако, как показали недавние исследования (Вольнец и др., 1990), формированию миоцен-четвертичного островодушного вулканического пояса Восточной Камчатки предшествовал в позднем миоцене излияния щелочных базальтов внутриплитного типа.

Основные геодинамические параметры Курило-Камчатской островодушной системы заметно меняются по ее простиранию (Авдейко и др., 1989). Так, от Южных Курил к Камчатке возрастает величина угла схождения литосферных плит (от  $45-50^\circ$  до  $85-90^\circ$ ), увеличивается угол наклона субдуцируемой плиты (от  $36-40^\circ$  до  $45-50^\circ$ ), но уменьшается скорость схождения плит (от 10 см/год до 8,5 см/год). Расстояние от глубоководного желоба до вулканического фронта, измеренное по направлению движения Тихоокеанской плиты, изменяется от 240-250 км для Южных Курил до 180-210 км для Северных

Курил и Южной Камчатки. Мощность земной коры, согласно новым геофизическим данным (Геолого-геофизический атлас..., 1987; Злобин, 1987; Балеста, 1985), на всем протяжении Курило-Камчатской системы соответствует континентальной, что не подтверждает более ранние сведения для Курил (Космицкая, 1964). Однако, в целом минимальные мощности коры, как и ранее, отмечены на Средних Курилах (27-30 км) и возрастают как при движении на юг в сторону Южных Курил и северо-восточного Хоккайдо (до 32-44 км), так и при движении на север к Камчатке (до 36-46 км). При этом, однако, мощность "гранитного" геофизического слоя невелика (5-10 км) и слабо меняется по простиранию островодужной системы. Лишь под вулканическими поясами Центральной Камчатской депрессии и Среднего хребта мощность этого слоя соответствует континентальной - 15-20 км (Балеста, 1981; Злобин, 1987 и др.).

Состав позднекайнозойских вулканических пород Курило-Камчатской островодужной системы изменяется от базальтов до риолитов, однако, доли пород разного состава в Курильском и Камчатском сегментах системы различны (Петрохимия..., 1966; Мархинин, 1967; Эрлих, 1973; Волынец и др., 1987; Подводный вулканизм..., 1993). На Курилах, в целом, преобладают породы среднего состава - андезитобазальты, андезиты (60-70%) при подчиненной доле базальтов (17-20%) и кислых пород (12-16%), тогда как на Камчатке, по данным И.В. Мелекесцева (Волынец и др., 1987), наиболее распространены базальты и основные андезитобазальты (~50%) при более высокой доле кислых пород по сравнению с Курилами (~30%). Однако, по другим оценкам (Огородов и др., 1972; Кожемяка, 1980; Ермаков, 1987), доля кислых вулкаников и на Камчатке не превышает 15-18%.

Вспышки основного и кислого вулканизма дискретны во времени, причем эпизодам проявления кислых лав всегда предшествуют эпизоды интенсивного базальтового вулканизма. В четвертичное время на Камчатке наблюдались две вспышки массовых базальтовых излияний: первая 0,60-0,85 млн. лет назад, вторая - незавершенная, начавшаяся 40-50 тыс. лет назад (Мелекесцев, 1980). В эти периоды формировались лавовые равнины, сложенные продуктами ареального вулканизма, а также крупные щитовые и щитообразные вулканы (во время первого эпизода) и стратовулканы (во время второго). Согласно распространенному мнению (Мелекесцев, 1980), проявления ареального базальтового вулканизма на Курилах отсутствуют. Однако, это мнение оспаривается рядом авторов (Сиворожкин, Русинова, 1987), указавших на наличие плиоценовых лавовых плато на остро-

ве Кунашир. Во время интенсификации базальтового вулканизма андезиты играют подчиненную роль, тогда как при ослаблении последнего их значение возрастает. Породы андезитового состава и на Камчатке и на Курилах обычно слагают стратовулканы и экструзии, однако, на Камчатке они иногда развиваются и в арееальных зонах (Жупановская голоценовая зона), а на Курилах слагают лавовые покровы, сформировавшиеся при излиянии мощных и вязких потоков. Подавляющая часть кислого материала (до 90%) представлена проркастиковой (в том числе и игнимбритами), образовавшейся, в основном, при катастрофических извержениях, с объемом материала для каждого в десятки- до сотен км<sup>3</sup>, приуроченных к четким параксизмам длительностью от 500-1000 лет до 10-20 тыс. лет, синхронным в масштабах всего Тихоокеанского кольца (Мелекесцев, 1980).

В целом, по данным И.В. Мелекесцева (Волынец и др., 1987), интенсивность выноса ювенильного магматического материала на Камчатке в среднем для антропогенного времени составляет 0,03 км<sup>3</sup> в год, что близко по порядку величин к цифре, приводимой для наиболее активных вулканических регионов Земли (Crisp, 1984).

Все разнообразие вулканических пород Курило Камчатской островодужной системы нельзя свести к единой андезитовой формации, как это было принято считать недавно (Мархини, 1967). Здесь, как и на других островных дугах, присутствует несколько генетически независимых геохимических серий пород, отличающихся друг от друга по уровню концентрации главных и редких элементов, а также составу и трендам эволюции породообразующих минералов. Более того, для Камчатского сегмента системы андезиты вообще не являются преобладающим типом пород.

В ряду от простых внутриокеанических дуг, типа Тонга-Кермадек, через двойные дуги, типа Курил, к сложным островодужным структурам, типа Камчатки, происходит усложнение спектра поступающих на поверхность магматических расплавов. В простых дугах преобладают породы толентово-низкокальциевой серии. В двойных дугах (Курилы) наряду с низкокальциевыми широко распространены породы умереннокальциевой (они здесь преобладают), а также высококальциевой серии, причем известково-щелочные типы лав даже более обычны, чем толентовые. В сложных островодужных структурах, как показано нами на примере Камчатки (Пополитов, Волынец, 1981; 1981; Волынец и др., 1984-1991), наряду с широким спектром островодужных вулканических серий, включающих кроме перечисленных и лавы пемонит-латитовой серии (более характерной, впрочем, для ак-

тивных континентальных окраин), проявляются также серии пород, близкие по своим геохимическим характеристикам к внутриплитным лавам рифтовых зон активных окраин, внутренних частей континентальных плит и океанических островов (например, базальт-комэндитовая). Высокомagneзиальные серии пород (бониниты и магнезиальные андезиты) встречаются в островных дугах любого типа: Идзу-Бонинская, Марианская, Алеутская, СВ Хонсю и др.

#### ОСТРОВОДУЖНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ

##### Типы серий, их распространение и химический состав пород

В составе островодужной ассоциации вулканических пород Курило-Камчатской системы по уровню концентраций  $K_2O$  выделяются лавы низкокальциевой, умереннокальциевой, высококальциевой и шононит-латитовой серий, а по общему содержанию щелочей - породы нормального и субщелочного ряда. Последние включают лавы шононит-латитовой и, отчасти, высококальциевой серии. В пределах каждой по  $K$ -щелочности серии по критерию Вуайяго (1974) различаются толеитовые и известково-щелочные разновидности.

В целом и на Камчатке и на Курилах преобладают нормальные по щелочности лавы известково-щелочной умереннокальциевой серии, обнаруженные во всех зонах и вулканических поясах. Лавы низкокальциевой серии развиты во фронтальных зонах вулканических поясов Курил, где они преобладают, Южной и Восточной Камчатки и встречаются в небольших объемах по восточному обрамлению вулканических поясов Центральной Камчатской депрессии и Среднего хребта. Лавы высококальциевой серии локализованы в тыловой зоне Курил, Малой Камчатки, в пределах Центральной Камчатской депрессии, центральной и тыловой зонах Среднего хребта. Наконец, лавы шононит-латитовой серии установлены на некоторых вулканах северной части тыловой зоны Курил (среди базальтов), Южной Камчатки, Центральной Камчатской депрессии, а также в осевой и тыловой зонах Среднего хребта. Такое распределение пород различных серий может нарушаться в пределах крупных поперечных разломных структур, где лавы высококальциевой серии иногда проявляются даже во фронтальных зонах вулканических поясов, например, на Камчатке в области Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций (Балуев и др., 1984) или в районе пролива Буссоль на Средних Курилах на изгибе дуги (Подводный вулканизм..., 1993).

Что касается толеитовых и известково-щелочных лав, то первые более характерны для фронтальных, а вторые - для центральных и тыловых зон вулканических поясов. Однако, во всех зонах вулкани-

тесных поясов Курило-Камчатской островодужной системы широко распространены вулканы, где проявлены дифференцированные ряды пород с промежуточными признаками, когда базальты и основные андезитобазальты на дискриминационной диаграмме *Miyahiro* попадают в поле толеитов, кислые андезитобазальты и основные андезиты - на границу полей толеитовых и известково-щелочных пород, а кислые лавы - в поле известково-щелочных пород.

От лав низкокальцевой серии к лавам шононит-латитовой серии с ростом к-щелочности пород убывает концентрация  $\text{CaO}$  и возрастает (в породах основного-среднего состава) -  $\text{P}_2\text{O}_5$ . В базальтах, кроме того, растут и содержания  $\text{TiO}_2$ , однако, они везде, кроме высококальцевых субщелочных базальтов Толбачинского дола Центральной Камчатской депрессии, не превышают 1,3 вес.% - верхнего предела, по мнению ряда авторов (Keeson, Smith, 1972), для островодужных базальтов. Подавляющее большинство лав, независимо от их щелочности, характеризуются повышенными содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и низким  $n_{\text{Fe}}$ , причем породы основного и среднего состава принадлежат высокоглиноземистому, а кислые - весьма высокоглиноземистому ряду (Классификация, 1985). Однако в каждой по к-щелочности серии пород встречается лавы с повышенными (>9 вес.%) концентрациями  $n_{\text{Fe}}$  и повышенным коэффициентом магнезиальности ( $K_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}, \text{ат.}\%) > 0,65$ ), относящиеся к умеренно- и даже низкоглиноземистым разновидностям. Следует отметить, что хотя базальты ареальных зон Камчатки в целом более магнезиальны, чем базальты стратовулканов, однако и среди них преобладают высокоглиноземистые разновидности. Самостоятельное значение, в смысле распространности, магнезиальные умеренно- и низкоглиноземистые базальты имеют только для пород умереннокальцевой серии, будучи достаточно широко развитыми в пределах Центральной Камчатской депрессии (Болынец и др., 1976), а также в ареальной зоне на побережье Камчатского залива (Успенский, Шапиро, 1984). В Центральной Камчатской депрессии установлены и магнезиальные андезиты (вулканы Шивелуч, Заречный). Аналогичные породы обнаружены и изучены нами на Западных Алеутах (Болынец и др., 1992).

Важное значение находок высокомагнезиальных лав среди обычных глиноземистых островодужных вулкаников очевидно: только расплавы с  $K_{\text{Mg}} = 0,65-0,75$  могут быть в равновесии с мантийным перидотитом и только аналогичные им по составу породы могут претендовать на близость к составу первичных мантийных выделений (Клу, Клу, 1972). Соответственно, присутствие таких магнезиальных



базальтов в каждой по к-щелочности геохимической серии Курило-Камчатской островодужной серии может быть серьезным аргументом в пользу представления о различии составов первичных магм для разных серий вулканитов. Несмотря на то, что большинство магнезиальных базальтов Курило-Камчатской и других островодужных систем имеют низкие или умеренные концентрации  $Al_2O_3$ , эксперименты Bartels *et al.*, (1971) показали, что магнезиальные высокоглиноземистые базальты также могут быть одним из типов примитивных островодужных магм, продуцируемых при частичном плавлении плагиоклаз-шипицевого лерцолита.

Однако большинство магнезиальных базальтов и андезитов имеют порфировые структуры с вкрапленниками магнезиального  $Ol$ ,  $Cr_2$ ,  $Cr$ - $Sp$ , и происхождение, хотя бы части их, может быть связано с кумуляцией субликвидусных мафических фаз или с контаминацией относительно глиноземистых расплавов веществом мантийного субстрата. Так, идентичный состав вкрапленников:  $Ol_{69-90}$  с включением  $Cr$ - $Sp$  (46-48 вес. %  $Cr_2O_3$ ) в двух потоках базальтов Харченко-кого вулкана, содержащих 18 и 12 вес. %  $MgO$ , может свидетельствовать об образовании более магнезиальных лав за счет кумуляции  $Ol$ . С другой стороны, сочетание вкрапленников  $Pl_1$ ,  $Amp_62-77$ ,  $Cr$ - $Pl_{84-88}$ ,  $Ol_{70-73}$  с кремнеземистой основной массой в магнезиальных (12 вес. %  $MgO$ ) базальтах вулкана Шивелуч может указывать на контаминацию относительно кислых (андезитовых?) расплавов веществом мантийного субстрата, тем более, что базальты несут многочисленные ксенолиты дунитов, гарцбургитов и лерцолитов.

Здесь и далее используются следующие сокращения названий минеральных фаз:  $Ol$  оливин (Fo форстерит, Fa фаялит),  $Gx$  гироксен,  $Cr_2$  хромпироксен,  $Cr$  хромит,  $Sp$  шпинель,  $Cr_2O_3$  хромдиоксид,  $Cr$ - $Sp$  хромдиоксид,  $Mg$ -волластонит,  $Ca$ -силит,  $Ca$ -фессаит,  $Al_2$  авгит,  $Mg$  геденбургит,  $Egr$ -эгирин или эренироксен (En-энстатит, Fe-ферросилит, Brn-Бронзит,  $Mg$ -хлорит),  $Py$  пироксен,  $Amp$  амфиболы ( $Mg$ -винчит,  $Rich$ -рихтерит,  $Act$ -актинозит),  $Phl$  флогопит,  $Al$ -Осицит,  $Sp$ -шпинель,  $Al$ -шпинель,  $Cr$ - $Sp$  хромистая шпинель,  $Cr$ - $Sp$ -Хромит,  $Al$ - $Sp$ -глиноземистая шпинель,  $Pl_1$ -плеохазит,  $Cr$ - $Mg$ -хроммагнетит,  $Ti$ - $Mg$ -титаноммагнетит,  $Mg$ -магнетит,  $Ti$ -ильменит,  $Pl$ -плагиоклазы ( $An$ -анортит,  $Ab$ -альбит),  $Gr$ -гроссулар,  $Ca$ -ортоклаз,  $Ca$ -санидин) фельдspathиды ( $Ca$ -лейцит,  $Mg$ -нофеллит,  $Al$ -анальцит),  $Qz$ -кварц,  $Ms$ -мусковит,  $Gr$ -гранат. Цифры в основании символов темноватых минералов их магнезиальность,  $Mg$ -железистость пород, минералов (ат. %).

Аналогичные признаки контаминации найдены в магнезиальных андезитах вулкана Шивелуч, а также магнезиальных базальтах вулкана Авача ("авачитах"), содержащих 14-16 вес.%  $K_2O$  (Шека и др. 1978).

Однако в других случаях магнезиальные базальты и андезиты могут быть субафирными (базальты Северного пролива БТТИ, андезиты вулкана Заречный на Камчатке и подводного вулкана Пийна на Западных Алеутах). Иногда магнезиальные базальты являются практически единственным типом пород, слагающим небольшие стратовулканы (вулкан Харчинский), или шлаковые конусы зон ареально-го вулканизма (побережье Камчатского залива). Такие наблюдения свидетельствуют в пользу первичности магнезиальных магм.

Фракционирование  $01$  и  $ср1$  может дать, как показывают модельные расчеты по макрокомпонентам для Ключевского вулкана, высокоглиноземистые разновидности той же геохимической серии. Аналогично, свидетельством происхождения умеренномагнезиальных высокоглиноземистых базальтов ареальной зоны Толмачева дола на Южной Камчатке из магнезиальных умеренноглиноземистых базальтов может быть состав основной массы магнезиальных ( $k_{Mg} = 0,65$ ) базальтов того же района, практически идентичный среднему составу ареальных базальтов ( $k_{Mg} = 0,56$ ). Эти данные соответствуют модели  $01ст$ ,  $ср1$  fit (1987) для фракционирования Алеутских базальтов в глубинных условиях. Однако эксперименты показали, что низкомagneзиальные высокоглиноземистые базальты могут быть получены и при фракционировании водонасыщенных магнезиальных высокоглиноземистых базальтов при коровых (2 kBr) давлениях, поскольку в таких условиях кристаллизующая  $01$ , как ранней фазы, подавляется и дериваты остаются обогащенными  $Al_2O_3$  (Bartels et al., 1991).

Соответствующие расчеты для дифференцированных рядов лав разных вулканов, проведенные как нами (Вольная и др. 1987, 1990, 1992; Подводный вулканизм..., 1993), так и другими исследователями (Селянгин, 1987; Фролова и др., 1989), а также данные по составу основных масс вулканитов показывают, что кристаллизационная дифференциация базальтов с участием небольшого количества  $01$  может быть важным механизмом формирования средних и кислых лав разных геохимических серий. При этом расчеты фракционирования для толеитовых серий (вулкан Крашенников, кальдера Львиная Гавь, кальдера Ксудач и др.), как правило, всегда удачны, тогда как в случае известково-щелочных серий (вулкан Кизимен, Карынский, Шивелуч и др.) положительные результаты получаются лишь для отдельных звеньев в рядах пород разной кремнекислотности и,

таким образом, участие других петрогенетических процессов (предкристаллизационное разделение расплавов, смешение их и т.д.) в формировании рядов пород предполагается.

#### Минеральный состав вулканических пород

Типы парагенезисов вкрапленников в лавах и состав минералов зависят от принадлежности лав к различным геохимическим сериям, магнезиальности и кремнеземистости их, а также от уровня содержания летучих (прежде всего содержания  $H_2O$ ) и фугитивности кислорода. Так, наличие или отсутствие вкрапленников mica в вулканитах связано с к-щелочностью пород: они никогда не встречаются в лавах низкокальциевой серии, достаточно обычны в дацитах и риолитах умереннокальциевой серии, постоянно присутствуют в кислых лавах и иногда встречаются в базальтах высококальциевой и шононит-латитовой серий. Аналогично, вкрапленники  $Fe_{sp}$  установлены только в кислых лавах высококальциевой и шононит-латитовой серий, а микролиты — во всех по кремнекислотности группах пород этих двух серий, включая базальты. Магнезиальные ( $k_{Mg} > 0,65$ ) базальты содержат вкрапленники  $Si$  ( $Si_{Crk}$ ) с включениями  $Cr-Sp$ . В глиноземистых умеренномагнезиальных ( $k_{Mg} = 0,5-0,6$ ) базальтах к ним обычно присоединяется  $Fe$ , а  $Sp$  становится более глиноземистой и менее хромистой. В базальтах с  $k_{Mg} < 0,5$   $Sp$  не встречается и вместо нее развивается  $Cr-Ti$  и  $Ti-Ti$ . В толзитовых базальтах обычно, а в известково-щелочных изредка, среди вкрапленников встречается  $Crk$ . Этот минерал также типичен в ассоциациях вкрапленников средних пород, но его доля уменьшается в лавах более щелочных серий.

С ростом к-щелочности пород от лав низкокальциевой к лавам высококальциевой и шононит-латитовой серий возрастает содержание  $K$ ,  $Ba$ ,  $Sr$ , величины  $Ba/Sr$ ,  $Sr/Ca$  отношения в  $Pl$ , кальциевость  $Crk$  и величина  $K/Na$  отношения в  $Amph$ . В mica из кислых лав шононит-латитовой серии по сравнению с mica из лав умереннокальциевой серии повышены концентрации  $F$  и величины  $F/Si$  отношений. Наблюдается отчетливая зависимость  $Fe$  темноцветных минералов от  $Fe$  содержащих их пород. Соответственно, темноцветные минералы толзитовых вулканитов, как правило более железисты, чем минералы известково-щелочных лав той же кремнекислотности.

