

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Петрохимическая  
зональность  
четвертичных  
островных дуг  
на северо-западе  
Тихого океана



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
ИНСТИТУТ ТЕКТОНИКИ И ГЕОФИЗИКИ

4181

# Петрохимическая зональность четвертичных островных дуг на северо-западе Тихого океана

Ответственные редакторы:

академик Ю.А. КОСЫГИН

доктор геолого-минералогических наук Н.Л. ДОБРЕЦОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"  
Москва, 1984



Петрохимическая зональность четвертичных островных дуг на северо-западе Тихого океана. М.: Наука, 1984.

Монография посвящена региональной петрохимии четвертичных вулканических пород активнейших участков континентальной окраины на северо-западе Тихого океана — Курильской и Алеутской островных дуг и полуострова Камчатки. Приведены результаты изучения петрохимии четвертичных вулканических пород вулканических поясов и зон этих районов. На основе статистических методов выполнена петрохимическая классификация вулканических пород, изучены особенности пространственного распределения петрохимических типов вулканических пород и их ассоциаций.

Ил. 27, табл. 4, библиогр. 99 назв.

Рецензенты:

В.А. СОЛОВЬЕВА, В.Л. ШЕВКАЛЕНКО

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Представляемая монография посвящена региональной петрохимии четвертичных вулканогенных пород Камчатки и Курильской островной дуги. Петрохимией вулканитов островных дуг сейчас занимаются весьма активно, особенно в связи с проблемами новой глобальной тектоники.

Главная особенность данной работы — это изучение площадной петрохимической изменчивости вулканитов обширного региона с помощью анализа тренда. Этот анализ сопоставлен с результатами более традиционных методов изучения латеральной изменчивости — распространения магматических формаций (гл. 3), профильных диаграмм и площадного распределения петрохимических типов (групп) пород (начало гл. 4). Такое сопоставление позволяет оценить эффективность разных методов и объективность выводов, поскольку основные выводы при всех различных подходах оказываются сходными, хотя наиболее строгим, эффективным и наглядным является метод анализа трендов (гл. 4 и 5).

Основным разделам работы авторы, кроме геологического очерка (гл. 1), сочли необходимым предпослать раздел о классификации четвертичных вулканических пород полуострова Камчатки и Курильской островной дуги на основе метода главных компонент (гл. 2). Необходимость этого обусловлена, во-первых, тем, что авторы в этой и предыдущей книге широко используют термины плагиобазальт, плагиоандезит и другие, которые формально не определены достаточно точно и не являются общепринятыми. Во-вторых, авторы пытались объективно наметить дискретные петрохимические типы пород, распространение которых отразить на карте.

Это исследование авторы не рассматривают как попытку новой классификации вулканических пород, поскольку оно применено к конкретной цели и конкретному региону.

Предварительные результаты анализа тренда авторами уже были опубликованы [54].

В монографии приведены более полные и уточненные варианты карты трендов, а также результаты изучения латеральной петрохимической изменчивости другими методами. При обсуждении этих результатов (гл. 5), авторы использовали новые определения распределения лантаноидов в базальтах Курильской дуги и северо-западной части Тихого океана, выполненные в лаборатории магматической тектоники Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, а также краткий обзор результатов геофизических (сейсмических) исследований Курило-Камчатского региона. Приведенный им вариант модели вулканизма островной дуги представляет один из возможных вариантов. Бесспорным представляется главный вывод этой работы: наблюдаемая петрохимическая зональность, как и основные геологические и геофизические факты, не согласуются с упрощенной моделью субдуктируемой океанической плиты. К аналогичному выводу пришли многие исследователи, занимающиеся детальной геологией Курильской дуги и обобщением геофизических материалов по островным дугам и морям.

Проведенное исследование представляет несомненный вклад в геологическую науку, которая вступила в стадию широких количественных обобщений и построения общей геологической теории.

## ВВЕДЕНИЕ

Исследования связей между вулканическими и тектоническими процессами в пограничной области Азии с Тихоокеанской впадиной общегеологическими, структурными, геохимическими и геофизическими методами имеют целью решение вопросов двух типов. Прежде всего определение таких связей рассматривается как один из методов решения проблемы природы магматизма вообще и наиболее яркой его формы — вулканизма, в частности. С другой стороны, результаты этих исследований используются как существенный инструмент оценки справедливости некоторых положений существующих геотектонических концепций. Несмотря на то, что конечная цель на избранном пути еще далеко, установлены определенные петрологические, геохимические и структурные характеристики пограничных с океаном окраинноконтинентальных районов. В частности, известны пространственные зависимости между составом вулканических пород и размещением их относительно глубоководного желоба, положением сейсмофокальной зоны [37, 39, 84, 85]. В этих работах показано, что состав магм в островных дугах изменяется вкрест их простираения с изменением глубины залегания сейсмофокальной зоны. Провинции с толеитовыми типами пород проектируются на участки зон Беньофа с глубинами залегания 85—155 км, с высокоглиноземистыми — на 155—255 км, со щелочными — на 255—355 км. Рассчитанные условия плавления на этих глубинах в первом приближении соответствуют достигнутым в экспериментах по исследованию перечисленных типов расплавов [20]. Естественно, что с изменением глубин залегания сейсмофокальных зон вдоль островных дуг следует также ожидать изменения петрохимических типов пород.