При кристаллизации расплавов с низким содержанием  $H_2O$  и низкой  $f_{O_2}$  образуются лава с ассоциациями безводных темноцветных минералов, тогда как в случае расплавов с повышенными  $f_{H_2O}$  и  $f_{O_2}$   $Amph$  и mica содержатся. Однако иногда смену  $Amph$  и mica-содержащих парагенезисов на  $Crk$  или  $Fe$  можно видеть в продуктах

одного извержения (базальты Олимпийского прорыва 1972 года на вулкане Анаид) или в серии последовательных извержений одного вулкана (андезиты вулкана Безымянный, извержения 1966-1980 гг.). Такое распределение указывает на обогащение легкими, в первую очередь,  $n_2$  головных частей поднимающихся магматических колонн и апикальных зон парафирических магматических очагов. Для  $A_{\text{Фр}}^{\text{Ф}}$  и  $F_{\text{Ф}}$  андезитов вулкана Безымянного равнина в содержании  $n_2$  оценена экспериментально в 3-4 вес. % (Кадик и др., 1986).

Считается, что при толеитовом тренде эволюции среди кристаллизуются  $F_{\text{Ф}}$  и субкальциевый  $A_{\text{Фр}}$  (шизонитовая серия Куно), а при известково-щелочном-нур (гиперстеновая серия Куно). В целом это действительно так (рис. 1). Однако умереннокальиые толеитовые базальты иногда содержат нур как среди вкрапленников, так и в основных массах вместе с  $F_{\text{Ф}}$ . С другой стороны,  $F_{\text{Ф}}$  вместе с нур отмечены в основных массах некоторых известково-щелочных умереннокальиых базальтов (например, на Ключевском вулкане). И лишь в известково-щелочных высококальиых базальтах  $F_{\text{Ф}}$  не обнаружены.

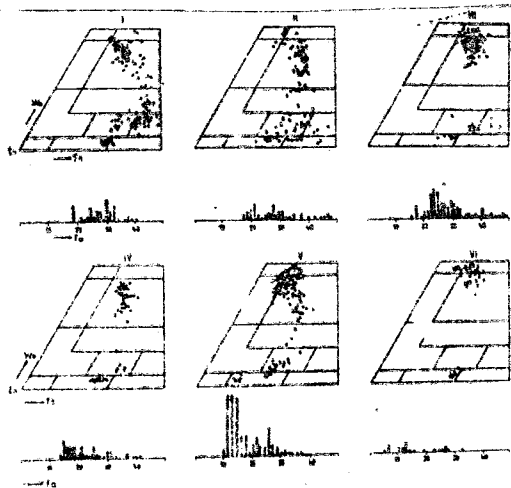


Рис. 1. Состав  $F_{\text{Ф}}$  и  $O_1$  в островодужных базальтах

I-III-толеитовые серии: I-низко-к, II-умеренно-к, III-высоко-к; IV-VI-известково-щелочные серии: IV-умеренно-нур, V-нур-умеренно-к, VI-умеренно-нур высоко-к. Залитые символы- ядра вкрапленников, открытые- краевые каймы вкрапленников и микролиты.

Залитые символы- ядра вкрапленников, открытые- краевые каймы вкрапленников и микролиты.

Очевидно, что эволюция расплавов по толеитовому или известково-щелочному тренду определяется  $f_{\text{O}_2}$ . Данные, полученные с по-

мощью  $m$ - $n$  геобарометра-геотермометра для вулканов Камчатки и Куриил, показывают (рис.2), что кристаллизация вкрапленников известково-щелочных  $A_{\text{alk}}$ -содержащих вулканитов происходила при существенно более высокой  $f_{O_2}$ , чем толеитовых  $F_{\text{K}}$  лав: для первых при  $f_{O_2}$  на 2-3 порядка, для вторых - на 0,5-2 порядка выше буфера  $m$ - $n$ . Аналогичные различия установлены нами для вулканитов Алеутской дуги, а также А.Эвартом (1983) для  $A_{\text{alk}}$ - $B_1$ -содержащих и  $F_{\text{K}}$  кислых лав запада США и Аляски.

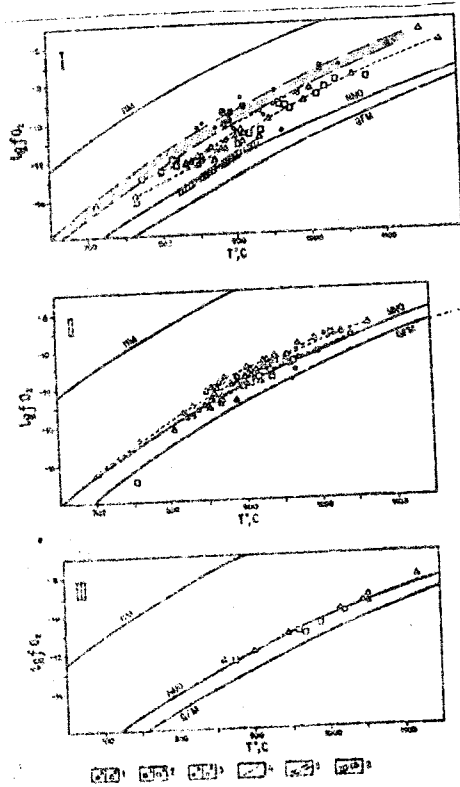


Рис.2  $T$ - $f_{O_2}$  условия кристаллизации минералов в лавах в  $m$ - $n$  геобарометру-геотермометру. I-островодужные серии; II-III-внутриплитные серии; II-к- $Na$ -субщелочные и щелочные, III-к-щелочных базальтоидов I-3-типы пород: I-основные, 2-средние, 3-кислые (а-с водосодержащими, б-с безводными темноветвистыми минералами; 4-данные для одного образца; 5-6-кислые лавы Запада США и Аляски (Эварт, 1983): б-варш и  $B_1$ , б- $F_{\text{K}}$ .

Температуры кристаллизации вкрапленников, рассчитанные по разным геотермометрам, в целом, закономерно снижаются от основных пород к кислым, хотя конкретные значения для разных геотермометров часто не совпадают, особенно в области базальтов. Так, по  $m$ -

геотермометру Кудо-Вейла вкрапленники в базальтах кристаллизовались при температурах  $1170-1370^{\circ}\text{C}$ , в андезитобазальтах и андезитах - при  $970-1250^{\circ}\text{C}$ , в дацитах и риолитах - при  $900-1040^{\circ}\text{C}$ . По двуокисно-кислородному геотермометру Вуда-Банно эти температуры, соответственно, составляют  $1030-1130^{\circ}\text{C}$ ,  $980-1100^{\circ}\text{C}$ ,  $960-1040^{\circ}\text{C}$ , а по  $m-11$  термометру Баддингтона-Линдсли -  $910-1180^{\circ}\text{C}$ ,  $890-1080^{\circ}\text{C}$  и  $850-1040^{\circ}\text{C}$ . По двум последним геотермометрам существенных различий в температурах кристаллизации вкрапленников известково-щелочных и толеитовых лав не обнаружено, хотя априори следовало бы ожидать более низкие температуры для более водонасыщенных известково-щелочных расплавов.

Отчетливая корреляция состава породообразующих минералов (и вкрапленников и микролитов) и материнских пород, последовательные изменения составов минералов в каждой геохимической серии вулкаников от основных пород к кислым, наличие 10-20-кратных вариаций содержаний вкрапленников в продуктах некоторых извержений при отсутствии сколь-либо заметных вариаций в химизме лав, может, по-видимому, означать, что большая часть вкрапленников кристаллизовалась из расплавов, соответствующих лавам по химическому составу, и не является реликтовой или ксеногенной. Сравнение особенностей состава, морфологии и структурного состояния  $\alpha_1$  разных фаций глубинности, а также изучение вариаций содержаний и составов вкрапленников продуктов современных извержений вулканов Камчатки и Курил (Волынец, Колосков, 1976; Волынец и др., 1979; Хренов, 1982; Цюрупа, 1987), наряду с анализом литературных данных по минералогическим критериям фаций глубинности (Волынец, Колосков, 1982) показывают, что кристаллизация большей части вкрапленников, наблюдающихся в лавах, происходит в условиях малых глубин на уровне становления субвулканических интрузий в близповерхностных магматических очагах и каналах вулканов, зачастую в процессе извержения.

Однако для многих (преимущественно средних по составу) известково-щелочных вулкаников Камчатки и Курил характерно проявление неравновесных ассоциаций вкрапленников: сочетание ядер  $\alpha_1$  и андезина, обрастающих каймами промежуточного  $\alpha_1$ , сосуществование  $\text{Cr}-\alpha_1$  и  $\alpha_2$ , магнезиального и железистого  $\alpha_1$ , наличие ядер  $\alpha_1$  с каймами  $\alpha_2$ , присутствие в одной породе широкого спектра темносветлых минералов, включающего  $\alpha_1$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\alpha_2$ ,  $\alpha_3$ ,  $\alpha_4$ ,  $\alpha_5$ ,  $\alpha_6$ ,  $\alpha_7$ ,  $\alpha_8$ ,  $\alpha_9$ ,  $\alpha_{10}$ ,  $\alpha_{11}$ ,  $\alpha_{12}$ ,  $\alpha_{13}$ ,  $\alpha_{14}$ ,  $\alpha_{15}$ ,  $\alpha_{16}$ ,  $\alpha_{17}$ ,  $\alpha_{18}$ ,  $\alpha_{19}$ ,  $\alpha_{20}$ ,  $\alpha_{21}$ ,  $\alpha_{22}$ ,  $\alpha_{23}$ ,  $\alpha_{24}$ ,  $\alpha_{25}$ ,  $\alpha_{26}$ ,  $\alpha_{27}$ ,  $\alpha_{28}$ ,  $\alpha_{29}$ ,  $\alpha_{30}$ ,  $\alpha_{31}$ ,  $\alpha_{32}$ ,  $\alpha_{33}$ ,  $\alpha_{34}$ ,  $\alpha_{35}$ ,  $\alpha_{36}$ ,  $\alpha_{37}$ ,  $\alpha_{38}$ ,  $\alpha_{39}$ ,  $\alpha_{40}$ ,  $\alpha_{41}$ ,  $\alpha_{42}$ ,  $\alpha_{43}$ ,  $\alpha_{44}$ ,  $\alpha_{45}$ ,  $\alpha_{46}$ ,  $\alpha_{47}$ ,  $\alpha_{48}$ ,  $\alpha_{49}$ ,  $\alpha_{50}$ ,  $\alpha_{51}$ ,  $\alpha_{52}$ ,  $\alpha_{53}$ ,  $\alpha_{54}$ ,  $\alpha_{55}$ ,  $\alpha_{56}$ ,  $\alpha_{57}$ ,  $\alpha_{58}$ ,  $\alpha_{59}$ ,  $\alpha_{60}$ ,  $\alpha_{61}$ ,  $\alpha_{62}$ ,  $\alpha_{63}$ ,  $\alpha_{64}$ ,  $\alpha_{65}$ ,  $\alpha_{66}$ ,  $\alpha_{67}$ ,  $\alpha_{68}$ ,  $\alpha_{69}$ ,  $\alpha_{70}$ ,  $\alpha_{71}$ ,  $\alpha_{72}$ ,  $\alpha_{73}$ ,  $\alpha_{74}$ ,  $\alpha_{75}$ ,  $\alpha_{76}$ ,  $\alpha_{77}$ ,  $\alpha_{78}$ ,  $\alpha_{79}$ ,  $\alpha_{80}$ ,  $\alpha_{81}$ ,  $\alpha_{82}$ ,  $\alpha_{83}$ ,  $\alpha_{84}$ ,  $\alpha_{85}$ ,  $\alpha_{86}$ ,  $\alpha_{87}$ ,  $\alpha_{88}$ ,  $\alpha_{89}$ ,  $\alpha_{90}$ ,  $\alpha_{91}$ ,  $\alpha_{92}$ ,  $\alpha_{93}$ ,  $\alpha_{94}$ ,  $\alpha_{95}$ ,  $\alpha_{96}$ ,  $\alpha_{97}$ ,  $\alpha_{98}$ ,  $\alpha_{99}$ ,  $\alpha_{100}$ . Наличие таких ассоциаций вкрапленников может указывать на

проявление процессов смешения магматических расплавов, что в ряде случаев подтверждается находками в таких лавах разных по составу стекол и присутствием в ассоциации с ними гетеротакситовых лав и пемз (Вольнец, 1979). Последние (а следовательно и процессы смешения) наиболее характерны для крупных эксплозивных извержений, сопровождающихся выбросами больших объемов ювенильной пирокластики (пемзы, игнимориты). С другой стороны, как уже указывалось, сочетание вкрапленников магнезиального  $01, Cr_x$  и  $Cr-Sr$  с кремнеземистой основной массой базальтов, андезитобазальтов и андезитов вулкана Шивелуч может быть свидетельством контактирования средних по составу расплавов веществом мантийного субстрата

Состав глубинных включений в вулканических породах

Состав глубинных включений в островодужных вулканических породах Курило-Камчатской системы, как и других островных дуг, заметно отличается от такового в лавах континентов и океанических островов (Федорченко, Радионова, 1975; Включения..., 1978; Щока, 1983; Ермаков и др., 1987; Вольнец и др., 1990 и др.). Включения встречаются здесь в андезитах и андезитобазальтах не менее, а может быть даже более часто, чем в базальтах. Среди включений преобладают различного рода габброиды, а также основные по составу метаморфические породы (кристаллические сланцы и амфиболиты), обичны и гранитоиды, тогда как гипербазиты занимают подчиненное положение. Важной особенностью островодужных включений ультраосновного состава является отсутствие барофильных ассоциаций минералов ( $Cr$ , натрового  $Cr_x$  и т.д.) при достаточно широком распространении  $Fe$ - и  $Al_{Fe}$ -содержащих парагенезисов. Для включений основного состава весьма характерно присутствие  $Al_{Fe}$ -содержащих разновидностей ( $Al_{Fe}$ -габбро,  $Al_{Fe}$ - $Fe$ -кристаллических сланцев, амфиболитов). Иногда встречается сложно построенные включения, в которых породы ультраосновного состава ассоциируют с амфиболитами и  $Al_{Fe}$ -габбро. В целом, набор типов включений в пределах Камчатского и Курильского сегментов островодужной системы идентичен, однако среди камчатских включений значительно шире распространены  $Al_{Fe}$ -содержащие метаморфические породы, гранитоиды и гипербазиты. Последние здесь обычно более деплетаропаны, чем на Курилах (Вольнец и др., 1990).

Многие включения самого разнообразного состава от гранитоидных до ультраосновных несут следы перекристаллизации и частичного плавления. Если для гранитоидных включений в базальтах и андезитах появление частичных расплавов прямо связывается с пи-

метаморфическим плавлением их, то для ультрасосновых включений в тех же по составу лавах такой процесс далеко не очевиден. Как показано нами на примере курильских гипербазитовых включений в базальтах и андезитах (Вольнец и др., 1990), преобразование включений имеет многостадийный характер и андезитовые расплавы (стекла) в зерцолитовых и гарцбургитовых включениях появляются на стадии глубокого метаморфизма их под влиянием существенно более флюидов. Частичному плавлению включений предшествует стадия глубинной габброизации их с участием тех же флюидов, выражающаяся в образовании хромистого  $\text{Pn1}$ , хромистого магнезиального  $\text{Pn2}$  и лабродор-битовнитового  $\text{P1}$ . Низкобарические преобразования ультрососновых нодулей с формированием вторичных расплавленных включений в  $\text{O1}$  и  $\text{Sp1}$ , а также реакционных  $\text{Opx-Mt}$  оторочек по  $\text{O1}$  в контактовых зонах включений,  $\text{Amph}$  ( $\text{Mica}$ ) и  $\text{Px-Amph-P1}$  кайм вокруг включений, сильно оторваны во времени от глубинных процессов, а новообразованные темноцветные минералы отличаются от глубинных меньшей магнезиальностью и хромистостью. Сходные процессы метаморфизма описаны и для камчатских ультрасосновых включений (Колосков и др., 1980; Шека, 1983; Вольнец, Ананьев, 1989), а также аналогичных включений в других островных дугах (Кана, 1973; Aoki, Shiba, 1973 и др.) и на континентах (West, 1974; Francis, 1976, 1987; Wilkinson e.a., 1987; Монов и др., 1983, 1984).

Состав стекол из ультрососновых включений в лавах Камчатки и Курилы изменяется от базальтового до андезитового, дацитового и иногда даже риолитового и характеризуется повышенной глиноземистостью при изменчивой магнезиальности - железистости, содержанием щелочей и их соотношении. Тем не менее, все подобные стекла отвечают по составу обычным островодужным вулканитам, что указывает на принципиальную возможность образования островодужных магм за счет прямого плавления ультрососнового магматического субстрата при участии водных флюидов. С этой точки зрения, особенно важно наличие в ультрососновых включениях стекол андезитового (и дацитового) составов с высокими значениями  $k_{\text{Mg}}$  (0,61-0,65), типичными для магнезиальных андезитов островных дуг.

#### Особенности редкоземельного состава вулканических пород

Особенности редкоземельного состава вулканитов Курило-Камчатской островодужной системы рассматривались в работах Л.А. Леоновой с соавторами (1977-1979), А.И. Абдурахманова и В.И. Федорченко (1980, 1983, 1984, 1989), В.В. Иванова (1989), Т.И. Фроловой с соавторами (1985, 1989), Valley e.a. (1988) и многих других. Одна-



ко, наиболее полные данные получены в результате работы автора с коллегами (Пополитов, Волынец, 1981; Волынец и др., 1976-1992).

Оценки концентраций редких элементов в вулканиках Камчатского сегмента островдужной системы (Волынец и др., 1987, 1990) показывают, что от лав низкальциевой серии через промежуточные по щелочности лавы умеренно- и высококальциевой серий к лавам шоннит-латитовой серии возрастают концентрации всех литофильных редких элементов и убывают концентрации когерентных элементов — Fe, V, Cr, Co, Ni, Sc (в базальтах, вдобавок, и Mn), а также Al, Cs, Ba, Sr. Такая же в целом картина фиксируется и для лав Курильского сегмента системы (Пополитов, Волынец, 1981). Максимальные различия для всех элементов, кроме когерентных, а также Th, U, Ba наблюдаются в базальтах, а для большей части перечисленных элементов в кислых лавах. Отношение концентраций элементов в базальтах шоннит-латитовой серии к их концентрациям в базальтах низкальциевой серии максимально ( $\approx 10$ ) для Th, U, Ba; изменяется от 5 до 10 — для K, Rb, Sr, Nd, Sm, Zr, Hf, Nb, Ta; от 3 до 5 — для Cs, Sr, Nd, Sm, Zr, Hf, Nb, Ta; от 1,5 до 3,0 — для Ba, Th, U, Ba; от 1,1 до 1,3 — для Y, Yb, Lu, Ti, Na, La и др.; 1,0 — для Fe, Mg, V, Cr, Co, Ni, Sc, Al, Ca, B, Cl, S.