В последние годы предпринимаются попытки на основе специфики направленных изменений состава вулканических пород и узоров вариаций их составов в пределах вулканических поясов реконструировать положение палеосейсмофокальных зон. В принципе такие реконструкции, если они выполнены на хорошей теоретической и методической основе, были бы полезны, так как позволяют определить геологическое строение вулканических поясов с содержательной стороны. Однако в большинстве предпринятых исследований анализировался частный материал только по отдельным участкам островных дуг (чаще всего профильного характера) и распространялся затем на островные дуги в целом. Необходимые в этих случаях материалы о характере площадных вариаций химического состава вулканических пород в пределах дуг и поясов не приводились.

С учетом этого мы предприняли исследование четвертичных базитов Камчатского полуострова и Курильской островной дуги. В первую очередь были исследованы петрохимические особенности базитов для оценки правомерности использования всех базитов или только некоторых для решения петрогенетических в своей сущности задач. При этом использовались методы многомерного статистического анализа и графические методы сравнения петрохимических материалов.

Выделенные петрохимические группы пород по особенностям их геологического сонахождения (вулканическая постройка, вулканическая группа) объединялись в пространственные ассоциации, размещение которых на территории вулканических поясов Камчатского полуострова и Курильских островов анализировалось на картах.

В качестве материала для исследований площадных вариаций состава базитов использованы также построенные нами карты магматических формаций, профильные диаграммы вкрест простирания и по простиранию вулканических поясов. Главным было построение карт трендов петрохимического состава базитов, составленных впервые для всей территории Камчатского полуострова и Курильской островной дуги.

Для исследования зависимости между пространственными вариациями состава базитов и тектоническими элементами, геофизическими границами использовались схема тектоники Дальнего Востока [51], структурно-формационная карта [78], схемы мощностей земной коры [50], материалы по строению сейсмофокальной Курило-Камчатской зоны [81, 82, 85, 86].

Работа выполнена в лаборатории магматической тектоники и физико-химических исследований Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР и в лаборатории геологии и геофизики Новосибирского университета при активной поддержке академика Ю.А. Косыгина и доктора геолого-минералогических наук Н.Л. Добрецова.

## ГЛАВА 1

### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ЗОНЫ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ТИХОГО ОКЕАНА

В современной структуре северо-западного обрамления Тихого океана зоны магматической активности образуют вулканические дуги и наложенные вулканические пояса, простирающиеся от Северо-Восточного Хоккайдо вдоль Большой Курильской островной гряды через Восточную Камчатку до вулкана Шивелуч более чем на 2000 км. В основании их обнажаются разнородные в формационном отношении геологические комплексы, которые рассматриваются как образования глубоководных геосинклинальных трогов [10, 65, 64] вулканических геантиклиналей кайнозойских геосинклинальных систем, приуроченных к границам мио- и эвгеосинклинальных зон [51], либо активных зон конвергентного типа (зон субдукции) на границе взаимодействующих плит [39]. Обширные по площади тела вулканитов и сохранившие морфологию вулканические горы широко распространены на Камчатке и северо-западнее зоны современной вулканической активности — в Срединном хребте. Некоторые, считающиеся действующими вулканы, имеются и здесь (вулкан Ичинский), а интенсивная вулканическая деятельность в Срединном хребте прекратилась в недалеком прошлом, т.е. сопряженность четвертичной вулканической активности на протяжении плейстоцена—голоцена по всему Камчатскому полуострову и Курильским островам несомненна [14, 33, 96].

Несмотря на возрастную сопряженность четвертичной вулканической активности на Северо-Западе Тихого океана, четко проявляется специфика по ряду характеристик Курильской вулканической дуги и вулканических поясов и зон Камчатки. Она определяется различной структурной приуроченностью вулканических зон и поясов Камчатки и Курильской гряды, особенностями их структуры, составом и объемом тел вулканических пород, ритмикой их строения.

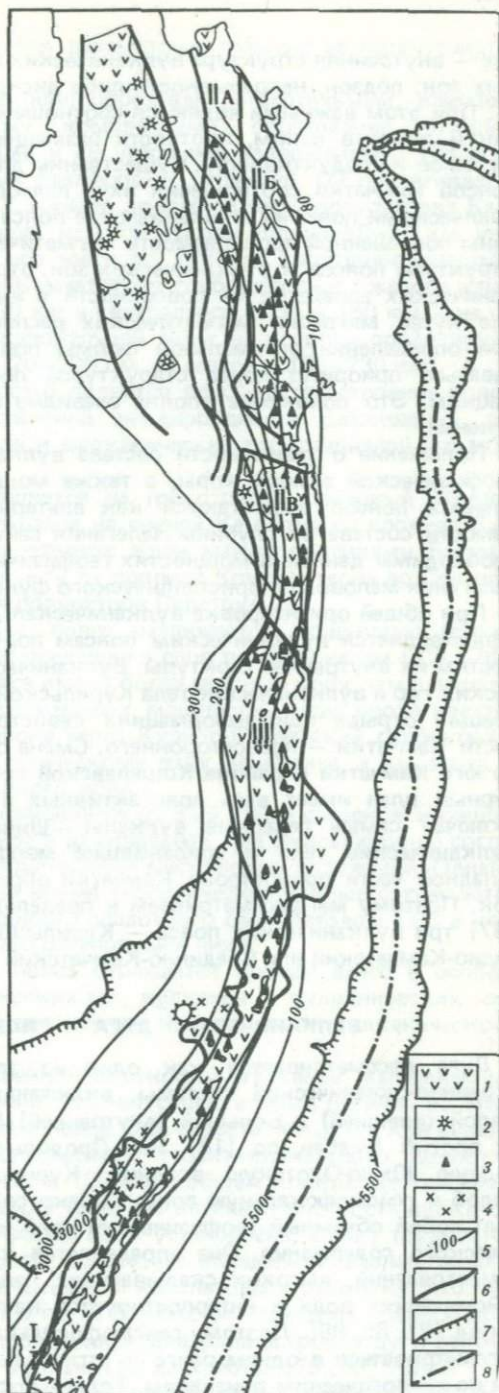
Обсуждение вопросов тектоники Курило-Камчатской области не входит в нашу задачу. История обобщений материалов по геологии этой области отмечена уже более чем 25 тектоническими картами и схемами. Легенды к тектоническим картам предполагали решения таких вопросов, как структурная вертикальная и латеральная неоднородность области, простираения складчатых зон и соотношения между ними, а также между складчатыми зонами и вулканическими поясами. Ни один из этих вопросов до настоящего времени не решен.

Мы обратим внимание лишь на главные особенности строения четвертичных вулканических поясов, необходимые при исследовании особенностей состава вулканических базитов и изменчивости его в вулканических поясах северо-западной окраины Тихого океана, а также для определения оптимальной формы производной — трендов петрохимической изменчивости базитов. Среди главных особенностей вулканических поясов отметим следующие.

Прежде всего это общий структурный рисунок размещения вулканических поясов и их положение относительно сейсмофокальной зоны. Да-

Рис. 1. Вулканические районы Камчатского полуострова и Курильских островов

1 — четвертичные вулканические формации; 2 — вулканы потухшие; 3 — вулканы действующие; 4 — вулканы и вулканические горы в акватории; 5 — изолинии равных глубин залегания сейсмофокальной зоны и их отметки в километрах; 6 — границы вулканических поясов, зон и вулканической дуги; 7 — граница глубоководного желоба по изобате 5500 м; 8 — осевая линия глубоководного желоба. I — Западно-Камчатский вулканический пояс; II — Восточно-Камчатский вулканический пояс; А — Северо-Западная зона; Б — Центрально-Камчатская зона; В — Южно-Камчатская зона; III — Курильская вулканическая дуга





лее — внутренняя структура вулканических поясов с выделением структурных зон, подзон, непрерывности либо дискретности их размещения в поясе. При этом важными являются соотношения структурных ориентировок зон и пояса в целом, плотности размещения вулканических аппаратов, их типов и продуктивности. Существенны для четвертичных вулканических поясов Камчатки соотношения их с палеогеновыми и неогеновыми вулканическими поясами. Вулканические пояса в целом рассматриваются как зоны повышенной проницаемости магматических расплавов в земной коре. Структуре поясов и вулканических зон, отражаемой в распределении вулканических аппаратов на поверхности и интерпретируемой как размещение путей миграции магматических расплавов к дневной поверхности, при определении оптимальной формы поверхности трендов должен отдаваться приоритет перед старуструктурой поясов по вулканическим формациям. Это положение вполне очевидно и не требует специальных пояснений.

Положение о зависимости состава вулканических пород от мощности геофизической земной коры, а также мощности осадочных толщ в фундаменте поясов выдвигаются как альтернативные положениям о зависимости состава от глубины залегания сейсмофокального слоя. Поэтому необходимы данные о мощностях геофизической земной коры и глубинах залегания мелового и кристаллического фундамента.

При общей ориентировке вулканическая дуга Курильской гряды противопоставляется вулканическим поясам полуострова Камчатки по особенностям их внутренней структуры. Вулканические хребты, цепочки вулканических гор и вулканические тела Курильской гряды ориентированы по типу трещин отрыва при деформациях левостороннего сдвига, а восточной части Камчатки — правостороннего. Смена структурных планов происходит на юге Камчатки в районе Кошелевской группы вулканов. Общий структурный план имеет весь пояс активных вулканов восточной Камчатки, включая самые северные вулканы — Шивелуч, Харчинский, Заречный. Вулканические тела и сохранившие морфологию вулканические горы западной части полуострова Камчатки образуют иной структурный рисунок. Поэтому мы рассматриваем в пределах Курило-Камчатской системы [87] три вулканических пояса — Курильский, Восточно-Камчатский и Западно-Камчатский или Срединно-Камчатский (рис. 1).

#### ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДУГА КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ

Дуга рассматривается как один из элементов саморазвивающейся окраинно-океанической системы, включающей геоантиклинальные зоны Малой (внешней) и Большой (внутренней) Курильских дуг, разделяющий их прогиб (грабен, по [18], или Продольный грабен, по [32]), глубокоководную Южно-Охотскую впадину, Курило-Камчатский глубокоководный желоб и сейсмофокальную зону. Однако сейсмофокальная зона представляет собой объемный геофизический слой и не имеет конкретного геологического содержания. Она определяется как зона концентрации очагов землетрясений, высоких скальвающих напряжений, высоких скоростей сейсмических волн и интерпретируется как зона нарушенного состояния пород [81, 85, 86]. Поэтому сейсмофокальная зона сама по себе не должна рассматриваться в одном ранге со структурными элементами, выделенными по геологическим признакам. Только после выяснения ее геологического и петрологического смысла она может быть сопоставлена с нижними ярусами других зон [8]. Несомненно, что она сопровождается разломами,

а также сейсмодислокациями. Мы рассмотрим главные ее характеристики в гл. 5.

Курильский вулканический пояс образован четвертичными, плиоцено-четвертичными вулканическими комплексами, образование которых связывается с 39 действующими и 29 угасшими надводными и 108 подводными вулканами различных размеров и структур. Он протягивается от северо-восточных районов Хоккайдо до южной части полуострова Камчатки (район Курильского озера) на 1300 км при ширине 50–80 км, увеличивающейся в центральной его части до 100 км. Расстояние центральной части пояса от оси Курило-Камчатского глубоководного желоба изменяется от 230 км на юге до 130 км в центральной части и 180 км — на севере. Интервалы глубин сейсмофокальной зоны, на которые проектируется пояс, на юге его составляет 120–200 км, на севере — 100–230 км.

Одной из главных особенностей является прерывистое строение пояса, проявляющееся в пространственной неоднородности размещения тел вулканических пород, вулканов и вулканических гор, различной его морфологии.

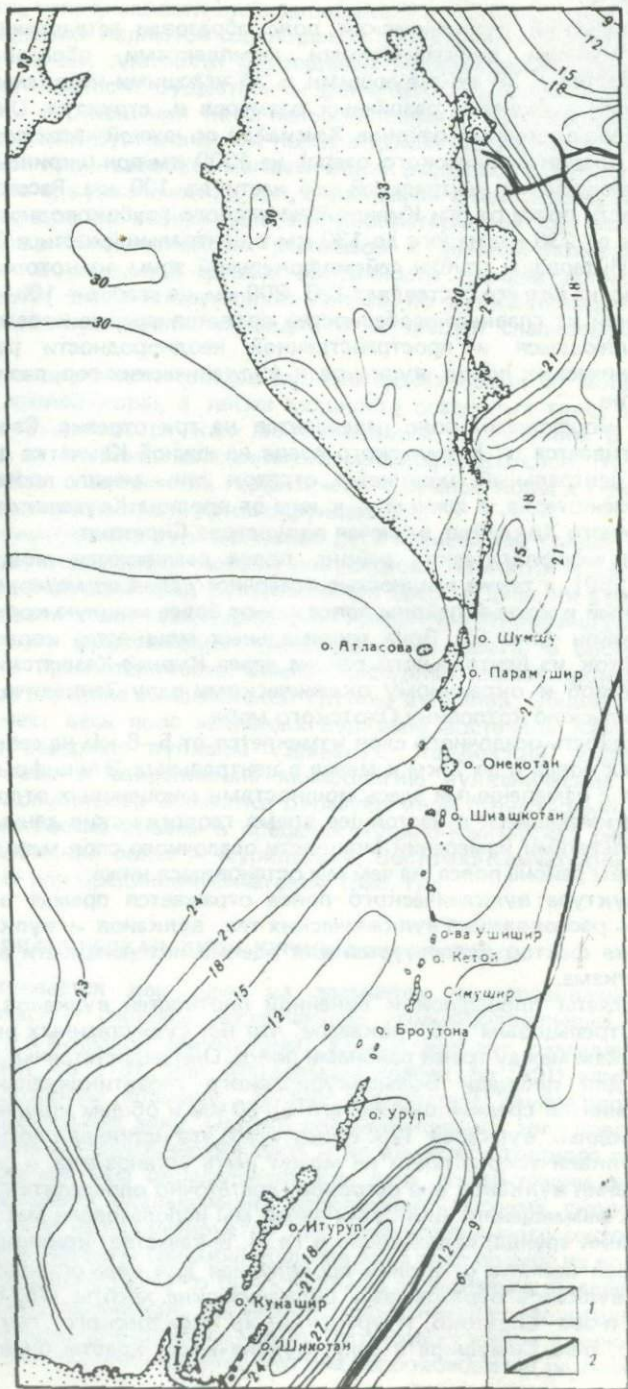
По морфологии пояс разделяется на три отрезка. Северный отрезок протягивается от Курильского озера на южной Камчатке до пролива Буссоль, центральный охватывает отрезок зоны между проливами Буссоль и Крузенштерна, а южный — к югу от пролива Крузенштерна до Северо-Восточного Хоккайдо, включая полуостров Сиретоко.