В целом такое распределение элементов по группам от первой к последней примерно соответствует ряду элементов по возрастанию коэффициентов распределения между минералами мантийного субстрата и частичными выплавками из него (Wood, 1979), т.е. последовательно к уменьшению степени некогерентности элементов. (Исключения касаются Cs и Rb, которые в действительности имеют  $K_D$  меньше, чем Ba, Th, U; Nb и Ta с  $K_D$  меньше, чем La, Ce, а также Al и Sr, не относящихся к группе когерентных элементов). Такое сходство могло бы указывать, что в случае одинакового по составу исходного субстрата для первичных расплавов, продуцирующих вулканики разных геохимических серий, базальты шоннит-латитовой серии должны были генерироваться при существенно меньшей степени частичного плавления, чем базальты низкальциевой серии. Однако, это не согласуется с тем, что различие по концентрациям Mg, Fe, Ca, Al в базальтах указанных серий очень невелико (<10%).

С другой стороны, наблюдаемый ряд элементов в общем сходен с рядом подвижности элементов в водном флюиде, установленном в экспериментах по дегидратации серпентинита (Tatsumi et al., 1986). Таким образом, обогащение шоннитных базальтов по сравнению с низкальциевыми могло бы быть в существенной мере обеспечено большими флюидными добавками к исходному мантийному субстрату.

Однако в указанных экспериментах установлено, что  $\text{Nb}$  (как, надо полагать, и  $\text{Ta}$ ) остается в этих условиях инертным и практически не переносится водным флюидом. Это обстоятельство приводит к мысли, что обогащение базальтов шононит-латитовой серии некоторыми элементами связано с добавками их в область генерации магм в мантийном клине не только за счет флюидов, выделяющихся при дегидратации субдуцируемой плиты, но, возможно, и за счет небольших объемов частичных выплавок из этой плиты, возникающих при очень небольшой степени ее плавления (Bailey, 1988).

В лавах каждой геохимической серии с ростом кремнекислотности пород от базальтов к дацитам и риолитам возрастают концентрации  $\text{Cs}, \text{Rb}, \text{Li}, \text{K}, \text{Ba}, \text{Pb}, \text{Be}, \text{La}, \text{Ce}, \text{Th}, \text{U}, \text{Zr}, \text{Hf}, \text{Nb}, \text{Ta}$  и убывают  $\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ca}, \text{Ti}, \text{P}, \text{Sr}, \text{Sc}, \text{V}, \text{Cr}, \text{Co}, \text{Ni}, \text{Cu}$ . При этом максимальные значения отношений концентраций редких элементов в кислых породах к основным наблюдаются в большинстве случаев для лав низкокальциевой, а минимальные — шононит-латитовой серии, хотя абсолютные значения концентраций в последних намного выше. Наиболее быстро в кислых породах по сравнению с основными возрастают содержания  $\text{Cs}, \text{Rb}, \text{K}, \text{Th}, \text{U}$  и убывают  $\text{V}, \text{Cr}, \text{Co}, \text{Ni}, \text{Cu}$ . Концентрации  $\text{Ba}$  в лавах низко-, умеренно- и высококальциевой серий возрастают от основных пород к кислым, однако в лавах шононит-латитовой серии они достигают максимума в трахидацитах, а в более кислых лавах уменьшаются в связи с фракционированием  $\text{F}_{\text{sp}}$ . В кислых лавах высококальциевой серии концентрации легких  $\text{REE}$  выше, а средних и тяжелых ниже, чем в основных, что, по-видимому, обусловлено фракционированием  $\text{A}_{\text{anh}}$ , коэффициенты распределения легких  $\text{REE}$ , в котором могут быть близки к 1,0, а средних и тяжелых  $\text{REE}$  заметно превышать 1,0 (Arth, Barker, 1976). Величины  $\text{Rb}/\text{Sr}, \text{Ba}/\text{Sr}, \text{La}/\text{Yb}$  отношений также увеличиваются с ростом кремнекислотности пород, тогда как значения  $\text{K}/\text{Rb}$  отношений могут как уменьшаться, так и оставаться практически постоянными.

В каждой геохимической серии от основных пород к кислым, несмотря на широкие вариации в содержаниях как петрогенных, так и редких элементов, главные особенности химизма наследуются, что наглядно проявляется при анализе вещественного состава лав конкретных вулканов. Так, в толеитовых низкокальциевых лавах кальдери Ксудач (Камчатка) и кальдери Львиная пасть (с. Итуруп, Курилы) от базальтов к дацитам концентрации  $\text{REE}$  увеличивается в 3-4 раза, однако величина  $\text{La}/\text{Yb}$  отношения практически не меняется, и графики распределения  $\text{REE}$  для всех типов пород имеют субгоризонт-

тальный вид (Антонов и др., 1987; Волынец и др., 1990). Для переходных по  $FeO/MgO$  отношению лав низкотемпературной серии вулкана Ильинский (Камчатка) величины  $La/Yb_N$  отношения возрастают от базальтов (0,75) к андезитам (1,45) и далее дацитам (1,8), однако остаются значительно более низкими, чем в базальт - дацитовых лавах шпонит-латитовой серии кальдеры Уксичан, где они меняются от 3,0 до 4,6 (Волынец и др., 1990). В дифференцированной серии магнезиальный андезит-риодацит вулкана Пийпа на Западных Алясках кислые лавы сохраняют повышенную магнезиальность, повышенные концентрации  $ni$  и  $sr$ , а также присущий андезитам этого вулкана дефицит  $ba$ ,  $cs$ ,  $th$  по отношению к  $k$  и  $la$ . В целом уровень концентрации редких элементов в средних и кислых лавах зависит однако не только от уровня концентрации их в исходных базальтовых магмах, но и от характера фракционирования. Например, различия в величинах  $La/Yb$  отношения в дифференцированных лавах низкотемпературной серии кальдеры Ксудач и вулкана Ильинского при сходстве их в базальтах могут быть смоделированы отсутствием (для первого) и наличием (для второго) небольшого количества  $ni$  в составе  $pl$ - $Cr$ - $Al$  кумулула (Волынец и др., 1990). Раннее выделение  $ni$  в лавах Ильинского вулкана по сравнению с лавами кальдеры Ксудач связано, видимо, с более высокой  $f_{O_2}$  в расплавах, с чем косвенно свидетельствует различное положение пород на диаграмме  $Mu$ - $Al_2O_3$ . С другой стороны, вследствие низких величин  $La/Yb$  отношений в родоначальных расплавах низкотемпературной серии, в дифференцированных лавах ее они практически никогда не достигают значений, характерных для высокотемпературных лав. Многочисленные примеры наследования редкоэлементного состава от основных пород к кислым, а также влияния на этот процесс особенностей фракционирования расплавов, обусловленных вариациями  $f_{H_2O}$  и  $f_{O_2}$  в магмах, приведены нами ранее для вулканов, как Курильского сегмента дуги (Подводный вулканизм, 1993), так и Камчатки (Поползтов, Волынец, 1981; Волынец и др., 1990).

Хотя концентрации редких элементов в островодужных вулканах широко варьируют в зависимости от их  $k$ -делочности и степени дифференцированности, все они отличаются целым рядом специфических черт, характерных для магм зон перехода океан-континент. Это касается, прежде всего, обеднения островодужных лав по сравнению с лавами других геодинамических обстановок  $ti$ ,  $nb$ ,  $ta$  и, соответственно, повышенными значениями  $Zr/Nb$ ,  $La/Nb$ ,  $La/Ta$ ,  $Th/Ta$  и других подобных отношений, где в знаменателе стоят эти

элементы. Другой особенностью островодужных лав является обогащение их щелочными (Ca, Rb, K) и щелочноземельными (Ba, Sr) элементами по сравнению с легкими REE и повышенные значения Ca/La, Rb/La, K/La, Ba/La отношения (Kaw, 1978; Wood e. a., 1980; 6111, 1984; Nakamura e. a., 1989 и др.). Наконец, для большинства островодужных лав характерно обогащение Al, а для базальтов — обеднение Mg, Ni, Cr и низкие Ni/Co (0,5–2,0) и Cr/V (<1,0) отношения. Лишь в магнезиальных базальтах с  $k_{Mg} > 0,65$  концентрации Ni и Cr приближаются к значениям, характерным для первичных базальтовых мантийных магм — 350 ppm и 900 ppm, соответственно (Кокс и др., 1982), а значения Ni/Co и Cr/V отношений существенно увеличиваются (3–5 и 1–3). Содержания этих элементов в магнезиальных андезитах Камчатки и Алеут, хотя и уступают таковым в магнезиальных базальтах, все же обычно выше, чем в глиноземистых базальтах и, видимо, также близки к уровню их концентриаций в первичных андезитовых мантийных выплавках.

Главные геохимические особенности островодужных вулканитов наиболее отчетливо проявляются при сравнении их с лавами других геодинамических обстановок с помощью спайдердиаграмм, где концентрации гидромагматофильных редких элементов, ранжированных по значениям коэффициента распределения между минералами мантийного субстрата и расплавами (слева направо от меньших  $k_d$  к большим), нормированы по их значениям в недефалетированной мантии (рис. 3). Хотя концентрации большинства этих элементов существенно изменяются в базальтах разных геохимических серий, рисунок кривых остается практически постоянным, будучи весьма типичным для базальтов и андезитобазальтов из других зон перехода океан-континент (Нота, 1985; Волынец и др., 1990). Все они характеризуются заметным наклоном кривых распределения слева направо, т. е. предпочтительным обогащением островодужных лав Ba, U, K по сравнению с La, Ce, F, Zr, а последних по сравнению с Ti, Y, Yb и, кроме того, существованием глубокого минимума по Ta (Nb), максимума по Sr<sup>\*/</sup>, а для вулканитов Курило-Камчатской системы, как и большинства островных дуг, и минимумом по Th.

\* Только титанистые (1,5–1,6 %  $tiO_2$ ) высококальциевые базальты Толбачинского дола на Камчатке отличаются отсутствием Sr-максимума, что, как показано нами ранее (Волынец и др., 1990), характерно для производных магматических расплавов, возникших после прекращения активной субдукции.

Отметим, что распределение элементов по степени обогащения ими островодужных магм в общем соответствует как их когерент-

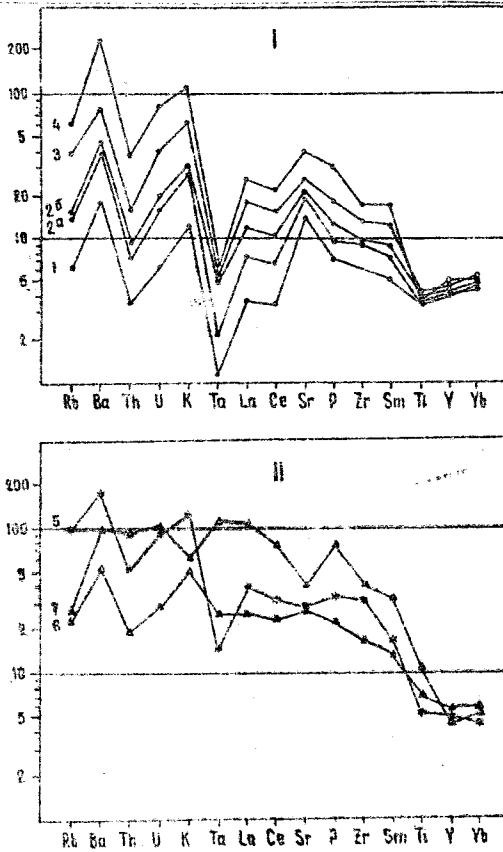


Рис. 3. Вариации гиромагматофильных элементов в средних составах островодужных (I) и внутриплитных (II) базальтов (нормировано по недеплетированной мантии, Wood, 1979). Геохимические серии лав: I-низко-к, 2-умеренно-к, 3-высоко-к, 4-шононит-эпититовая, 5-к-щелочных базальтов, 6-к-Na-щелочно-оливинбазальтовая и базальт-командитовая, 7-к-Na-щелочнобазальтовая.

ности, так и ряду подвижности в водном флюиде, по Tatsuи s.a. (1978), на что уже обращалось внимание выше. При этом существование Sr-максимума в лавях (как и повышенные концентрации  $Al_2O_3$ ) возможно указывает на присутствие в источнике островодужных магм  $Ca$  (минерала-концентратора Sr), то есть на вероятность процессов габброизации мантийного субстрата. Наличие Nb- и Ta-минимума в островодужных лавях хорошо согласуется с инертностью этих элементов в водном флюиде, однако существенное последовате-

льное увеличение их концентраций от низкокальцевых и шоннитовым базальтам требует другого объяснения. Один из возможных вариантов приведен выше. По мнению Т. И. Фроловой с соавторами (1989), дефицит  $ti$ , а также  $nb$  и  $ta$  объясняется сохранением в источнике их респитовых окисных титанистых фаз (минералов-концентраторов этих элементов), вследствие относительно окислительной обстановки в области генерации таких магм. Однако эксперименты (Kyrerson, Watson, 1987) не подтверждают это предположение.

Низкие концентрации в обычных островаходужных базальтах  $ni$ ,  $cr$ , а также низкие  $ni/cu$  и  $cr/v$  отношения могут быть связаны с тем, что базальты не отвечают первичным выплавкам и представляют собой заметно дифференцированные разности. Этой гипотезе не противоречит тот факт, что в каждой по  $k$ -щелочности геохимической серии магнезиальные базальты по сравнению с глиноземистыми несколько обеднены большинством гигромагматофильных редких элементов (см. рис. 3), а также результаты модельных расчетов по концентрациям  $REE$ , выполненные нами для базальтов Центральной Камчатской депрессии (Волынец и др., 1990).

#### Исотопный состав стронция вулканических пород

Анализ имеющихся на сегодня прецизионных данных по изотопному составу  $sr$  в поддвеканойзоейских лавах Курило-Камчатской островаходужной системы (Хотин и др., 1983; Виноградов и др., 1985, 1986; Журавлев и др., 1985; Bailey et al., 1989; Волынец и др., 1987, 1988; Подводный вулканизм., 1993) показывает, что вариации величин  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношений для лав 27 вулканов Камчатского сегмента системы лежат в пределах 0,70301-0,70465 ( $n=87$ ), а для лав 57 вулканов Курильского сегмента в пределах 0,70271-0,70407 ( $n=180$ ), причем только для двух камчатских и одной курильской пробы эти значения превышают 0,7040.

Подобные значения характерны скорее для энсиматических (внутриокеанических), чем для энсалических островных дуг (Leeman, 1983; Gill, 1984; Notsu, 1983; Notsu et al., 1983; Patnett, 1984; Matsuhira, Kurasawa, 1983; Von Drach et al., 1986 и др.). Так по сводке Leeman, величины  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношений в лавах островных дуг Идзу, Марианской, Бисмарка, Южно-Сандвичевой лежат в пределах 0,7031-0,7043 при средних значениях 0,7036-0,7038 и  $n=24-54$ . По данным разных авторов, эти величины для лав Алеутской дуги (включая материалы по Западным Алеутам, где субдукционные процессы сочетаются с процессами рассеянного эдугативного спрединга) составляют 0,70255-0,70369 ( $n=140$ ). В то же время для энсалических

дуги КВ Японии  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения существенно выше - 0,70357 - 0,70684 (Natsuhisa, Kurasawa, 1983).

Одно это обстоятельство может, по-видимому, свидетельствовать об отсутствии существенного влияния древнего сиалического фундамента на состав магматических пород Курило-Камчатской островодужной системы или об относительной "незрелости" его. Подтверждением очень слабой контаминации первичных магм сиалическим материалом или вообще отсутствием такового являются и данные по изотопии  $\text{Nd}$  (Журвалев и др., 1985). По соотношению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  с  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  лавы Курильского сегмента системы лежат в области мантийной корреляции, соответствуя поля вулканитов энзиматических островных дуг. Наконец, в этом смысле показательно также почти полное совпадение интервалов значений  $\text{Sr}$ -изотопных отношений (Волынец и др., 1987) для лав Восточного пояса, где "гранитный" слой редуцирован, и Среднего хребта, где мощность "гранитного" слоя соответствует континентальной (Ерста, 1981). При этом, судя по имеющимся данным, современные значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений в гранитно-метаморфических комплексах Среднего хребта заметно выше, чем в метаморфических комплексах Восточной Камчатки (Хотин и др., 1983; Виноградов и др., 1990).

Для различных по кремнекислотности вулканических пород Камчатки и Курил (от базальтов до дацитов и риолитов) не устанавливается систематических различий в величине  $\text{Sr}$ -изотопных отношений (Виноградов и др., 1985; Bailey et al., 1987; Волынец и др., 1988; Фролова и др., 1989). Например, средние значения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений для лав фронтальной зоны Северо-Курильско-го и Южно-Курильского участков Курильского сегмента островодужной системы составляют, соответственно (Подводный вулканизм..., 1993): в базальтах и андезитобазальтах - 0,70320 ± 0,00012 (n=32) и 0,70344 ± 0,00009 (n=9), в андезитах - 0,70324 ± 0,00009 (n=34) и 0,70346 ± 0,00012 (n=9), в дацитах и риодацитах 0,70315 ± 0,00010 (n=5) и 0,70348 ± 0,00006 (n=4). Эти наблюдения указывают, очевидно, что кислые магмы Курило-Камчатского региона генетически связаны с основными, а не являются продуктами плавления древнего сиалического субстрата, как это предполагается рядом авторов.

Вероятность заражения первичных расплавов веществом меланократового фундамента существует, однако, поскольку последний имеет довольно низкие значения современных  $\text{Sr}$ -изотопных отношений, равные в среднем 0,7038 (Хотин и др., 1983), чтобы достичь значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  характерных, например, для фронтальных зон Южной

Камчатки (0,70338) или Южных Курил (0,70348), расплавив с первичным  $\gamma$  изотопным отношением 0,7030 (среднее значение для тыловой зоны Курил, Вольнец и др. 1988) должны были бы ассимилировать 40-50% материала фундамента, что кажется невероятным и не согласуется с другими геохимическими данными (Авдейко и др., 1989).

#### Изотопный состав бериллия вулканических пород

Изучение особенностей распределения космогенного изотопа бериллия- $^{10}\text{Be}$  в лавах исторически датированных извержений вулканов может дать исключительно важную информацию о процессах субдукции в островных дугах (Tera et al., 1984; Morris, 1987, 1990 и др.). Этот короткоживущий изотоп с периодом полураспада в 1,5 млн. лет образуется в верхних слоях атмосферы под воздействием космического излучения на молекулы  $\text{N}_2$  и  $\text{O}_2$  и попадает с атмосферными осадками на Землю, где фиксируется в поверхностном слое глинистых осадков на суше и на дне океана. Содержание  $^{10}\text{Be}$  в осадках более чем на 3 порядка превышает его содержание в базальтах СОХ и океанических островов ( $< 1 \times 10^6$  ат./г.  $^{10}\text{Be}$ ) - других слагаемых субдуцируемой литосферной плиты. В случае вовлечения осадочной корки в процесс выплавления островодужных магм в современных лавах островных дуг должно фиксироваться повышенное количество  $^{10}\text{Be}$  ( $> 1 \times 10^6$  ат./г.) по сравнению с лавами вулканов, не связанных с зонами субдукции (рифты, океанические острова и т.п.) Действительно, такие явления установлены для ряда областей конвергенции плит (Алеутская и Японская дуги, Центрально-Американские Кордильеры, Чилийско-Перуанский сегмент Анд). Известны, однако, островные дуги (Зондская, Марианская, Хальмегера), в лавах которых содержание изотопа  $^{10}\text{Be}$  сопоставимо с его содержанием в лавах СОХ, океанических островов и молодых континентальных плато-базальтах ( $< 1 \times 10^6$  ат./г.). Это обычно интерпретируется как свидетельство преобладания аккреционных процессов, приводящих к "скучиванию" осадков у подножья дуги над их субдукцией.