Три морфологических района пояса различаются мощностью земной коры [50], а также мощностью осадочного слоя по материалам ГСЗ [76]. Северный и южный районы пояса имеют более мощную кору, чем центральный район (рис. 2). Зона минимальных мощностей коры протягивается на восток из центрального района через Курило-Камчатский глубоководный желоб к окраинному океаническому валу Зенкевича, а на запад — в Курильскую котловину Охотского моря.

Мощность осадочного слоя изменяется от 5–6 км на северном и южном флангах пояса и до 2 км и менее в центральных. Эти цифры хорошо согласуются с измеренными здесь мощностями миоценовых отложений. Однако не все имеющиеся в настоящее время геологические данные согласуются с результатами измерений мощности осадочного слоя методом ГСЗ в центральном районе пояса, на чем мы остановимся ниже.

Структура вулканического пояса отражается прежде всего в особенностях расположения вулканических тел, вулканов и вулканических гор. Этот же фактор используется для оценки интенсивности вулканического магматизма.

Подсчеты площадной и линейной плотностей вулканов, выполненные М.И. Стрельцовым [75] показали, что нет существенных различий по этим признакам между тремя районами пояса. Они недостаточны, так как выполнены для площади Большекурильского геоантиклинального поднятия при принятой средней ширине его в 120 км и общем количестве наземных и подводных вулканов 123. Ввиду того, что истинная плотность вулканов для вулканического пояса не может быть установлена, в силу трудностей выявления вулканов вне островов, достаточно определить главные тенденции их размещения. Для этих целей мы использовали методику решения уравнений тренда, изложенную в гл. 4. В качестве критерия подбора производной принята отчетливо проявленная для ряда островов дуги особенность вулканов образовывать вулканические хребты [75, 88]: ряды вулканов п-ова Сиретоко, Итурупский, хр. Шокальского, Урупский, хр. Ветрового, о-ва Симушира и др.). Вулканические хребты ориентированы под



острым углом к простиранию пояса. Геоматрический план распределения их соответствует плану деформации в крыле левостороннего сдвига. При этом, если Сиретоко и о-в Кунашир соответствуют по простиранию вулканическому хребту или зоне отрыва при сдвиговых деформациях, то острова Итуруп, Уруп, Парамушир образованы двумя и более параллельными вулканическими хребтами, разделенными невулканическими зонами. Эти зоны сложены миоценовыми вулканическими, осадочными и интрузивными формациями и выступают по отношению к вулканическим хребтам как горсты.

На карте трендов хорошо отражается единый кинематический план строения Курильского пояса на всем его протяжении. Плотности размещения вулканов по простиранию пояса существенно изменяются.

Необходимо обратить внимание на проявление вулканической активности вне геантиклинального поднятия на континентальном склоне и дне Южнокурильской впадины [49]. Эти вулканы размещаются вдоль осевых линий вулканических хребтов пояса и, несмотря на специфику структурной позиции, принадлежат Курильскому поясу.

Структурные и формационные различия между слабо дислоцированными среднемиоценовыми — плиоценовыми и практически лишенными дислокаций четвертичными образованиями отсутствуют, хотя угловое несогласие между ними установлено. Вулканические тела наиболее древнего из действующих вулканов пояса — вулкан Головнина — перекрывают образования верхнего плиоцена, залегая на поверхности 150-метровой морской террасы. При этом ширина верхнемиоценового-плиоценового пояса более значительна. Магматические тела имеются среди пород Южнокурильского прогиба [62]. Этот прогиб рассматривается как послемииоценовый [1]. В 4–5-километровой толще вулканогенно-осадочных пород прогиба магматические тела находятся в 2 км ниже поверхности морского дна.

На островах дуги верхнемиоценовый–плиоценовый комплекс несогласно перекрывает нижнемиоценовый комплекс вулканогенных и осадочных образований вместе с прорывающими их интрузивными телами габброидов и гранитоидов. В его составе преобладают туфы, перемытые пемзы, песчаники, брекчии, опоки, алевролиты, туфы, андезитовые брекчии, липариты, дациты, андезиты и их туфы. Максимальные мощности разрезов отмечаются для о-ва Парамушира [70]. Урупа [52], а минимальные — для островов центрального звена дуги (рис. 3).

Нижне-среднемиоценовые комплексы протягиваются на осток вплоть до океанического склона Малокурильской зоны [7]. К ним относятся толща вулканогенно-осадочных пород о-ва Юри [6], о-ва Шикотан [7]. На о-ве Шикотан и на океаническом склоне Малой Курильской гряды распространены субазральные базиты, перекрывающие позднемиоценовые вулканические комплексы. Среди лав преобладают плагиобазальты, плагиоандезитобазальты над плагиоандезитами. Эти вулканы также датируются как раннемиоценовые.