В то же время, ряд наблюдений (см. цитированные работы) показывает, что наличие повышенных концентраций  $^{10}\text{Be}$  в островодужных лавах не связано с процессами их выветривания, непосредственной космической бомбардировки или близповерхностной контаминации магм. О последнем особенно отчетливо свидетельствует постоянство величины  $^{10}\text{Be}/\text{Be}$  в мономинеральных фракциях одной породы или различных по составу и содержанию  $^{10}\text{Be}$  породах одного вулкана.

Профессором Ф.Тера и доктором Дж.Моррис из Института Карнеги в США определены концентрации  $^{10}\text{Be}$  в лавах 23 современных извер-



жений вулканов Камчатки и Курил (Цветков и др., 1989, 1991). Установлено, что в лавах Курильских вулканов содержание  $^{10}\text{Be}$  составляет  $2,2-7,9 \times 10^6$  ат./г., а в лавах Камчатских вулканов колеблется от 0.0 до  $3,7 \times 10^6$  ат./г., причем лишь для двух вулканов (Опала и Крашенинникова) эти значения превышают  $1,2 \times 10^6$  ат./г. (2,6 и  $3,7 \times 10^6$  ат./г., соответственно). Причина появления таких аномально высоких значений  $^{10}\text{Be}$  в Камчатских лавах также заметно ниже, чем в Курильских:  $0,9-3,7 \times 10^{-11}$  и  $7,8-45,7 \times 10^{-11}$ .

Проведенные на основании данных по содержанию  $^{10}\text{Be}$  в лавах расчеты по методике (Tera et al., 1976) показали, что доля осадочной компоненты при образовании Курильских магм  $\leq 4\%$ , а Камчатских  $\leq 1,5\%$  (если не учитывать вулканы Опала и Крашенинникова). Эти величины вполне сопоставимы с оценками доли осадочной компоненты в генезисе магм целого ряда островных дуг и активных континентальных окраин, полученными с использованием аналогичных исходных данных, а также подтверждают сделанные ранее на основании изучения распределения  $\text{K/Rb}$  и изотопного состава Sr и Na вывод (Журавлев и др., 1986; Zhuravlev et al., 1987; Авдейко и др., 1987) о сравнительно незначительном, но реально присходящем вовлечении осадочного материала в процесс магмаобразования в области Курило-Камчатской островодужной системы.

Изотопный состав водорода и кислорода вулканических пород

Данные по изотопному составу  $\text{H}_2$  и  $\text{O}_2$  важны для анализа источников  $\text{H}_2\text{O}$  в островодужных магмах. Исследования изотопного состава  $\text{H}_2$  и  $\text{O}_2$  в  $\Delta$  и  $\text{B}_2$  из четвертичных лав Курило-Камчатской островодужной системы, проведенные нами совместно с Ю.А. Таганом, В.Г. Покровским и С.Д. Минеевым (Tagan et al., 1992), показали значительные вариации величины  $\delta^2\text{H}$  для  $\text{V}_1$  (от  $-40$  до  $-108^\circ/\text{oo}$ ) и  $\Delta$  (от  $-26$  до  $-115^\circ/\text{oo}$ ) при вариациях  $\delta^{18}\text{O}$  от  $+4$  до  $+6^\circ/\text{oo}$  для  $\text{V}_1$  и от  $+5$  до  $+6,3^\circ/\text{oo}$  для  $\Delta$ . Подавляющее большинство определений попадает в область "нормальных" значений для свежих вулканических пород:  $\delta^2\text{H}$  от  $-50$  до  $-100^\circ/\text{oo}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  от  $+5$  до  $+10^\circ/\text{oo}$  (Taylor, 1977). Наиболее изотопно тяжелый  $\text{H}_2$  обнаружен в минералах из лав подводных вулканов Центральных Курил.

$\text{V}_1$  величина  $\delta^2\text{H}$  прямо коррелируется с их относительной хлористостью ( $\text{Cl}/\text{Cl}+\text{F}$ ). При этом для  $\text{V}_1$  из лав Камчатских вулканов (все они наземные) наблюдается также прямая корреляция этой величины с содержанием  $\text{H}_2\text{O}$ , тогда как для  $\text{V}_1$  Курильских вулканов (все они подводные) — обратная корреляция. Обе тренда пересекают-

ся в интервале значений  $\delta^2$  от  $-60$  до  $-50$ ‰ и содержании  $n_2$  около 3 вес. %. Сходные значения  $\delta^2$  (от  $-40$  до  $-60$ ‰), судя по экспериментальным данным по равновесию  $n_2$ -порода, должен был бы иметь водный флюид, полученный при дегидратации измененных подводных малых базальтов Камчатского полуострова,  $\delta^2$  которых, по данным Б. Г. Покровского, лежит в пределах от  $-60$  до  $-30$ ‰. Эта величина  $\delta^2$  (от  $-40$  до  $-60$ ‰) принята нами в качестве изотопной характеристики  $n_2$  водного флюида, образующегося при дегидратации субдуцируемой океанической плиты и участвующего в генезисе островодужных магм.\*/ Присутствие же гидроксилсодержащих минералов с более изотопно-тяжелым и изотопно-легким  $n_2$  видимо связано с контаминацией магм, соответственно, морской и атмосферной  $n_2$ . Так как изученные образцы практически не изменены, можно, вероятно, полагать, что такие вариации связаны с контаминацией расплавов в промежуточных магматических камерах до их кристаллизации.

Хотя объем данных по изотопному составу  $\delta^2$  в валовых составах пород Камчатки и Курил пока недостаточен, анализ имеющихся материалов (Виноградов и др., 1981; Иванов, Устинов, 1988; а также собственные неопубликованные данные) показывает, что вариации  $\delta^{18}O$  в лавах этого региона (от  $+4,2$  до  $+9,2$ ‰,  $n=57$ ) близки к наблюдаемым (от  $+3,8$  до  $+7,9$ ‰,  $n=83$ ) в вулканитах Алеутской дуги (Кау, Кау, 1992). При этом, по величине  $\delta^{18}O$  отчетливо выделяются две группы вулканов: одна, преобладающая, где  $\delta^{18}O$  лежит в пределах от  $+4,2$  до  $+6,5-7,0$ ‰, другая (включая вулканы Безымянный, Ключевской, Зимаши, Шивелуч в Ключевской группе на Камчатке, а также Эбеко, Прево, Мильна на Курилах) с  $\delta^{18}O$  в лавах от  $6,5-7,0$ ‰ до  $8,5-9,2$ ‰. Значения  $\delta^{18}O$  в лавах вулканов первой группы лишь незначительно отличаются от таковых в Гавайских толитах ( $4,9-6,0$ ‰, по Кукер и др., 1981) и, в целом, близки к среднему ( $6,0, 5\%$ ) для неизмененных магматических пород (Виноградов и др., 1986), что указывает на близость лав по этому параметру к первичным мантийным производным. Для лав вулканов второй группы приходится предполагать контаминацию изотопно-тяжелыми морскими осадками или древними метаморфическими породами. Последнему не противоречат несколько повышенные, по устному сообщению Б. И. Виноградова, по сравнению с обычными для Камчатки значения

\*/ Отмечая, что ряд исследователей, например, Натальева (1992) приоблет для водного флюида, высвобождающегося из субдуцируемой плиты, сходные значения  $\delta^2$  (от  $-30$  до  $-60$ ‰).

$\delta^{18}O$ -изотопных соотношений в лавах указанных Ключевских вулканов.

Детерминантная зональность вещественного состава вулкаников

Поперечная геохимическая и минералогическая зональность вулкаников является одной из характернейших особенностей островных дуг, проливающих свет на происхождение островодужных магм (Билл, 1981). Особенности проявления такой зональности для Камчатки и Курил с разной степенью детальности рассматривались в работах Г.С. Горшкова (1967), Э.Н. Эрлиха (1973), Б.Н. Пискунова (1975), Л.Л. Леоновой (1979), В.И. Федорченко, А.И. Абдурахманова (1989 и др.), Г.И. Фроловой с соавторами (1989), автора с коллегами (Пополитов, Волынец, 1981; Волынец и др., 1976, 1987, 1990; Подводный вулканизм., 1993) и др., а наличие ее видно уже из выполненного выше анализа пространственного распределения геохимических серий вулкаников.

Поперечная зональность минерального состава лав наиболее детально изучена для Курильского сегмента системы и Южной Камчатки. Всеми исследователями отмечается, что лавы фронтальных зон вулканических поясов характеризуются, в основном, двупироксоновыми ассоциациями фенокристов, тогда как в базальтах тыловых зон вкрапленники  $Or_{ph}$  редки, а в средних и кислых лавах широко распространены вкрапленники  $Amph$  и  $Bi$ . Иногда последние встречаются здесь даже в базальтах. Однако в пределах крупных поперечных структур лавы с  $Amph$  содержащими парагенезисами вкрапленников не встречаются и во фронтальных зонах вулканических поясов.

Отличаются также и составы одноименных минералов из пород разных зон вулканических поясов. Так, в лавах тыловых зон по сравнению с лавами фронтальных,  $pl$ , в целом, менее кальциевые, с более высоким уровнем концентраций  $K, Ba, Sr$  и меньшим  $Fe, Amph$  характеризуются более высокими  $K/Na$  отношениями  $pl$ , соответственно, более магниевыми,  $Sr/K$  более кальциевыми и менее железистыми с повышенным содержанием  $Ti, Al$ , а в базальтах и  $Sr$ . Эволюция  $px$  из лав фронтальных зон чаще идет по тельютовскому, а в лавах тыловых зон — по известково-щелочному тренду.

Данные о распространенности  $Amph$  содержащих ассоциаций фенокристов в лавах указывают на большую обобщенность магм тыловых зон вулканических поясов по сравнению с магмами фронтальных, а результаты расчетов по  $m-g$  геотермометру-геобарометру на более высокие значения окислительного потенциала при кристаллизации магм в тыловых зонах (на  $1,0-1,5 \cdot 10^4 f_{O_2}$ ), что согласуется с большей степенью окисленности  $Fe$  в вулканиках тыловых зон.

Во всех вулканических поясах проявлена поперечная геохими-

ческая зональность, также наиболее детально изученная для Курил и Южной Камчатки (Долгоживущий центр., 1980; Пополитов, Волынец, 1981; Подводный вулканизм., 1982). Она выражается в повышении с востока на запад, от фронтальных к тыловым зонам поясов концентраций в лавах многих некогерентных элементов K, Rb, Li, Be, Ba, Sr, U, Th, La, Ce, Nb, Ta, Zr, W, Mo (рис. 4) и величин  $K/Na$ ,  $Rb/Sr$ ,  $La/Yb$ .

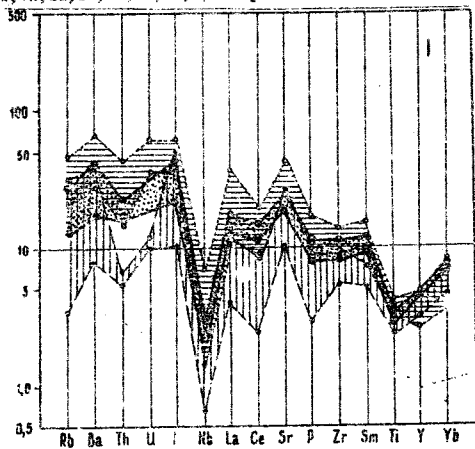
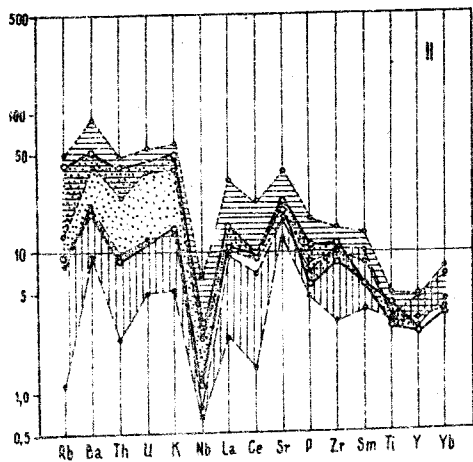


Рис. 4. Вариации концентраций гигромагматофильных редких элементов в базальтах Северных (I) и Южных (II) Курил (нормировано по недеплезированной мантии, Wood, 1979).

1-3-вулканические зоны: I-фронтальная, 2-промежуточная, 3-тыловая.



$Sr/Ca$ ,  $Th/U$  отношений. В породах основного состава в этом же направлении растут концентрации и других элементов, как некогерентных - R, F, Hf, иногда Ti, так и когерентных - Mg, Ni, Cr. От фронтальных к тыловым зонам поясов в целом уменьшается степень дифференцированности вулкани-



тов и снижаются содержания в них Fe, V, величины  $K/Rb$  и  $Fe/Fe+Mg$

повышен: в средних и кислых лавах — концентрации  $\text{Ca}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$ ,  
 10. Следует подчеркнуть изменение вкост простирания структур островодужной системы состава летучей фазы, в частности, возрастание в лавах тыловых зон содержания  $\text{H}_2\text{O}$ , концентраций  $\text{F}$  по отношению к  $\text{Cl}$  и  $\text{Br}$ , а  $\text{S}$  — по отношению к  $\text{S}$ .

Сходная поперечная зональность наблюдается в каждом из вулканических поясов Камчатки, однако здесь она осложняется последовательным увеличением концентраций в лавах многих литофильных редких элементов с удалением от линии современного вулканического фронта (рис. 5). Особенности поперечной геохимической зональности, отмеченные нами, типичны для островных дуг (Билл, 1961), хотя для Курил этот феномен изучен, пожалуй, наиболее детально.

Следует заметить, что наличие или отсутствия латеральной зональности составов лав по отдельным элементам, а также степени ее контрастности зависит не только от различий в уровнях концентраций элементов в исходных базальтоидах, но может определяться и особенностями фракционирования расплавов в разных зонах вулканических поясов, обусловленных вариациями значений  $f_{\text{O}_2}$  и  $f_{\text{H}_2\text{O}}$  в магмах, что отчетливо видно на примере распределения  $\text{Rb}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{U}$  и ряда других элементов (Годновский вулканизм, 1960).

В соответствии с поперечной геохимической зональностью вулканитов вкост структур островной дуги наблюдается смена ассоциаций глубинных включений в лавах и их составов. Так, и на Камчатке и на Курилах включения аноритовых габброидов (алливалиты, эвкриты) развиты только по фронтальной зоне дуги, где проявлены породы низкокальциевой серии. На Курилах подавляющее большинство находок включений габброидов, альфа-содержащих габброидов и метаморфических пород приурочено к вулканам тыловой зоны. Расоро и метаморфические породы из включений в лавах тыловой зоны отличаются от подобных включений в лавах фронтальной зоны несколько повышенной щелочностью и титанистостью. На Камчатке включения дунитов и габброидов, обильны на вулканах Восточного пояса и Центральной депрессии, не обнаружены в лавах вулканического пояса Среднего хребта, где развиты только включения пироксенит-вернит-картландитовой ассоциации.

В лавах Курильского сегмента островодужной системы (включая Магун Камчатку и СВ Козлякю) установлена хорошо выраженная поперечная зональность по известным характеристикам  $\epsilon$  (рис. 6), и доказано, что величина  $\epsilon^{87}\text{Sr}/\epsilon^{86}\text{Sr}$  отношений в лавах статистически связана, уменьшается от фронта к тылу островной дуги (Биноград

и др., 1993; Волынец и др., 1988). Для собственно Курильской части этого сегмента сходная зависимость наблюдается и для величин  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (Дуравлев и др., 1985). При этом величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

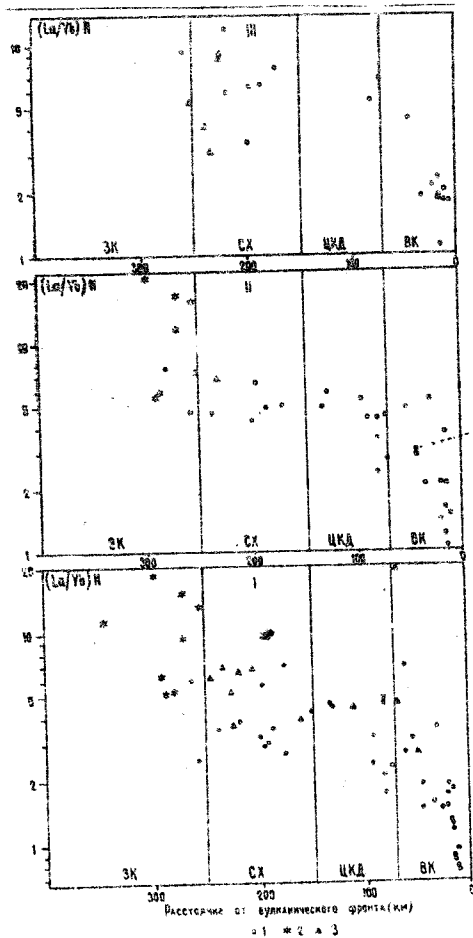


Рис. 5. Вариации величин  $\text{La}/\text{Sm}$  отношений в поднекайнозойских лавах Камчатки в зависимости от расстояния до вулканического фронта.

I - основные, II - средние, III - кислые лавы. I - островодужные, 2-3 - внутриплитные вулканы (2 - к-щелочнобазальтовые, 3 - к-на-щелочные и субщелочные серпид). Каждая точка - среднее для определенного по  $\text{SiO}_2$  типа пород отдельного вулкана.

и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  - отношений обнаруживают отчетливую отрицательную корреляцию с глубиной до сейсмофокальной зоны (Волынец и др. 1988; Подводный вулканизм..., 1993). Сходный тип

$\text{Sr}$ -изотопной зональности ус зновлен для дуги СВ Хонсю (Natsu, 1983), Идзу-Огасавара (Natsu, Issiki, 1983), Фиджи, Сулавеси, Новой Зеландии (Bill, 1981), Восточных Алеуи (Kay, Kay, 1992).

В пределах Курило-Камчатской островодужной системы наряду с поперечной наблюдается и продольная геохимическая зональность.

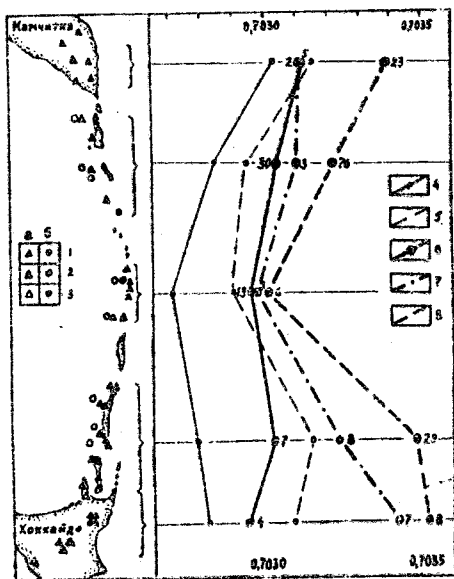


Рис. 6. Sr-изотопная зональность лав Курильского сегмента I-3-вулканы: 1-фронтальной, 2-промежуточной, 3-тыловой зон (а-действующие, б-потухшие); 4-8-значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношений для лав разных участков: 4-5-минимальные значения для лав тыловой (4) и фронтальной (5) зон; 6-8-среднее значения для лав тыловой (6), промежуточной (7) и фронтальной (8) зон. Цифры у точек-количество анализов.