Они несогласно перекрывают позднемиоценовые вулканогенные и осадочные комплексы в пределах Малой гряды и океанического его склона. Эти комплексы отождествляются с океаническими [93] с талассогеосинклинальными [5, 11]. Однако базиты Малокурильской зоны существенно отличаются от базитов геосинклиналей [40].

Рис. 2. Схема мощностей земной коры Курило-Камчатской области по сейсмическим и гравиметрическим данным, по Ю.А. Павлову и др. [50]

1 — изопакеты мощностей земной коры, 2 — осевая линия глубоководного желоба

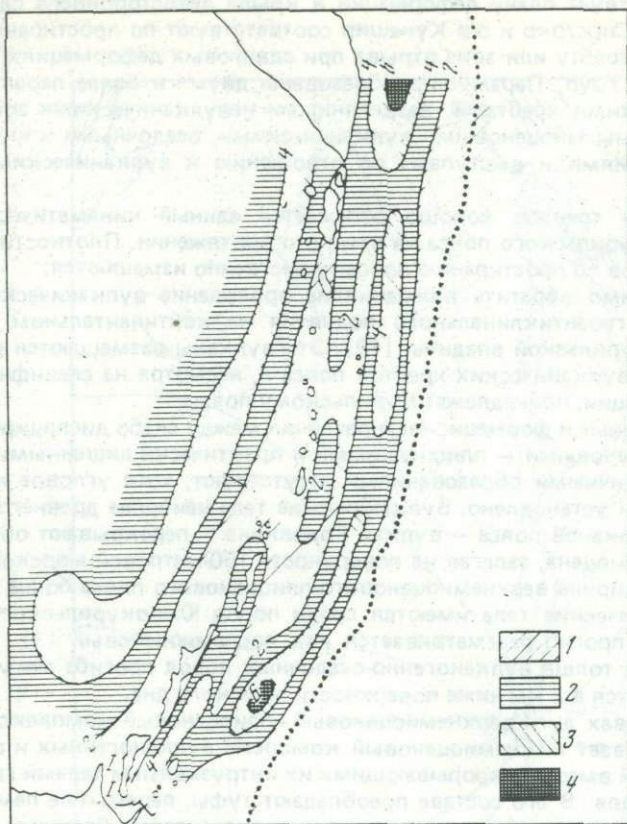


Рис. 3. Мощности верхней толщи осадочного слоя в пределах Курильской дуги

Действительно, на восточном берегу Шикотана, в районе бухты Димитрова, обнажаются габброиды и дайковый комплекс, которые по геологическому положению могут рассматриваться как выходы пород фундамента океанического типа, сопоставимых с классическими офиолитами [35]. По данным Б.И. Васильева и др. [7], на континентальном склоне желоба сходные по составу габброиды образуют линейно-вытянутые тела среди позднемеловых, палеоген-неогеновых и неогеновых образований. На северо-восточном берегу острова широко распространены кремнисто-алевролитовые и вулканические образования, сходные по характеристикам пород с породами позднепалеозойских-триасовых геосинклинальных толщ Хоккайдо [16]. Вулканические породы в их составе представлены афировыми спилитизированными базальтами, пироксеновыми базальтами, отличающимися по составу от верхнемеловых базальтов Малой гряды высокой магнезиальностью, пониженными содержаниями глинозема и щелочей.

Позднемеловые вулканогенно-осадочные комплексы Малой Курильской гряды не имеют седиментационных контактов с более древними по отношению к ним образованиями.

Матакотанский вулканический комплекс объединяет вулканические породы матакотанской свиты верхнемелового возраста. В нижней, средней

и верхней частях комплекса содержатся шаровые лавы, сменяющиеся вверх по разрезу переотложенными вулканитами. Среди них встречаются яшмы, кремнистые породы с остатками глубоководной и мелководной фауны. В составе комплекса свыше 80% базальтов, отмечаются андезитобазальты, сходные с базальтами как минералогически, так и по структурным признакам. Для них характерны лабрадор-битовнит, оливин, орто- и клинопироксены. Двупироксеновые андезито-базальты сходны с бонинитами Идзу-Боннинской и Марианской дуг [15].

В петрохимическом отношении породы комплекса несколько различаются. Шаровые базальты северо-западной части о-ва Шикотан и района бухты Крабовой соответствуют высокоглиноземистым плагиобазальтам. Они характеризуются высокими содержаниями окиси алюминия, повышенной железистостью при низких содержаниях титана, кальция и щелочей, что сближает их с четвертичными базальтами Большой Курильской дуги. При этом эволюция базальтов комплекса так же идет с накоплением железа.

Преобладающая часть комплекса представлена главным образом брекчиевыми и глыбовыми, редко шаровыми лавами, вулканомиктовыми конгломератами, брекчиями, ассоциирующими с терригенными породами. Вулканиты соответствуют группам пород от базальтов до андезитобазальтов и характеризуются повышенной глиноземистостью и более низкими, чем в шаровых лавах, содержаниями титана, щелочей, железа и кальция при высоких — магния.

Малокурильский комплекс, объединяющий вулканические породы малокурильской свиты маастрихтского яруса, представлен шаровыми и глыбовыми лавами базальтов. Они приурочены к основанию свиты и ассоциируют с кремнисто-алевритоглинистыми породами, песчаниками и органическими известняками, среди которых встречаются подводно-оползневые горизонты. Шаровые лавы по петрохимическому составу соответствуют трахибазальтам.

Вероятно присутствие позднемиоценовых вулканических и осадочных комплексов под неогеновыми и, возможно, палеогеновыми комплексами геантиклинами Большой гряды. Они установлены в коренном залегании на юго-западном склоне пролива Буссоль [7]. На о-ве Парамушире в составе раннемиоценовых конгломератов и брекчий содержатся неокатанные и окатанные обломки и глыбы габброидов, сходных с димитровскими. Вероятно, нижняя часть осадочного (осадочно-вулканогенного) слоя центрального и части северного блоков Курильской геантиклинали образована меловыми комплексами, сходными с Малокурильскими. Схемы распределения мощностей (рис. 3) согласуются с этими представлениями: измеренная мощность осадочного слоя по материалам ГСЗ относится в этом случае только к миоценовым—четвертичным комплексам, а меловые комплексы исключаются из разреза осадочного слоя, так как имеют большие граничные скорости распространения упругих волн (5,5–5,6 км/сек).

Предполагается, что гранитный слой может быть только на юге Курильской геантиклинали. Измеренные нами отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в вулканических породах и содержащихся в них кристаллических плагиоклазоливиновых включениях показывают, что в промежуточном магматическом очаге происходило переплавление вмещающих пород и смешивание расплава с первичным базальтовым расплавом. Стронциевые отношения в базальтах и кристаллических ксенолитах 0,7028, в андезитодацитах — 0,7115. При небольшом диапазоне изменений содержания окиси кремния в вулканитах изменения изотопных отношений стронция значительны. Составу

асимметрированных пород удовлетворяют только метаморфические породы, валуны которых встречаются среди образований островов Шикотан и Кунашир [71], т.е. на глубинах ниже 8–10 км здесь вероятно наличие гранитно-метаморфического слоя. Таким образом, четвертичный вулканический пояс смещен относительно предшествующих ему вулканических поясов на запад на 60–70 км. При сохранении состава базальтоидов, являющихся преобладающим типом вулканических пород миоценового, верхнемиоценового—плиоценового и четвертичного комплексов, сейсмофокальные зоны, к глубинам залегания которых под вулканическими поясами относятся слои магмообразования, должны были бы смещаться в сторону к дуге, либо сменяться более пологими.

#### ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА КАМЧАТСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Они наложены на меловые, палеогеновые и неогеновые структуры. Меловые геосинклинальные комплексы широко распространены к северу от широко ориентированного отрезка долины р. Быстрой. Южнее, до долины р. Опалы, встречаются лишь небольшие выходы меловых пород. На юге полуострова они, как предполагается, перекрыты кайнозойскими комплексами. Вулканические, интрузивные и осадочные формации верхнего мела Камчатского полуострова сопоставимы с формациями южной части Корякского нагорья, северо-восточной части Хоккайдо и отличаются от меловых формаций Малой дуги. На этом основании В.К. Ротман объединил эти районы в периокеанический геосинклинальный пояс [64]. Специфика периокеанического пояса проявляется не только в существенном своеобразии его магматических формаций, но и в структуре. Мезозойские геосинклинальные комплексы формировались в сравнительно узких трогах, заложенных на кристаллическом основании [44]. Выходы на поверхность древнего кристаллического основания известны лишь локально на территории Камчатского полуострова. Наиболее крупные из них расположены в Ганальском и Срединном хребтах и объединяются в Срединный массив метаморфических пород [17]. Западная неглубоко погруженная часть этого массива перекрыта терригенными меловыми и неогеновыми формациями. Известны выходы метаморфических пород на Хавывенской возвышенности и Валагинском хребте, на о-ве Карагинском, на полуострове Камчатского мыса, но они не всегда сопоставимы со срединнокамчатскими по составу, генезису и, вероятно, возрасту, [46, 95].

Палеогеновые комплексы сохраняют все признаки геосинклинальных только на востоке Камчатского полуострова, где образуют зону Восточных полуостровов. Значительные объемы в их строении занимают базальты, липариты, ассоциирующие с алевролитовыми породами.

В центральной части полуострова палеогеновые и миоценовые толщи представлены преимущественно вулканогенными образованиями. По формационному составу и структуре их интерпретируют как принадлежащие вулканическому поясу, сопоставимому с дугой [64]. Зона восточных полуостровов по отношению к этой дуге в миоцене представляла собой цепь островов и соответствовала внешней (невулканической) дуге. Олигоцен-миоценовую толщу ритмичнослоистых алевролитов и аргиллитов, образующую полосу между ними, возможно интерпретировать как междуговой прогиб, а флишодные толщи миоцена Восточно-Камчатского прогиба как структурный элемент четвертичной островной дуги — заполненный осадками глубоководный желоб. Таким образом, вулканическая дуга сформирова-

лась только в краевой части внутренней зоны эвгеосинклинали и не распространялась на всю ее территорию.