Так, уже достаточно давно Э.Н.Эрлих (1966), а позднее Т.И.Фролова с соавторами (1989) отметили повышенную щелочность лав фронтальной зоны Северного звена Курильского сегмента системы по сравнению с Центральным и Южным. Нашими работами установлено также повышение щелочности и в тыловой зоне этого участка дуги (Подводный вулканизм..., 1993). Сравнение данных по редким элементам показывает также, что с юга на север от Южных и Центральных Курил к Южной Камчатке в средних составах вулканитов для каждого участка фронтальной зоны дуги возрастает концентрация Ba, Sr, Fe, S. В то же время, по данным Ю.М.Пузанкова и др. (1991), концентрации  $\text{Ba}$  и величины  $\text{Ba}/\text{Sr}$  отношений в целом для дуги  $\Delta$ , особенно заметно для тыловой зоны, уменьшаются в том же направлении.

Изотопные исследования, проведенные в последние годы, показали, что как для Курильского сегмента в отдельности (Журавлев и др., 1985; Виноградов и др., 1986; Valley et al., 1987; Воллинец и др., 1988), так и для всей Курило-Камчатской островодужной системы

наблюдается продольная Sr-изотопная зональность (рис.7).

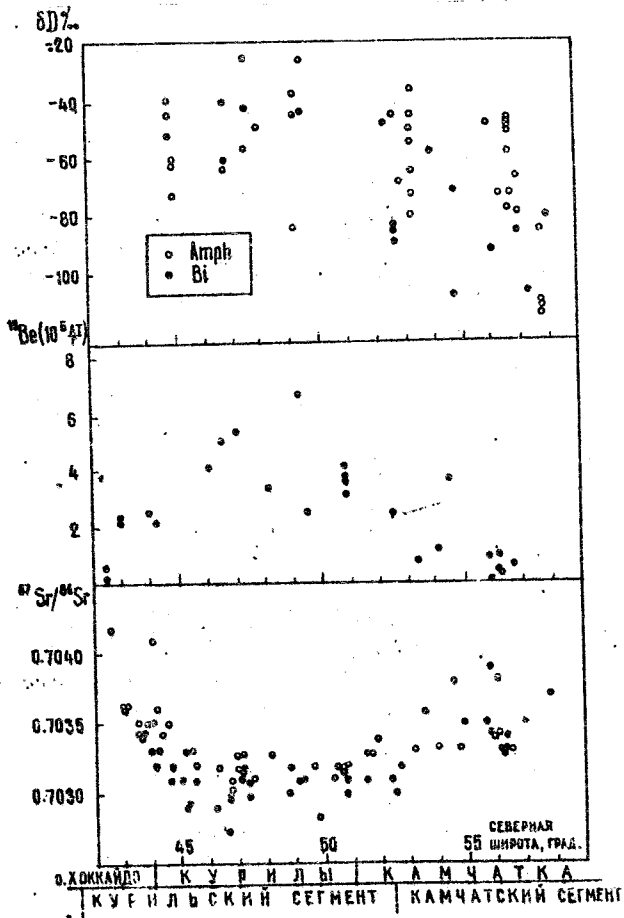


Рис.7. Вариации изотопных характеристик лав вдоль

Курило-Камчатской островодужной системы

На диаграмме для Sr-изотопных отношений залитые кружочки - лавы тыловой, открытые - фронтальной зоны. Каждая точка - среднее значение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в лавах конкретного вулкана. Содержание  $\delta D$  измерено во вкрапленниках Bt (залитые символы) и Amph (открытые символы)



Минимальные значения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений отмечаются на Курильском участке системы, причем самые низкие — на Центральных Курилах, а к северу (на Камчатке) и югу (на СВ Хоккайдо) от Курил, там где островодужные структуры располагаются на более консолидированном основании, значения  $\text{Sr}$ -изотопных отношений заметно возрастают.

Вариации концентраций  $^{10}\text{Be}$  (Цветков и др., 1991), а также величин  $\delta\text{r}$  (Taras et al., 1992) в лавах вдоль Курило-Камчатской островодужной системы прямо противоположны наблюдаемым для радиообогатного  $\text{Sr}$ : вулканиты Центральной части Курильского сегмента обогащены  $^{10}\text{Be}$  и  $\text{r}$ , тогда как на флангах системы породы обедняются этими изотопами (см. рис. 7).

Природа латеральной зональности  
и проблемы генезиса островодужных лав

Любая попытка объяснить происхождение островодужных магм неизбежно требует обсуждения природы латеральной геохимической зональности и причин отличия островодужных лав от лав других геодинамических обстановок. Обе эти проблемы неоднократно дискутировались в литературе, в том числе и автором с коллегами (Пополитов, Войнынец, 1981; Подводный вулканизм... 1993). Вкратце суть представлений автора по этому вопросу сводится к следующему.

Популярная со времени работ Х. Кунс точка зрения, что поперечная геохимическая зональность островодужных магм связана с уменьшением степени плавления гомогенного мантийного источника от фронта к тылу дуги, не подтверждается геохимическими данными, согласно которым, тыловодужные лавы обогащены не только литофильными элементами, но и  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Co}$ , а кроме того данными о проявлении  $\text{Sr}$  и  $\text{Nd}$  зональности. Предположение о неоднородности мантии под фронтальной и тыловой зонами островной дуги, вследствие различия продолжительности геологической истории их развития также не согласуется с изотопными данными: повышенные значения  $\text{Nd}$ -изотопных отношений в лавах фронтальной зоны дуги могло бы быть связано с большей деплетированностью мантии, однако, при этом здесь наблюдаются не пониженные, как следовало бы ожидать, а повышенные значения  $\text{Sr}$ -изотопных отношений. Весьма маловероятно и допущение о различии в составе осадков, которые могли бы участвовать в магмаобразовании под разными зонами дуги или о плавлении только гидратированных осадков под фронтальной и только свежих под тыловой зоной дуги. Наконец, отсутствие зависимости  $\text{Sr}$ -изотопных отношений от кремнекислотности пород не позволяет объяс-

нить зональность контаминацией магм веществом сиалического субстрата, а идея о контаминации магм фронтальной зоны дуги веществом меланократового фундамента практически невероятна из-за огромного объема материала (40-50%), который должен быть при этом усвоен первичной магмой.

Представляется, что причиной латеральной геохимической зональности является неоднородность мантийного источника магматических расплавов в отношении редкоэлементного и изотопного состава, связанная с различиями в составе глубинных флюидов, выделяющихся в зоне субдукции и участвующих в процессах метасоматической переработки вещества мантийного клина и генерации первичных магм. Источником флюидов является материал субдуцируемой плиты, а также возможно (Tatsui *et al.*, 1966) подошва мантийного клина, вещество которого было при субдукции вовлечено в наведенное конвективное движение и подверглось гидротермальному метасоматозу за счет интенсивного обезвоживания плиты на более высоких уровнях. Различия в составе флюидов определяются, с одной стороны, тем, что флюиды под фронтальной и тыловой зонами дуги выделяются при разных  $t$  и  $p$  и при разложении различных водосодержащих минералов (преимущественно  $Asp$ , серпентина и 14A клинохлора на глубинах около 100 км под фронтальной зоной;  $Ph$  и 7A клинохлора на глубинах около 190 км - под тыловой). Возможно также, что под тыловой зоной создаются условия для выделения флюидов из более глубоких частей субдуцируемой плиты за счет обезвоживания тел серпентинитов в третьем слое океанической коры (Рингвуд, 1960). Геохимическая нагрузка флюидов зависит также от длительности взаимодействия их с веществом мантийного клина, из нижней, менее деплетированной части которого, флюиды могут экстрагировать некогерентные редкие элементы и переносить их в менее глубокие и более деплетированные части мантии, где генерируются магмы. Длина пути флюидов до области плавления в тыловой зоне больше, чем во фронтальной и, соответственно, выше должна быть потенциальная редкоэлементная нагрузка флюидов.

По-видимому флюиды, выделяющиеся под фронтальной зоной, ближе к составу морской воды, чем под тыловой зоной, что и обуславливает наблюдающуюся поперечную  $\epsilon$ -изотопную зональность. В случае справедливости такого подхода среднее значение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения в тыловой зоне Курильского сегмента островодужной системы, равное 0,7030, следует рассматривать, как близкое к первичному значению для островодужной мантии. Что касается продольной

зональности по изотопному составу Sr, а также  $^{10}\text{Be}$  и т.о. противоположные тенденции в распределении их не исключают возможности заражения мантийных магм на флангах островодужной системы веществом корового субстрата. Однако следует обратить внимание на отсутствие корреляций между изотопным и редкоземельным составом вулканитов, что не позволяет рассматривать материал сиалической коры в качестве вещества, контаминирующего исходные магмы.

Отметим, что низкие Sr-изотопные отношения в тыловой зоне дуги в сочетании с повышенными концентрациями Rb и повышенными значениями Rb/Sr указывают на геологически недавнее время обогащения тылобужной мантии Rb (и другими некогерентными элементами), что согласуется с моделью Дж. Гилла, построенной на основании данных по геохимии короткоживущих изотопов в системе Th-U-Pa. Согласно его данным (Bill. Williams, 1990), перенос флюидов из океанической коры в мантийный клин, плавление последнего и подъем расплавов к поверхности занимает менее 200-300 тыс. лет.

По экспериментальным данным (Tatsui et al., 1986), при дегидратации серпентинитов (как и пород погружающейся океанической коры) одновременно с  $\text{H}_2\text{O}$  выносятся целый ряд редких элементов, образующих следующий ряд подвижности (от наиболее к наименее подвижным): Cs, Rb - Ba, K - Sr, La - Sm, Tb, Y, Yb - Nb, причем Nb остается инертным и практически не выносится с флюидом. Показана также принципиальная возможность выноса с флюидом и части Be (Tatsui, Yoshida, 1988), что позволяет предполагать и возможность флюидного переноса  $^{10}\text{Be}$ . Характер распределения гигромагматофильных редких элементов в островодужных вулканитах Камчатки и Курил (см. рис. 3) примерно соответствует указанному ряду подвижности, что делает привлекательной модель флюидного участия в островодужном магмагенезе, тем более, что особенности геохимической зональности не противоречат представлениям о такой роли флюидов.

Свидетельством того, что островодужные магмы генерируются уже в метасоматически измененной (габбросризированной) мантии являются находки в лавах глубоких включений гипербазитов, несущих, как уже говорилось, новообразования хромистого магнетита  $\text{FeCr}_2$ , хромистого Fe и Cr, а также сложных включений, где гипербазиты ассоциируют с амфиболитами и  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -габро. По-видимому, на присутствие Cr и  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  в источниках островодужных магм указывает повышенная глиноземаистость пород, а также наличие Sr-минимума на спайдердиаграммах гигромагматофильных редких элементов (см. в.ш.). Постоянное наличие на тех же диаграммах глубоких Nb и Ta

минимумов свидетельствует, что эти элементы действительно не добавляются с флишом в источник островодужных магм. Вместе с тем заметное увеличение концентраций  $^{87}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}$  в лавах от фронта к тылу дуги (в 1,5-3 раза) может быть аргументом в пользу гипотезы об участии в метаморфизме мантийного клина в тыловодужных зонах и небольших частичных вышлявок из субдуцируемой плиты. Наконец, данные о содержании в лавах изотопа  $^{10}\text{Be}$  указывают на участие в генезисе островодужных магм небольшого количества пеллагических осадков из субдуцируемой плиты (или скорее флишдов, извлеченных из них при дегидратации), что также является прямым свидетельством реальности самого процесса субдукции.

Наследование средними и кислыми лавами геохимических особенностей базальтов для конкретных вулканических построек, а также отсутствие зависимости изотопного состава  $^{87}\text{Sr}$  лав от их кремнекислотности свидетельствуют о наличии генетических связей кислых и основных расплавов и об отсутствии существенной роли древнего сиалического фундамента в генезисе кислых магм. Модельные расчеты показывают, что во многих случаях кислые лавы могут быть продуктами кристаллизационной дифференциации основных, однако в ряде случаев требуются другие объяснения, включающие предкристаллизационное разделение расплавов, либо прямое выщелачивание андезитовых магм из метасоматически измененного мантийного субстрата (особенно в случае магневильных андезитов).

#### ВНУТРИПЛИТНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ

##### Типы серий и их геологическое положение

Находки внутриплитных вулканических пород в активных островодужных системах редки. Тем не менее они установлены на Фиджи (Bill, 1984), в Папуа, Новая Гвинея и Новой Зеландии (Smith et al., 1977, 1982), ЮЗ Японии (Uchikawa, 1966; Wood et al., 1980; Nakamura et al., 1983, 1989). В пределах Курило-Камчатской островодужной системы они встречаются только в Камчатском сегменте ее к северу от широты Авачинского залива, т.е. в той ее части, которая в конце миоцена претерпела существенную структурную перестройку, связанную с формированием северной части глубоководного желоба в его современном виде (Камчатка, Курильские..., 1974) и новой зоны субдукции. Ранее в позднемiocен-среднемиоценовое время северная часть глубоководного желоба располагалась примерно в 200 км западнее от нынешнего положения (Леглер, 1977).

Выше уже отмечалось, что с этим процессом связано развитие новейших островодужных вулканических поясов Камчатки (Восточно-

Камчатского и Центральной Камчатской депрессии). Вместе с тем, заложение новой ветви глубоководного желоба и формирование новой зоны субдукции сопровождалось, по-видимому, глубокими расколами в континентальном блоке, которые и способствовали подъему внутриплитных магм из глубоко расположенных источников. Возможно, что с расколами, сопровождавшими расщепление глубоководного желоба в его северной части на две ветви (Селиверстов, 1987), связаны более поздние ( $a_3^3 - a_4$ ) проявления внутриплитного вулканизма, однако датировки такого процесса пока отсутствуют.

В составе внутриплитных вулканических серий Камчатки установлены: к-на-щелочнобазальтовая ( $n_1^3$  возраста - в тыловой зоне вулканического пояса Восточной Камчатки); к-на-щелочнооливио-базальтовая ( $n_2$  возраста - в тыловой зоне Восточного пояса и  $a_3^3 - a_4$  возраста - на Срединном хребте в виде зоны ареального вулканизма); к-на-базальт-комендитовая ( $n_2 - a_1$  возраста в тыловой зоне Срединного хребта); к-базальтоидов лампроитового ряда и ассоциирующая шоннит-латитовая ( $n_1^3 - n_2$  возраста - на Западной Камчатке).

Структурное положение позднекайнозойских внутриплитных вулканических на Камчатке не контролируется Центральной Камчатской депрессией, которая, как уже говорилось, рассматривается в качестве рифтовой структуры, сопоставимой с рифтами континентов и активных окраин (Ермаков, 1987). Оно не зависит также от положения блоков древнего метаморфического фундамента, выходы которого на поверхность занимают большую территорию в Центральной Камчатке. Однако, к-на-базальтовые серии формируются в особых линейных структурах, ориентированных под острым углом к положению современных островодужных вулканических поясов (Волынец и др., 1987, 1990), лавы базальт-комендитовой серии расположены в пределах крупной кольцевой вулканотектонической депрессии (Патока, 1983), а проявления к-базальтоидов тяготеют к СВ границе древней Охотки (погребенной на этом участке под покровом меловых и третичных осадков), как она рисуется рядом авторов (Ханчук, 1984).

В пределах Срединного хребта внутриплитные вулканические проявления на поздних этапах развития островодужного вулканического пояса, и в течение определенного времени островодужные и внутриплитные магмы сосуществовали в недрах этой структуры. На Западной Камчатке внутриплитный вулканизм не ассоциировался и не предваралялся островодужным вулканизмом. На Восточной Камчатке проявления внутриплитного вулканизма предшествовало формированию островодужного вулканического пояса, причем проявления внутриплитных

к-на-щелочных базальтов ( $N_1^3$ ) отделены от излияний островодужных лав, начавшихся в  $N_2^2-O_1^1$  этапом образования лав переходной к-на-щелочнооливинбазальтовой серии (Болынец и др. 1990).

Позднемиоценовые к-на-щелочные базальты Восточной Камчатки встречаются в виде изолированных лавовых потоков, силлов и даек в молласидных осадочных породах и формируют небольшие вулканы. Для к-на-щелочных оливиновых базальтов  $N_2$  Восточной Камчатки и сходных по составу  $O_2^3-O_4^1$  лав Среднего хребта характерен ареальный тип вулканизма. Извержения лав базальт-комендитовой серии носили центральный характер и формировали типичные стратовулканы. При этом основные и средние лавы и их туфы слагали постройки стратовулканов, а кислые - анструзивные купола, силлы, дайки, субвулканические лакколиты, обычно приуроченные к центральным эродированным частям стратовулканов. к-базальтоиды Западной Камчатки и ассоциирующие с ними породы шононит-лагитовой серии встречаются исключительно в виде небольших субвулканических тел, причем среди к-базальтоидов наряду с эффузивноподобными разностями развиты и полнокристаллические (шониниты, сиениты).

#### Петрография и минеральный состав вулканических пород

Среди внутриплитных вулканических, как и среди островодужных, ус-тановлены и меланократовые и лейкократовые разновидности. Первые характерны для пород к- и к-на-щелочнобазальтовых серий (хотя иногда встречаются и в породах к-на-щелочнооливинбазальтовой серии), вторые - для лав к-на-щелочнооливинбазальтовой и базальт-комендитовой серий. Меланократовые базальты характеризуются  $01-01-Cpx$ , а в случае к-базальтоидов и  $Pl_1-01-Cpx$  ассоциациями фенокристов, тогда как лейкократовые - обычно  $01-Pl$  (реже  $01$ ). Меланократовые ( $01-Cpx$  трахиты и лейкократовые ( $Pl$  сиениты) разновидности отмечены и в средних по составу породах к-базальтоидной серии, тогда как средние и кислые лавы дифференцированной базальт-комендитовой серии исключительно лейкократовые. При этом трахиандезитобазальты и трахиандезиты содержат вкрапленники  $Pl$ ,  $Cpx$  и  $Orx$ , иногда с  $Alph$  и  $01$ . Среди трахитов встречаются  $01-Cpx-Pl_1-Fsp$  и  $Pl-Cpx-Pl$  типы. Щелочные кварцевые трахиты и трахириолиты несут фенокристы  $Cpx$  и  $Fsp$  ( $01$ ), а комендиты - единичные вкрапленники  $Pl$  и  $Fsp$ . В средних по составу породах встречаются крупные зерна  $Or$ , а в кислых - циркон и ортит. Во всех разновидностях пород всех серий обычны субфенокристы и микролиты  $Pl$  и  $Pl$ , а в базальтах и протокристы  $Sp$  в виде включений во вкрапленниках  $01$ . Некоторые шониниты, лагиты наряду с обычными вкрап-

ленниками (01, Crx, Amph, V1, средний по составу P1) содержат округлые ксенокристы  $\sigma$ , алмандинового Cr (иногда в сростках) и кислого P1, что может указывать на контаминацию расплавов веществом кислого метаморфического фундамента.

Состав минералов внутриплитных вулканитов заметно отличается от состава минералов островодужных лав (Вольнец и др. 1984-1990). Так, Crx, которые являются типоморфными минералами островодужных лав, очень редки во внутриплитных вулканитах. Crx внутриплитных базальтов отличаются повышенными содержаниями Ca и Ti (последний особенно повышен в Crx лав K-Na-щелочнобазальтовой серии) и на дискриминационных диаграммах (Ca+Na)-Ti (Letterrier e. a., 1982) и (Fe/Fe+Mg) - TiO<sub>2</sub> попадают в другие поля, чем Crx островодужных лав (рис. 8). Эволюция Crx внутриплитных базальтов, в отличие от островодужных, идет в сторону титанистых Sal и Fas (рис. 9), в Crx дифференцированной базальт-комендитовой серии - в сторону ферро-Авр. Натровых ферро-Ned, Egr-Ферро-Ned и Egr. Натровые Crx обнаружены только в основных массах щелочных кварцевых трахитов, трахириолитов и комендитов. В трахиандезитобазальтах, трахиандезитах и некоторых трахитах наблюдается проявление и другого-типично толеитового тренда, отличающегося присутствием в основных массах пород P<sub>2</sub> субкальциевых Авр и ферро-Авр (рис. 10).

Обогащение Ti характерно не только для Crx, но и для других мафических минералов внутриплитных лав: Amph (вкрапленные в кернудита в трахиандезитобазальтах и трахиандезитах базальт-комендитовой серии), P<sub>1</sub> (в основных массах некоторых щелочных и субщелочных базальтов всех серий), V<sub>1</sub> (вкрапленные в трахитах и кислых лавках базальт-комендитовой серии). Однако максимально высокие концентрации TiO<sub>2</sub> в массах (8,0-10,5 вес.%) наблюдаются в V<sub>1</sub> из сиенитов и основных масс трахибазальтов к-базальтоидной серии, хотя ядра вкрапленников V<sub>1</sub> в трахибазальтах отвечают хромистым V<sub>1</sub> с 0,5-1,5 вес.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 3,5-4,5 вес.% TiO<sub>2</sub>.

В основных массах некоторых K-Na щелочных базальтов Восточной Камчатки и Среднего хребта обнаружены Na и Ca в мезостазисе к-базальтсислов Западной Камчатки и K-Na-щелочных базальтах Восточной Камчатки. В основных массах трахитов базальт-комендитовой серии встречается субкальциевый (субщелочной) Amph (M<sub>1</sub>), а в основных массах комендитов - кальциево-натровый и натровый Amph (A<sub>1</sub>Ca и A<sub>1</sub>N). Подчеркнем, что мафические минералы из основных масс комендитов имеют очень высокие концентрации V<sub>1</sub>, редко наблюдающиеся в магматических породах: 5-7 вес.% в щелоч-

ных  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 5-8 вес.% в  $\text{TiO}_2$  и до 16 вес.% в  $\text{H}_2\text{O}$ . Повышенные концентрации  $\text{MnO}$  (2-3 вес%) установлены также в  $\text{a}_1$ ,  $\text{c}_{\text{PK}}$  трахитов.

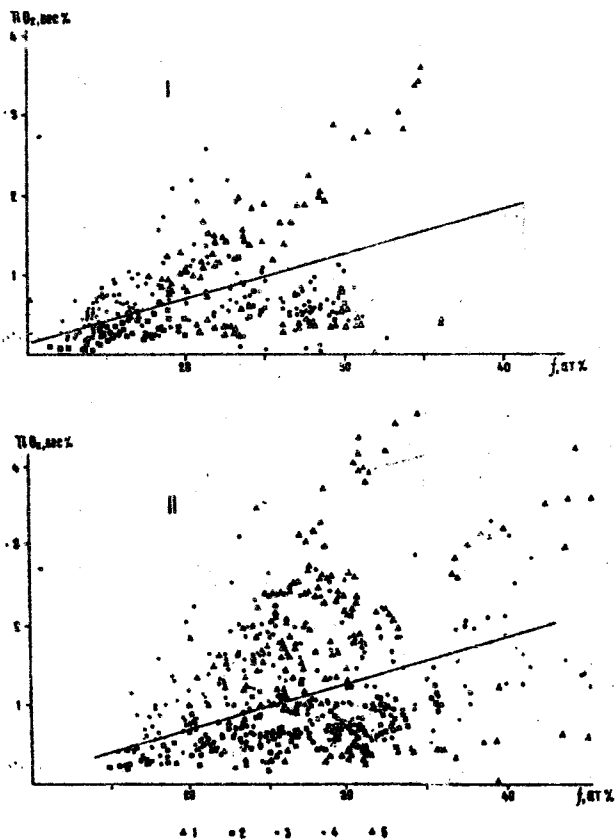


Рис. 8. Вариации содержания  $\text{TiO}_2$  в фенокристах (I) и микрокристах (II)  $\text{c}_{\text{PK}}$  базальтов островолужных (I-3), вултриплитных (4-5) серий. Типы лав: 1-умеренно- $\text{mg}$  толеитовые и известково-щелочные низко- $\text{K}$  умеренно- $\text{K}$  серий, 2- $\text{mg}$ -известково-щелочные умеренно- $\text{K}$  серии, 3-умеренно- $\text{mg}$  толеитовые и известково-щелочные высоко- $\text{K}$  и колдонит-латитовой серии, 4- $\text{K}$ -щелочнобазальтовой серии, 5- $\text{K}$ -на-щелочных и субщелочных серий.



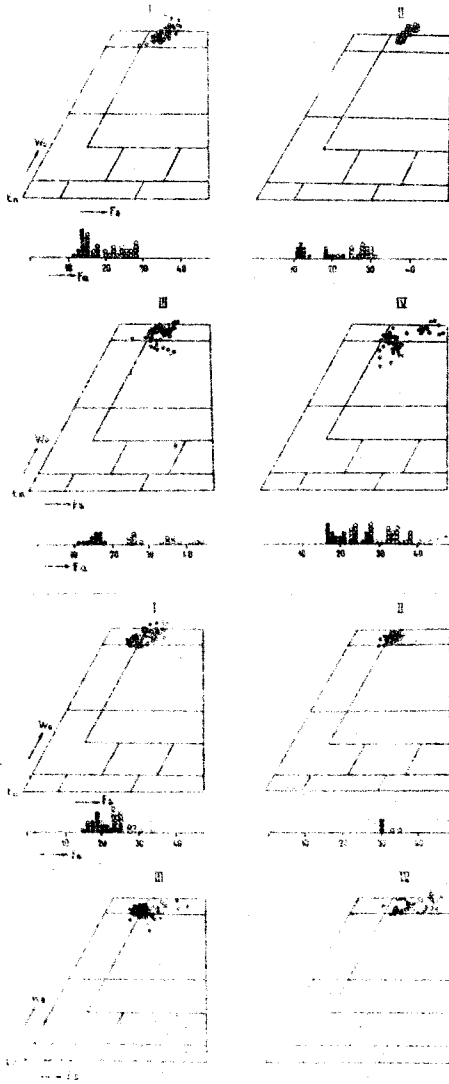


Рис. 9. Составы  $SiO_2$  и  $CaO$  в базальтах внутриплитных серий Камчатки

Верхний фрагмент рисунка: лавы к-щелочнобазальтовой серии Восточной Камчатки (I, II) и щелочнооливинбазальтовой серии Среднего хребта (III, IV). I.

III - магнезиальные; II, IV - умеренномагнезиальные разности.

Нижний фрагмент рисунка: лавы к-щелочнобазальтовой серии Западной Камчатки. I - абсарониты, II - рн-шонкиниты, III - рн-трахисбазальты, IV - сиениты.

Залитые символы - ядро фенокристов, открытые - краевые каймы и макролиты.

Фенокристы  $F_1$  из пород базальт-комендитовой серии Среднего хребта и шонхит-латитовой серии Западной Камчатки обычно более натрские, чем в лавах островодужных серий. В основных массах всех типов лав внутриплитных серий широко распространены  $F_{sp}$ . Фенокристы  $F_{sp}$  отмечены в трахитах базальт-комендитовой серии, где они сосуществуют с олигоклазом, а также трахириолитах и комендитах, где они являются единственным калиевым минералом. В шенитах к-базальтоидной серии  $F_{sp}$  нередко сосуществует с небольшим количеством  $An_1$ . В лавах к- $Na$ -серий  $F_{sp}$  также к- $Na$ , тогда как в лавах к-базальтоидной серии — существенно калиевые, особенно в шенитах и к-трахитах. В последних  $F_{sp}$  нередко обогащены  $Ca$  (до 2-3, а иногда даже 5-6 вес. %  $CaO$ ).

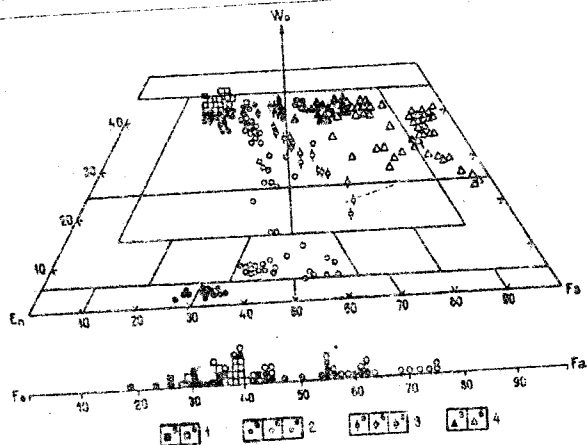


Рис. 10. Составы  $F_1$  и  $O_1$  в дифференцированной базальт-комендитовой серии лав вулкана Белоголовский: 1—щелочные оливиновые базальты, 2—трахиандезитобазальты, трахиандезиты, трахиты, 3—щелочные кварцевые трахиты, 4—трахириолиты и комендиты. а—ядра икрапленников. б—краевые каймы и микролиты. в—включения во икрапленниках  $F_{sp}$ .

В базальтах внутриплитных серий  $O_1$  в общем близки по магнетизальности к  $O_1$  из соответствующих островодужных пород (см. рис. 1, 9). Состав ядер икрапленников в глиноземистых разновидностях к- $Na$ -базальтов  $O_1$   $Ca_{27-34}$ , в магнетицильных —  $O_1$   $Ca_{22-29}$ , в к-базальтоидах

$01_{75-80}$ . В базальтах к-на-серии включения  $\text{ep}$  во вкрапленниках  $\text{ol}$  характеризуются повышенным содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , причем встречаются мало- или даже безхромистые их разновидности ( $\text{ep}_{10}$ ). В к-базальтоидах  $\text{ep}$ , напротив, хромистые (обычно 40-43 вес. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), а иногда - весьма хромистые ( $\text{Cr}$  в 55-60 вес. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ).

Кристаллизующие расплавы, продуцирующие лавы внутриплитных серий, происходят, согласно данным  $n$ - $n$  геотермометра-геобарометра, в основном, вблизи буфера  $\text{mp}$ , т.е. при более низкой  $f_{\text{O}_2}$ , чем кристаллизация расплавов, продуцирующих лавы островодужных серий (см. рис. 2). В целом, особенности минерального состава пород к-на-субщелочных и щелочных серий Камчатки (в частности, повышенная кальциевость и титанистость  $\text{Cr}_{\text{т}}$  в базальтах и эволюция их в сторону  $\text{Ca}$  и  $\text{Fe}^2+$ , повышенная глиноземистость  $\text{ep}$  из этих пород и наличие в основных массах их  $\text{Mg}$  и  $\text{Ca}$ , повышенная титанистость (фенекристов  $\text{Al}_{\text{фн}}$  и  $\text{Ti}$  в средних по составу породах базальт-командитовой серии и присутствие в кислых разновидностях лав щелочных  $\text{Al}_{\text{фн}}$  и  $\text{Cr}_{\text{т}}$ ) близки к наблюдаемым в щелочных лавах соответствующих серий океанических островов и континентальных рифтов (Щелочные породы, 1976; Ewart, 1981, 1985; Fodor et al., 1973 и др.).

В то же время, характерные особенности минерального состава к-базальтоидов (присутствие крайне хромистой  $\text{ep}$  и  $\text{Cr}-\text{ol}$ , наличие вкрапленников хромистого  $\text{ep}_{10}$ , сменяющегося в каймах и микролитах высокотитанистым  $\text{ep}$ , высокая калиевость и повышенная бариевость  $\text{F}_{\text{ep}}$ ) сближают их с некоторыми (орденитовыми) разновидностями пород лампроитовой серии (Venturini et al., 1984) и известково-щелочными лампрофирами (Kosch, 1984).

#### Состав глубинных включений в вулканических породах

Находки глубинных включений, особенно ультраосновного состава, во внутриплитных вулканиках Камчатки редки. Они установлены в породах  $\text{g}$ -на-щелочнооливинобазальтовой серии, где представлены  $\text{p}$ -содержащими верритами, вебстеритами,  $\text{ol}$ -габбро, анортитами, щелочными гравитами,  $\text{ol}$ - $\text{Cr}_{\text{т}}$ - $\text{p}$  кристаллическими сланцами на Среднем хребте и  $\text{ep}$ -лерполитами на Восточной Камчатке, а также в породах базальт-командитовой серии, где по составу отвечают  $\text{ol}$  и  $\text{ep}$   $\text{Al}_{\text{фн}}$ - $\text{Cr}_{\text{т}}$  габбро и сиенитам.

Отличительной особенностью ультраосновных включений является низкое содержание  $\text{Al}$  в  $\text{Cr}_{\text{т}}$ , обычное для таких включений в вулканиках островных дуг. Однако содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в  $\text{Cr}_{\text{т}}$  и  $\text{ep}$  повышено. В лерполитах  $\text{Cr}_{\text{т}}$  отвечают  $\text{Cr}-\text{ol}$  с 3,3-3,8 вес. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , а в верритах и ассоциирующих с ними мегакристаллах - глиноземистым  $\text{Ca}$  и

титанистым  $F_{\text{тн}}$  с 6,0-11,5 вес. %  $Al_2O_3$  (и 1,5-2,0 вес. %  $TiO_2$  для последних). В лерцолитах  $sp$  хром-алюминиевые (35-38 вес. %  $Al_2O_3$ ), а в вершитах - существенно глиноземистые (42-62 вес. %  $Al_2O_3$ ), причем разности с  $Al_2O_3 > 55$  вес. % практически безхромистые. Многие ультраосновные включения несут следы перекристаллизации и частичного плавления, в зонах которого развивается  $F_{sp}$ .

Габброиды и кристаллические сланцы из пород щелочнооливинбазальтовой серии обычно низкокремнеземистые, с повышенной глиноземистостью, низким содержанием титана и умеренным щелочей. По нормативному составу они попадают на границу  $Ma$ - и  $Hy$ -содержащих пород и в целом близки к составу нижней коры, по Тейлору и Мак-Леннону (1988). Включения  $Bi$ - $Aph$ - и  $oi$ -габбро из пород базальт-командитовой серии, напротив, характеризуются повышенной щелочностью и титанистостью при керсутитовом составе  $Aph$ . Сие также щелочные с  $Egr$ - $Avy$ . Возможно, что и те и другие представляют собой родственные лавам образования - продукты полной кристаллизации тех же магм в глубинных условиях.

Заметим, что на севере Камчатки в районе залива Анапка на Камчатском перешейке в  $n_2$ - $q_1$  титанистых базанитах А.В. Колосовым и Г.Б. Флеровым (1988) описаны включения  $sp$ -лерцолитов, тафесургитов, черных широксфенитов, иногда с пироповым  $cr$ , вместе с мегакристами  $al$ ,  $Crx$ , кислого  $pl$ ,  $Ti$ - $ni$ ,  $il$ , которые по типу ассоциаций включений и мегакристов, а также особенностям минерального состава (в частности, повышенному содержанию  $Na$  в  $Crx$ , высокой глиноземистости  $sp$  и магниезальности  $cr$ ) близки к наблюдаемым в  $k$ - $Na$ -щелочных базальтах континентов, океанических островов.

#### Распределение главных и редких элементов

##### в вулканических породах

Базальты щелочных  $k$ - $Na$ - и  $k$ -серий имеют высокую магниезальность ( $K_{Mg}$  обычно в пределах 0,63 - 0,74) и характеризуются умеренной глиноземистостью (12-16 вес. %  $Al_2O_3$ ). Среди пород  $k$ - $Na$ -щелочнооливинбазальтовых серий также разновидности редки и отмечены только для  $q_3$ - $q_4$  вулканитов Среднего хребта. Большая же часть базальтов этой, а также базальт-командитовой серии имеет высокую глиноземистость (>16,5 вес. %  $Al_2O_3$ ) и меньшую магниезальность ( $K_{Mg} = 0,45$ -0,60). Все  $k$ - $Na$ -субщелочные и щелочные базальты отличаются высокими содержаниями  $TiO_2$  (1,5-2,0 вес. %) и  $F_{\text{тн}}$  (0,4-1,4 вес. %). При этом лавы  $k$ - $Na$ -щелочнобазальтовой серии Восточной Камчатки, как и большинство базальтов  $k$ - $Na$ -щелочнооливинбазальтовой и базальт-командитовой серии Среднего хребта,

содержит нормативный  $n_0$ , тогда как  $k$ - $na$ -субщелочные базальты Восточной Камчатки в целом менее щелочные, и  $n_{np}$ -нормативные разности здесь обычно  $k$ -базальтоиды также имеют высокие концентрации  $r_2O_2$  и нормативный  $n_0$ , однако содержания  $CaO$  в них в общем умеренные (1,0-1,8 вес.%), хотя и превышают таковые в островодужных лавах с соответствующим  $k_{Mg}$  (Большец и др., 1990).

Средние по составу лавы  $k$ -базальтоидной серии, а также средние и кислые (за исключением комендитов) породы базальт-комендитовой серии обычно высокоглиноземистые и, хотя уровень щелочности высокий, коэффициент аптаитности ( $k_A = Na_2O + K_2O/Al_2O_3$ , мол.%) достигает 1,0 и даже слегка превышает это значение только в комендитах. Однако, величины  $k_A \geq 1,0$  установлены для основных масс трахитов базальт-комендитовой серии, а основные массы трахириолитов не отличаются по составу от комендитов. Наличие аптаитового тренда дифференциации подтверждается присутствием субщелочных-щелочных лав и ср. в мезостазисе трахитов и трахириолитов.

На классификационной диаграмме Петрографического комитета ( $Na_2O + K_2O - SiO_2$ ) все внутриплитные вулканиды Камчатки попадают в поля субщелочных и щелочных пород, а в систематике Миширо (диаграмма  $FeO^*/MgO - SiO_2$ ) - в основном в поле толеитов. Высокие концы тренда щелочей отличают внутриплитные вулканиды от большинства островодужных лав изученного региона, и только породы шонит-латитовой серии приближаются к ним по этому признаку.

На диаграмме  $K_2O - SiO_2$  породы  $k$ - $na$ -серии лежат в области высококальциевых, а  $k$ -базальтоидной серии - в области  $k$ -щелочных лав. Высокая кальциевость при повышенной магнезиальности сближает  $k$ -базальтоиды Западной Камчатки с некоторыми породами лампроитовой серии, в частности, с ордонитовыми лампроитами Испании и  $k$ -базальтоидами Запада США, включая лампроиты Смоки-Бэйт. Вулканиды этих регионов образуют перекрывающиеся поля в систематике  $K_2O - SiO_2$ ,  $K_2O - MgO$  и сходны также по соотношению  $MgO$  с  $CaO$ . На классификационной диаграмме  $k_{Mg} - SiO_2$  (Богачиков и др., 1987)  $k$ -базальтоиды Камчатки попадают в поле пород лампроитовой серии. Это, а также отмеченные минералогические особенности лав, позволили отнести эти оригинальные породы к мicasитовым разновидностям лампроитовой серии, несмотря на повышенную, по сравнению с нормальными лампроитами, глиноземистость (Большец и др., 1986).

По особенностям редкоземельного состава лавы  $k$ - $na$ -щелочных и субщелочных серий сильно отличаются от пород  $k$ -базальтоидной серии, однако и те и другие обогащены по сравнению с островодуж-

ными вулканитами Zr, Hf, La, Ce, Th (в базальты также Ti и P). Отличительной особенностью пород к-на-внутриплитных серий Камчатки являются высокие концентрации Nb и Ta, превышающие их содержания в островодужных лавах в 4-100 раз и, соответственно, низкие, характерные для внутриплитных магматич. эфиз пород (Sill, 1984; Wood e. a., 1980 и др.) величины La/Ta, Zr/Nb, Th/Ta отношений (рис. II).

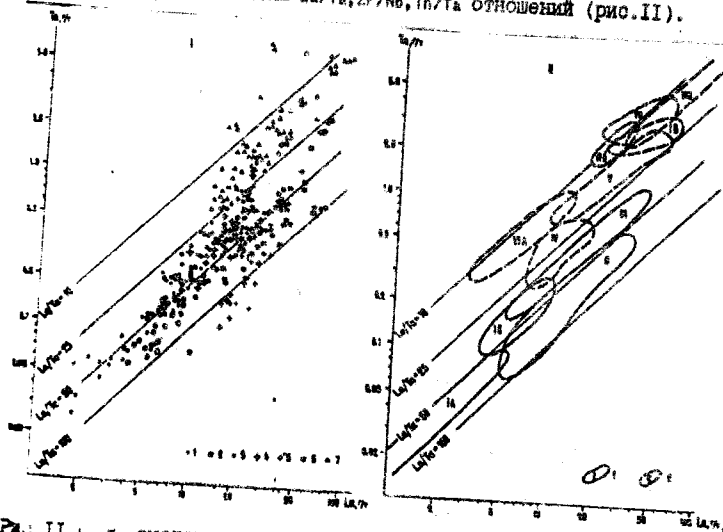


Рис. II. La-Ta-систематика лав Камчатки (I) и других регионов (II) 1-7-геохимические серии. 1-низко-к, 2-3-умеренно-к (2-Восточного Завс, 3-Среднего хребта), 4-высоко-к, 5-шошонит-латитовая, 6-к-щелочнобазальтовая, 7-к-на-щелочных и субщелочных серий. II. I-поля серий пород островных дуг и активных окраин, 2-СОХ и внутриплитных обстановок. I-Япония (Wood e. a., 1980): А-толеитовая базальт-андезитовая, Б-высокоглиноземистая базальт-дацитовая, В-трахибазальт-трахириолитовая о. Оки-Дого; II-известково-щелочная базальт-риолитовая Южного Чили (Berlich e. a., 1968); III-известково-щелочная базальт-риолитовая о. Санторин (Mann, 1983); IV-базальт-риолитовая о. Рио-Гранде (Phillip e. a., 1980); V-трахибазальт-риолитовая серия о. Бардана (Sizal e. a., 1982); VI-базальты Гавайского островного хребта: А-толеитовая, Б-щелочные (Samson, Zouaget, 1987); VII-щелочные и субщелочные базальты Монголии и Забайкалья (Иванова и др., 1987); VIII-базальт-наителларитовая Восточно-Африканского рифта (Lalonde e. a., 1975; Leat e. a., 1981).

В лавах к-базальтоидной серии концентрации  $n_b$  и  $t_a$  тоже повышены по сравнению с островодужными, однако не столь значительно (в 2-12 раз), а величины перечисленных отношений не выходят за рамки, наблюдаемые для островодужных магматических пород. Соответственно, на дискриминационных геохимических диаграммах с участием  $n_b$  и  $t_a$ , обычно используемых при анализе геодинамической позиции вулканитов, лавы к-нщ-щелочных и субщелочных серий попадают в поля внутриплитных, а к-базальтоидной серии - в основном в поле островодужных вулканитов (рис.12).

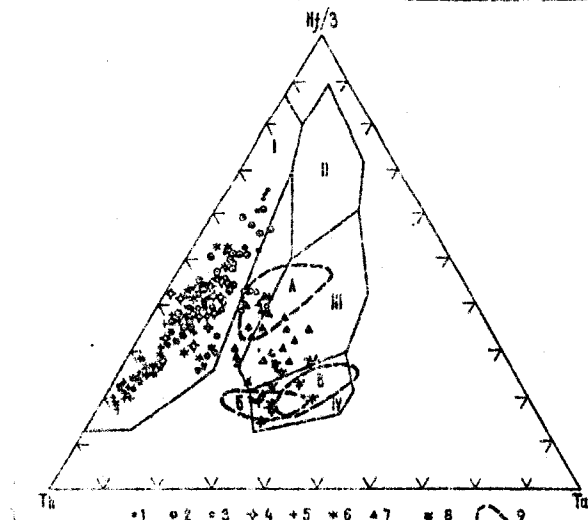


Рис.12.  $n_b$ - $t_a$ -диагностика полевые-к-базальтов Камчатки. I-6 - условные обозначения геохимических серий: I-6 см.на рис.11, 7-8-к-нщ-щелочные и субщелочные серии (7-Срединного хребта, 8-Восточной Камчатки); 9-поля пород: А- рифта Рио-Гранде (Валларо е.а., 1982), В- о.Ски-Дого, Западная Япония (Моя е. а., 1980), В- Монголии и Сабайкалья (Колонова и др.1980). 1-10-поля пород разных геодинамически обстановок (Моя, 1980): 1-островных дуг и активных континентальных окраин, 11-СОХ (N-тип коры), 11-СОХ (E-тип коры) и внутриплитных, 12-внутриплитных.

На спайдердиаграммах гирромагматодельных редких элементов для к-базальтоидов сохраняются "островодужный"  $t_a$  ( $n_b$ )-минимум, тогда как для пород к-нщ-щелочных и субщелочных серий он отсут-

стствует (рис.3). Однако  $\text{Sr}$ -максимум, характерный для щелочных базальтов многих континентальных рифтов (Австралия, Африка, Центральный Французский массив и др.) и океанических островов (Азорь, Гвадалупа и др.) наблюдается лишь в  $\text{K}$ -на-щелочных базальтах Восточной Камчатки, которые сходны с лавами перочисленных регионов и по уровню концентрации гидромагматофильных редких элементов и валовому химическому составу (Белоусов и др., 1974; Catherine, Kopp, 1984; McDonough et al., 1985; Basaltic volcanism..., 1981; Saffery et al., 1989). В то же время  $\text{K}$ -на-субщелочные базальты Камчатки по этим признакам, а также отсутствию как положительной, так и отрицательной та ( $\text{Nb}$ ) аномалии наиболее близки к базальтам окраинно-континентального рифта Рио-Гранде (Basaltic volcanism..., 1981; Phelps et al., 1983; Bangen et al., 1984; Menzies, Kyle, 1971). Что касается  $\text{K}$ -базальтоидов, то они по особенностям распределения гидромагматофильных редких элементов (как и по валовому химическому составу) наиболее сходны с калиевыми базальтоидами Запада США (Van Kooten, 1980; Вольнец и др., 1986, 1990).

Вместе с тем все внутриплитные базальты Камчатки (как  $\text{K}$ -на, так и  $\text{K}$ , и как магнотельные, так и глиноземистые) отличаются от островодужных отсутствием  $\text{Sr}$ -максимума, что может указывать на отсутствие  $\text{Sr}$  в источнике внутриплитных магм. Подчеркнем, что эта особенность характерна также для  $\text{Na}$  (1985), толеитовых и щелочных базальтов океанических островов и континентальных рифтов и пород некоторых активных континентальных окраин, возникших после прекращения активной субдукции (Вольнец и др., 1990).

Различаются внутриплитные и островодужные вулканы и по особенностям распределения летучих компонентов, что установлено при изучении вариаций содержания  $\text{F}$  и  $\text{Cl}$  в слюдах (Вольнец и др., 1989). Хотя концентрации  $\text{F}$  в мисах внутриплитных вулкаников повышены, они не превышают таковых в этих минералах из островодужной доломит-латитовой серии. Вместе с тем, миса из внутриплитных лав по сравнению с таковыми из островодужных имеют более низкие концентрации  $\text{Cl}$  и характеризуются более низкими величинами  $\text{Cl}/\text{F}$  соотношений при одинаковых содержаниях  $\text{F}$ . Последнее может указывать, что выделяющийся в зоне субдукции водный флюид, обогащенный компонентами морской воды (в том числе  $\text{Cl}$ ), не принимает участия в генерации внутриплитных магм, в отличие от островодужных.

Магнезиальные разности внутриплитных базальтов по сравнению с глиноземистыми характеризуются, как и в случае разных по островодужных вулкаников, высокими концентрациями  $\text{Mg}$  и  $\text{Sr}$ . Однако



здесь высокие содержания  $Mg, Ni, Cr$  сочетаются с высокими же концентрациями многих литофильных редких элементов:  $Nb, Ta, LREE, Sr, Zr, Hf, Th, P, Ti$  - в  $K-Na$ -разности;  $Rb, Cs, Ba, F$ , а также перечисленных выше элементов, за исключением  $Nb, Ta$  и  $Ti$  - в  $K$ -базальтоидах. Это обстоятельство, если принять гипотезу о близости магнезиальных базальтов примитивным выплавкам, может указывать на различия составов источников для внутриплитных и островодужных магм.

В дифференцированных рядах вулканитов, как и в случае островодужных лав, происходит наследование особенностей редкоэлементного состава от основных разностей к кислым. Так, трахиты и сиениты  $K$ -базальтоидной серии, как и трахибазальты, по сравнению с соответствующими по  $SiO_2$  лавами других серий, экстремально обогащены  $K$  (до 9,5 в с. %) и связанными с ним редкими элементами  $Rb, Ba, LREE, Th, U, Zr, G$  и др., однако по соотношению  $Nb$  и  $Ta$  с другими элементами попадают в поле островодужных лав. Средние и кислые породы базальт-комендитовой серии, напротив, как и базальты обогащены  $Nb$  и  $Ta$  и имеют низкие ("внутриплитные") значения  $La/Th, Nb/Zr, Th/Ta, La/Nb$  и др. отношений.

Тем не менее, расчеты по методу наименьших квадратов по макрокомпонентам показали, что базальты этой серии не связаны с более кислыми разностями с помощью механизма кристаллизационной дифференциации и исходными для средних и кислых пород являются расплавы трахисидезитобазальтового состава (Вольнец и др., 1990). Эволюция их протекала по двум направлениям: в сторону трахитов (с участием  $Or_{K1}$ ) и в сторону трахириолитов-комендитов (без  $Or_{K1}$ , но при участии  $F_{Sr}$  с повышенным содержанием  $Al$  минала). Первое направление осуществлялось при повышенном  $P_{H_2O}$ , что привело к расширению фазовых полей  $Or_{K1}$  и  $Sar$ , второе - в малоглубинных сухих условиях. Расчеты по редким элементам в целом подтвердили реальность моделей фракционирования, построенных по макрокомпонентам. При этом понижение концентраций  $Ba$  и  $Zr$  в трахириолитах и комендитах по сравнению с кварцевыми трахитами, а также  $KREE$  в некоторых комендитах по сравнению с трахириолитами связано с фракционированием, соответственно,  $F_{Sr}$  циркона и ортита.

Попорочная геохимическая зональность, столь характерная для вулканических пород островодужной группы серии для лав внутриплитной группы серии не проявлена (см. рис. 5).

Изотопный состав стронция вулканических пород

Сведения по редким изотопам внутриплитных вулканитов Камчатки ограничены двумя десятками определений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  из кол-

лекции автора. Все они, за исключением двух, лежат в пределах, характерных для островодужных вулканитов этого региона - 0,70317-0,70416, что в целом заметно ниже, чем в аналогичных по составу породах других островодужных систем, а также рифтовых структур континентов. Так в *к*-базальтоидах Камчатки значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -изотопных отношений колеблется от 0,70359 до 0,70404 ( $n=2$ ), тогда как в соответствии с этими лавами Индонезии 0,7043-0,7046 (Nicholls, Whitford, 1983), в Новой Ирландии 0,7040-0,7044 (Smith, Compston, 1982). В *к*-*на*-щелочных базальтах Камчатки  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70362-0,70388$  ( $n=2$ ), тогда как в аналогичных базальтах КЭ Японии - 0,70381-0,70568 (Nakamura et al., 1939). Наконец, в *к*-*на*-щелочных оливиновых базальтах и породах базальт-командитовой серии Камчатки  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70317-0,70619$ , тогда как в базальт-командитовых лавах Южного Квинсленда (Австралия) - 0,7042-0,7067 (Ewart, 1981), Афарского рифта - 0,7046-0,7074 (Ferrari, Trenil, 1975) Вулкана Фантеле в главном Эфиопском рифте - 0,7036-0,7098 (Diskinson, Gibson, 1977) и др.

Изложенные данные свидетельствуют о некоторой обедненности источника внутриплитных магм Камчатки радиогенным *sr*. Сходство же изотопного состава *sr* в разных по щелочности островодужных лавах и субщелочных-щелочных внутриплитных вулканитах указывает на то, что контаминация веществом древнего кристаллического фундамента не может быть ответственна за образование исходных щелочных и субщелочных магм. Вместе с тем, в дифференцированной базальт-командитовой серии лав Белоголовского вулкана величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений возрастают с ростом  $\text{SiO}_2$ , *к*, *rb/sr*, причем тип зависимости близок к гиперболическому. Аналогичная картина установлена для базальт-командитовых серий разных районов (Ferrari, Trenil, 1975; Barberi et al., 1975) и обычно интерпретируется в рамках модели смешения. Однако возможен и другие объяснения, тем более, что пород с весьма высокими концентрациями *к*, *rb*, крайне низкими *sr* при высоких *sr*-изотопных отношениях, в составе древнего метаморфического фундамента Камчатки не обнаружено (Хотин и др., 1984; Виноградов и др., 1950). В этом смысле обращает на себя внимание наличие изотопного неравновесия между вкрапленниками натриевого *saп* и валовым составом трахириолита, установленное для одной из экструзий ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70491$  и  $0,70619$ , соответственно). Сходные данные для кислых щелочных лав вулкана Фантеле, Эфиопия интерпретируются, как следствие возникновения в магматическом очаге зон с различными *rb/sr* отношениями, образовавшихся при фракционировании *Фр* (Diskinson, Gibson, 1977). По мнению Smith,

Compston (1982) высокие  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения в некоторых комендитах района Даусон, Папуа Новая Гвинея могут быть обусловлены влиянием флюидной фазы. Наконец, вариации  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношений в туфах Билтон, Калифорния, а также наблюдающиеся здесь изотопное неравновесие между кристаллическими  $\text{Ca}$  и валовыми составами пород объясняется низкотемпературным постэруптивным взаимодействием с метеоритными водами (McLliday et al., 1984).

Проблема происхождения внутриплитных базальтов островодужной системы

Геохимические данные указывают на различные источники магм островодужных и внутриплитных вулканитов Курило-Камчатской системы. Отсутствие  $\text{Sr}$ -максимума на спайдердиаграммах гирромагматофильных редких элементов внутриплитных базальтов позволяет думать, что источником магм для них служат более глубокие зоны мантии, чем  $\text{K}$ -фация, характерная для островодужных магм. Соответственно, если большинство островодужных базальтов имеют  $\text{Ta}/\text{Yb}$  отношения  $< 0,10-0,12$ , присущие нормальным океанам, то для внутриплитных базальтов значения этого отношения заметно повышены ( $0,1-1,0$ ) и соответствуют  $\text{K}$ -мантии и некоторым щелочным базальтам континентов, а для  $\text{K}$ -на-щелочных базальтов Восточной Камчатки  $\text{Ta}/\text{Yb}$  отношения даже  $> 1,0$ , что характерно для щелочных базальтов океанических островов (рис. 13).

Существуют, по крайней мере, две гипотезы, объясняющие появление литанистых, с повышенными концентрациями  $\text{Nb}$  и  $\text{Ta}$  (внутриплитных) магм в островодужных системах. Согласно одной из них (McLliday, 1980), источником обогащения внутриплитных магм этими элементами служит то же самое вещество субдуцируемой плиты, экстракция из которого некогерентных редких элементов определяет облик островодужных магм. Разница же в концентрациях  $\text{Ta}$ ,  $\text{Nb}$  и  $\text{Ta}$  во внутриплитных и островодужных магмах объясняется различным изъятием рутила — основного минерала-концентрактора этих элементов на уровне осогитных парагенезисов, различающихся в субдуцируемой плите на этих глубинах. (При этом предполагается, что магматический клин обогащен  $\text{Ta}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Ta}$  за счет предыдущих эпизодов плавления и экстракции расплавов мантии. В области генерации островодужных магм, где глубина до зоны субдукции около 100 км, вещество мантийного клина метаморфизуется за счет флюидов, возникающих при дегидратации плиты или частичных выплавов из нее, экспериментально установлено (Tatsumi et al., 1986), что  $\text{Nb}$  обладает низкой растворимостью во флюиде и собственно флюидный механизм

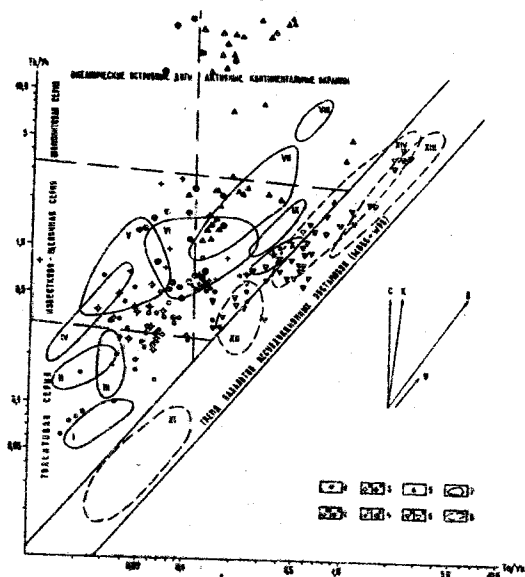


Рис. 13. Th/U-та/у систематика поздне-кз базальтов Камчатки

(по Pearce, 1983)

1-6-геохимические серии: I-низко-к, 2-3-умеренно-к (2-глиноземистая, 3-магнезиальная), 4-высоко-к и шонит-латитовая, 5-к-щелочная, 6-к-на-щелочнобазальтовая, щелочноосливинобазальтовая и базальт-командитовая. а-Восточный пояс, б-Срединный хребет и Западная Камчатка. 7-поля пород островных дуг и активных континентальных окраин (Pearce, 1983). I-VI-островные дуги: I-Оман, II-Идзу, III-Тонга, IV-Новые Гебриды, V-Марияна, VI-Алеуты; VII-X-активные окраины: VII-Центральные Анды, VIII-Иран, IX-Турция, X-Мексика. 8-СОХ и внутриплитные обстановки. XI-н-тип моря, XII-рифт Рио-Гранде (Dunbar et al., 1984), XIII-СВ Китая (Nakashima et al., 1988, 1989), XIV-ЮЗ Японии (Nakashima et al., 1988, 1989). Справа показаны тренды изменения состава пород за счет: субдукционных компонентов (С), контаминации (К), компонентов внутриплитных плейсов (В), фракционирования (Ф).

не может обеспечить обогащение в мм элементом (с также та и т) мантийного шлейфа. Аналогично, обогащение возможно также за счет эвтектичных выделок из материала плиты, поскольку последние при

этих условиях должны иметь кислый состав и, соответственно, низкие концентрации  $Ti$ ,  $Nb$  и  $Ta$  (Kyerson, Watson, 1987), которые сохраняются в остаточном рутиле. Таким образом, островодужные магмы, выплавляемые в мантийном клине, будут обеднены  $Ti$ ,  $Nb$  и  $Ta$  относительно  $K, Rb, Ba, Sr, LREE$ . В области больших глубин (150-300 км) в связи с более высокими  $T$  при водонасыщенных условиях частичные выплавки из плиты будут менее кремнеземистыми и, согласно эксперименту (Kyerson, Watson, 1987), значительно более насыщенными  $Ti$ ,  $Nb$  и  $Ta$ . Рутил здесь исчезает, как реликтовая фаза, а указанные элементы почти полностью экстрагируются из базальтовой коры и обогащают вещество мантийного клина. Соответственно, магмы, генерирующиеся здесь, имеют высокие концентрации  $Ti$ ,  $Nb$ ,  $Ta$ .

Согласно другой модели (Nakamura *et al.*, 1988, 1989), источником внутривулканических магм является, с одной стороны, вещество обогащенных мантийных плюмов, поднимающихся с больших глубин (может быть от границы верхней и нижней мантии), а другой — деплетированная мантия *мяк*-типа, с которой эти плюмы взаимодействуют. При достижении плюмами верхних горизонтов мантии они, вследствие декомпрессии, начинают плавиться, что вызывает плавление и вмещающей обедненной мантии, а образовавшиеся расплавы — смешиваются. Внутривулканические базальты островодужных систем при этом отличаются от континентальных и океанических наличием слабых островодужных признаков (в первую очередь, некоторым обеднением  $Ta$  и  $Nb$  по отношению к  $La$  и  $K$ ). Это обуславливается расположением магматических очагов в случае островодужных систем в зоне метаморфизованной за счет флюидов первично деплетированной мантии.

Очевидно, что в случае модели *мяк*-типа обогащенные  $Ti$ ,  $Nb$  и  $Ta$  магмы в островодужной системе должны проявляться в тыловых, наиболее удаленных от вулканического фронта участках ее, а по времени запаздывать по отношению, по крайней мере, к инициальным стадиям островодужного вулканизма. Модель Nakamura *et al.* не накладывает таких ограничений, однако остается неясным, какие причины вызывают подъем мантийных плюмов и как должен соотноситься островодужный и внутривулканический вулканизм.

Известные геологические данные показывают, что в случае внутривулканических лав Камчатки только появление *к*-базальтоидов может быть объяснено с помощью гипотезы *мяк*-типа. Действительно, проявления пород этой серии распространяются в глубоком тылу вулканического пояса Среднеазиатского архипелага и по времени соответствует средним и поздним этапам его развития. Особенности состава вулкан-

ментов: высокая магнетизальность и сочетание с высокой калиевостью и высокими концентрациями:  $\text{Nb}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{F}$  и других элементов, связанных с  $\text{K}$ , а также повышенные по сравнению с островодужными лавами содержания  $\text{Ti}$ ,  $\text{Nb}$  и  $\text{Ta}$  предполагают, что источником магматических расплавов мог быть  $\text{PnL}$ -герибургит, т.е. метасоматически обогащенная этими элементами за счет флюидов и частичных выделок из плиты деплетированная мантия.

Что касается  $\text{K}$ - $\text{Na}$ -щелочных и субщелочных лав Камчатки, то сведения о месте и времени их проявления не согласуются с моделью  $\text{Kinoshita}$ . Действительно, на Восточной Камчатке излияния  $\text{K}$ - $\text{Na}$ -внутриплитных базальтов предшествуют островодужным вулканитам во времени, а на Среднем хребте внутриплитные лавы сосуществуют с островодужными с  $\text{N}_2$  по  $\text{V}_4$  и, хотя приурочены к различным структурным элементам, проявляются практически на одних и тех же территориях. Формирование глубинных очагов  $\text{N}_2$ - $\text{O}$ -внутриплитных магм под Средним хребтом происходило под влиянием мантийных плюмов в зоне метасоматически измененной мантии, что обусловлено влиянием флюидов (и частичных выделок) в предшествующей  $\text{Pn}_2$ - $\text{N}_1$  этап субдукции. Аналогичные магматические очаги под Восточной Камчаткой в  $\text{N}_1^1$  формировались в зоне неметаморфизованной деплетированной мантии мова типа. Видимо это, а также различная доля участия двух главных инградиентов внутриплитных магм - вещества мантийного плюма и мантии мова - в генерации внутриплитных магм и является причиной геохимических различий между  $\text{K}$ - $\text{Na}$ -щелочными и субщелочными базальтами Среднего хребта и  $\text{K}$ - $\text{Na}$ -щелочными базальтами Восточной Камчатки.

Модель эволюции геодинамического режима вулканизма в Камчатском сегменте Курило Камчатской островодужной системы в позднем кайнозое показана на рис. 14. Возможно, неактивная ("умершая") зона субдукции не препятствует подъему зарождающихся на больших глубинах мантийных плюмов в область мантийного клина под зоной субдукции и, соответственно, не препятствует подъему глубинных магм к поверхности (позднемиоцен-голоценовое время на Среднем хребте). Однако активная субдукция "отрезает" мантийные плюмы от мантийного клина и не дает возможности внутриплитным магмам проявиться в виде вулканической дуги (позднеплейстоцен-голоценовое время на Восточной Камчатке). Сам же подъем мантийных плюмов стимулируется глубинными расколами, возникающими в континентальном блоке при образовании нового глубоководного желоба и новой зоны субдукции. Таким образом, генерация внутриплитных магм

происходит, по-видимому, в обстановке растяжения, в отличие от островодужных магм, формирующихся в обстановке сжатия, которая фиксируется сейсмологическими методами в глубинных зонах литосферы современной Курило-Камчатской островодужной системы (Симбирева и др., 1977).

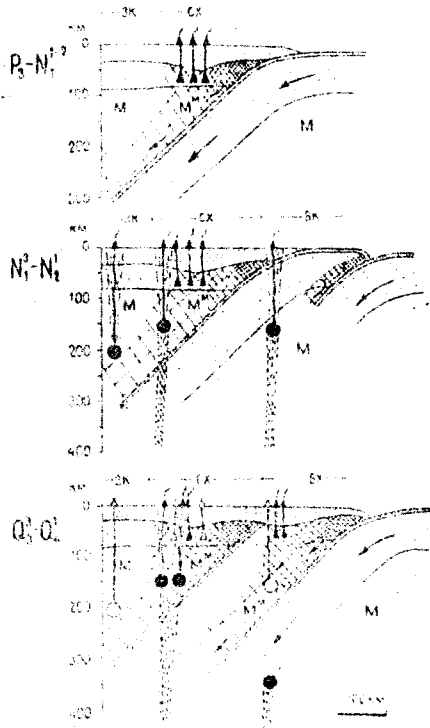


Рис. 14. Схема эволюции Камчатского сегмента Курило-Камчатской островодужной системы в позднем кайнозое. Залитые символы - действующие вулканы и соответствующие им магматические очаги, незалитые - вулканы и очаги, утратившие активность. Крапом отмечены литосферные плиты с указанием границы кора (более частый крап) - мантия. Штрих-пунктир - пути движения мантийных плюмов, залитые кружки - магматические очаги, возникающие при их плавлении. Длинные стрелки - направление движения окенической плиты. Короткие стрелки - навесное движение материковой плиты. М - изверженная мантия типа  $M^M$  - метасоматизи-

рованная мантия, область которой штрихована (плотность штриховки отражает интенсивность метасоматической переработки). Вулканическая зона: ЗК - Восточной Камчатки, СК - Среднего хребта, ЗМ - Западной Камчатки. (Схема составлена с учетом представлений Икедэ и др. (1980) для японских островов ЮЭ Японии).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальное исследование вещественного состава позднекайнозойских вулканизов Курило-Камчатской островодужной системы представляет фундаментальный интерес для понимания происхождения магм во всех зонах перехода океан-континент. В связи с этим следует заметить, что Камчатский сегмент Курило-Камчатской островодужной системы, судя по длительной и сложной истории его геологического развития, наличию обширных выходов древнего метаморфического фундамента, некоторым тектоническим особенностям (Ханчук, 1984), а также сочетанию на его территории островодужных и внутриматериковых вулканических серий, должен, видимо, рассматриваться не как островная дуга, а скорее как активная континентальная окраина типа Северо-Американской (геодинамическая обстановка Калифорнийского типа, по М.И. Кузьмину). С этих позиций Курило-Камчатская островодужная система представляет собой сочетание нормальной двойной островной дуги (Курильский сегмент, включая СВ Камчатку и Камчатку) и активной континентальной окраины Камчатки к северу от широты Авачинского залива).

#### ОСНОВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

##### Монографии в соавторстве:

1. Волнец О.Н., Колосков А.В. Плагноклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки // Новосибирск: Наука, 1976. 136 с.
2. Исполитов Э.И., Волнец О.Н. Геохимические особенности четвертичных вулканических пород Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса // Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.

##### Статьи в коллективных монографиях:

3. Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки // М.: Наука, 1967. 192 с. (Отв. ред. К.Н. Рудич).
4. Tertiary volcanism and tectonics in Kamchatka // Bull. volc. Special vol., 1979. v. 42. N. 1 p. 278 p. (Editors: E.M. Evlich, B.S. Borshkov).
5. Взаимосвязь разноглубинного магматизма // М.: Наука, 1982. 263 с. (Отв. ред. К.Н. Рудич).
6. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей // М.: Наука, 1987. 336 с. (Отв. ред. С.А. Богатиков).
7. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки // Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 390. Новосибирск,



1990. 260 с. (Науч. ред. А. П. Кривенко).
8. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги // М.: Наука, 1992. 528 с. (Отв. ред. Ю. М. Пушаровский).
- Статьи в журналах и сборниках:*
9. Вольтнец О. Н., Флеров Г. Б., Фрих-Хар Д. И., Шилля Н. Л. Об эволюции третичного магматизма Среднего хребта Камчатки // Геология и геофизика, 1963. № 5. С. 103-107.
10. Вольтнец О. Н., Колосков А. В., Флеров Г. Б. и др. Формационное расчленение третичных плутонических и вулканоплутонических образований Центральной Камчатки // Доклады АН СССР, 1966. т. 165. № 1. С. 153-155.
11. Вольтнец О. Н. Зональность в четвертичных кислых экструзиях Палачевского района (Восточная Камчатка) // Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970. С. 120-137.
12. Вольтнец О. Н. Плагноклазы с промежуточной оптикой в кислых четвертичных лавах Камчатки и их генезис // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 138-141.
13. Вольтнец О. Н. О неоднородности составов в потоках и экструзиях кислых лав // Кислый вулканизм. М.: Наука, 1973. С. 67-92.
14. Вольтнец О. Н., Колосков А. В. О петрологических критериях фации глубинности магматических образований // Сов. геология, 1973. № 5. С. 134-140.
15. Volynets O. N., Koloskov A. V., Popolitov E. I. et al. Geochemical peculiarities of olivines from Quaternary basalts of Kamchatka and Kurile islands and the problems of petrogenesis // Modern Geology, 1975. V. 5. P. 104-113.
16. Вольтнец О. Н., Ермаков Е. А., Кирсанов И. Т., Дубик Ю. М. Петрохимические типы базальтов Камчатки и их геологическое положение // Бюлл. вулк. станц., 1976. № 52. С. 115-126.
17. Вольтнец О. Н., Пополитов Э. М., Флеров Г. Б., Кирсанов И. Т. Состав и геохимические особенности плагноклазов четвертичных вулканических пород Камчатки и Курильских островов // Геохимия, 1977. № 5. С. 736-747.
18. Вольтнец О. Н., Иванова В. Л., Кирсанов И. Т. и др. О структурном состоянии плагноклазов четвертичных вулканических Курило-Камчатского региона и полнокристаллических включений в них // Бюлл. вулк. станц., 1978. № 54. С. 97-104.
19. Вольтнец О. Н., Флеров Г. Б., Андреев В. Н. и др. Петрохимия, геохимия и вопросы генезиса пород Большого третичного Толбачинского извержения 1975-1976 г. г. // Доклады АН СССР, 1978. Т. 238

н.4. С.940-943.

20. Волинец О.Н., Шека С.А., Дубик Ю.М. Оливин-анортитовые включения вулканов Камчатки и Курил // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. С.124-167.
21. Волинец О.Н., Богоявленская Г.Е., Пополитов Э.И. Петрография, химия, контактовые преобразования и проблемы генезиса гранитоидных включений в четвертичных вулканических породах Камчатки // Там же, С.168-199.
22. Волинец О.Н. Гетеротакситовые лавы и пемзы // Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979. С.181-196.
23. Волинец О.Н., Хренов А.П., Флеров Г.Б. и др. О месте и времени кристаллизации вкрапленников плагиоклаза эффузивов по данным изучения продуктов современных извержений вулканов Курило-Камчатской зоны // Вулканол. и сейсмол., 1979. н.4. С.34-48.
24. Волинец О.Н. Латеральные вариации распределения стронция в четвертичных лавах Курило-Камчатской островной дуги // Вулканол. и сейсмол., 1981. н.2. С.26-35.
25. Волинец О.Н., Сметанникова О.Г., Хисина Н.Р. и др. Вкрапленники щелочных полевых шпатов в позднекайнозойских лавах Камчатки и вопросы их генезиса // Доклады АН СССР, 1981. Т.261. н.4. С.968-971.
26. Петров Л.Л., Волинец О.Н., Пампура В.Д., Пополитов Э.И. Распределение бериллия и фтора в четвертичных вулканитах Курило-Камчатской островной дуги // Вулкан. и сейсм., 1982. н.2. С.12-21.
27. Аношин Г.Н., Волинец О.Н., Флеров Г.Б. К геохимии золота и серебра в базальтах Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 г.г. // Доклады АН СССР, 1982. Т.264. н.1. С.195-198.
28. Popolitov E.I., Volynets O.N. Geochemistry of Quaternary volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka Island arc // Journ. of Volcan. and Geotherm. Res., 1982. n.12. P.299-316.
29. Аношин Г.Н., Волинец О.Н., Флеров Г.Б. и др. Первые данные по распределению платинидов в современных базальтах Камчатки // Доклады АН СССР, 1983. Т.268. н.4. С.967-969.
30. Волинец О.Н., Патока М.Г., Философова Т.М., Чубаров В.М. Первая находка щелочных темпоцветных минералов в позднекайнозойских лавах Камчатки // Доклады АН СССР, 1983. Т.269. н.5. С.1182-1185.
31. Волинец О.Н., Хисина Н.Р., Дубик Ю.М. Включения габбро-анортитов в вулканических островных дуг и сравнения их с породами материков Луны // Анортиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984.

- С.199-234.
32. Волынец О.Н., Николитов Э.И., Патока М.Г., Аношин Г.Н. Две серии лав повышенной щелочности в позднекайнозойской вулканической зоне Среднего хребта Камчатки // Доклады АН СССР, 1984. Т.274. №5. С.1185-1188.
33. Волынец О.Н., Авилов В.В. Лейцит и нефелин в четвертичных - базальтах Камчатки // Доклады АН СССР, 1984. Т.275. №4. С.955-958.
34. Волынец О.Н., Антипин В.С., Аношин Г.Н. и др. Первые данные по геохимии и микроструктуре позднекайнозойских калиевых базальтоидов Камчатки // Доклады АН СССР, 1985. Т.284. №1. С.205-208.
35. Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Антипин В.С. Петрология и геохимия щелочных и субщелочных лав, как индикатор геодинамического режима островных дуг // Геол. и геофиз., 1986. №8. С.10-17.
36. Виноградов В.И., Волынец О.Н., Григорьев В.С., Колосков А.В. Изотопный состав стронция в некоторых проявлениях кислого вулканизма на юге Камчатки // Доклады АН СССР, 1986. Т.289. №1. С.193-197.
37. Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Пузынков Ю.М., Пархоменко В.С. Геохимическая типизация позднекайнозойских базальтов Камчатки (по данным нейтронно-активационного анализа) // Доклады АН СССР, 1987. Т.293. №3. С.685-688.
38. Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Пузынков Ю.М., Перепелов А.Б. и др. Калиевые базальтоиды Западной Камчатки - проявленная порода лампроитовой серии в островодужной системе // Геол. и геофиз., 1987. №11. С.41-51.
39. Волынец О.Н., Авдейко Г.И., Виноградов В.И., Григорьев В.С. Кализотопия аномальности в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Тихоокеан. геол., 1988. №1. С.19-27.
40. Волынец О.Н., Авилов В.В. Хромирование амфиболов и слюды ультраосновных включений в четвертичных лавах Камчатки и Курил // Доклады АН СССР, 1989. Т.307. №3. С.1203-1206.
41. Антипин В.С., Волынец О.Н., Перепелов А.Б. Геохимия высококальциевого магнезиума - индикатор геодинамических обстановок (на примере Камчатки, Болгарии и Забайкалья) // Труды XIV конгр. Каринато-Балканского геол. сов. София, НРБ, 1989. С.131-136.
42. Волынец О.Н., Пузынков Ю.М., Горюнина Л.К. Галогены в слюдах вулканических пород Курило-Камчатской островодужной системы // Доклады АН СССР, 1989. Т.309. №3. С.693-697.
43. Волынец О.Н., Авдейко Г.И., Щетков А.А., Антонов А.Ю. и др. Минеральная композиция четвертичных лав Курильской остров-

11. ~~В.И. Завьялов~~ // Изв. АН СССР, сер. геол., 1990. н. 1. С. 29-44.
12. ~~В.И. Завьялов~~ О.Н., Авдейко Г.П., Цветков А.А., Ананьев В.В. и др. ~~Среднетемпературные~~ включения в четвертичных лавах Курильской дуги // Изв. АН СССР, сер. геол., 1990. н. 3. С. 43-57.
13. ~~В.И. Завьялов~~ О.Н., Асавин А.М., Когарко Л.Н. Вопросы генезиса щелочных и субщелочных вулканитов Камчатки // Геохимия, 1990. н. 4. С. 506-525.
14. ~~В.И. Завьялов~~ О.Н., Асавин А.М., Когарко Л.Н. Фракционирование редких элементов в щелочных и субщелочных вулканитах Камчатки // Геохимия, 1990. н. 5. С. 672-681.
15. ~~В.И. Завьялов~~ О.Н., Антипин В.С., Черешелов А.В., Аношин Г.Н. Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике // Геол. и геофиз., 1990. н. 5. С. 3-13.
16. ~~В.И. Завьялов~~ О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н., Валов М.Г. и др. Исследования каинзойские внутривулканические базальты Восточной Камчатки // Изв. АН СССР, 1990. Т. 313. н. 4. С. 955-959.
17. ~~В.И. Завьялов~~ О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н., Валов М.Г. и др. Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканол. и сейсмол., 1990. н. 5. С. 14-27.
18. ~~В.И. Завьялов~~ Цветков А.А., Волынец О.Н., Моррис Дж., Тера Ф. Проблема субдукции осадков в свете данных по геохимии бериллия и бора в магматических породах зоны перехода океан-континент. // Изв. АН СССР, сер. геол., 1991. н. II. С. 3-25.
19. ~~В.И. Завьялов~~ Avdeiko G.P., Volynets O.N., Antonov A.Yu., Isvetkov A.A. Kurile Island arc volcanism: structural and petrological aspects // Tectonophysics, 1991. V. 199. P. 271-287.
20. ~~В.И. Завьялов~~ Taras Yu.A., Pekrovsky B.G., Volynets O.N. Hydrogen isotopes in amphiboles and micas from Quaternary lavas of the Kamchatka-Kurile arc system // Rept. Geol. Surv. Japan, 1982. V. 279. P. 187-189.
21. ~~В.И. Завьялов~~ Волынец О.Н., Колосков А.В., Ягодзински Дж.М. и др. Бондзитовая тенденция в лавах подводного вулкана Пийпа и его обрешетка (Западная часть Алеутской дуги): I. Геология, петрохимия, минералогия // Вулканол. и сейсмол., 1992. н. I. С. 3-23.