Позднемиоценовые и плиоценовые образования представлены субазральным вулканическими брекчиями, лавами, пирокластическими образованиями базитового и салитового состава.

Таким образом, на Камчатке четвертичные вулканические пояса сформировались на кайнозойских структурах двух типов: а) вулканического пояса (Западно-Камчатский или Срединно-Камчатский), б) междугового прогиба и внешней невулканической дуги (Восточно-Камчатский пояс).

## ЗАПАДНО-КАМЧАТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Пояс простирается на 450 км от долины р. Ичи на юге и до верховий рек Хахтаны и Хайлюли на севере, при ширине от 30–40 до 80–100 км. В структурном отношении пояс представляет собой сложный по строению грабен [47] или, в другой интерпретации, грабен-синклиналь [97]. Только отдельные вулканы и тела вулканических пород размещаются южнее грабена, в пределах высоко поднятого массива метаморфических пород (Хангар). Общая протяженность четвертичных вулканов превышает 600 м.

Общая площадь четвертичных вулканических пород около 19 тыс. км<sup>2</sup>, а объем лишь 5000–5150 км<sup>3</sup> [47]. Время накопления его соответствует всему плейстоцену и голоцену.

Выделяется два этапа формирования вулканических комплексов: ранне-среднеплейстоценовый и позднеплейстоценовый-голоценовый.

Нижне-среднеплейстоценовый комплекс представлен базальтами, андезитами и андезитобазальтами и в меньшей степени их пирокластами. Его образование связывается с крупными щитовыми и щитообразными вулканами и арельным вулканизмом. Большие объемы вулканических пород этого комплекса с преобладанием базальтов и андезитобазальтов над андезитами во всех вулканических зонах, значительная продолжительность жизни вулканических центров используются для выводов об одинаковой интенсивности вулканического магматизма на территории Камчатского полуострова. Общая площадь вулканитов 10000–10500 км<sup>2</sup>, а объем до 3500 км<sup>3</sup>. Снизу вверх в составе комплекса базальты сменяются последовательно андезитами. Дациты и липариты образуют экструзивные тела, либо в незначительном объеме участвуют в строении верхней части разреза некоторых вулканических построек.

Достаточно крупные тела кислых вулканитов известны только в южной его части (вулканы Хангар, Ичинский, Уксичан). В Козыревском и Быстринском хребтах они представлены дацит-липаритовыми экструзивными куполами.

Верхнеплейстоценовые-голоценовые вулканические комплексы сложены главным образом базальтами и андезитобазальтами. Базальты образуют щитовые вулканы (Кебеней), шлаковые и лавовые конусы. При этом более ранние образования представлены андезитобазальтами, более поздние — базальтами. Площадь вулканитов этого комплекса достигает 9 тыс. км<sup>2</sup>, а объем 2100–2800 км<sup>3</sup>.

В структурном отношении пояс неоднороден. Вулканы первого вулканического этапа группируются в линейные ряды, согласные с простираемостью пояса. Вулканы второго этапа образуют вулканические хребты (Чашаконджа, Алней) либо линейные ряды, ориентированные под углом к простираемому поясу. Структурный рисунок пояса в этом случае сходен со структурным рисунком Камчатского вулканического пояса.



## ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Этот пояс простирается от южной оконечности Камчатского полуострова на север до побережья Олюторского залива. Он включает три звена или зоны — Южно-Камчатскую, Северо-Камчатскую и Центрально-Камчатскую.

*Южно-Камчатская зона* приурочена к Южно-Камчатскому блоку [3]. Она протягивается от вулкана Камбального на юге до долины р. Карымчины на севере на 170—200 км. В структурном плане Южно-Камчатская зона представляет собой полосу верхнеплиоценовых—четвертичных вулканических пород, обрамленную позднепалеогеновыми—раннеплиоценовыми (анавгайская серия) и позднемиоценовыми—плиоценовыми (алнейская серия) вулканическими, осадочными и интрузивными комплексами пород. Общая ширина зоны достигает 100 км.

В фундаменте зоны обнажаются только неогеновые образования. На Охотском побережье в эрозийных долинах они вскрываются на высотах 200—300 м, на Тихоокеанском — 700—1100 м.

Внутренняя структура зоны неоднородна и образована тремя подзонами — Восточной, Центральной и Западной.

Восточная подзона характеризуется вулканическими породами пестрого состава — от плагиобазальтов до плагиолипаритов. К ней приурочены все кислые вулканы. Структура подзоны определяется линейным рядом пространственно сближенных вулкано—тектонических структур, к которым приурочены вулканы и группы вулканов. Глубина залегания сейсмофокального слоя под ними 140—220 км и уменьшается с юга на север.

Центральная подзона сложена плагиобазальтами и плагиоандезитобазальтами арельных и трещинных излияний. Ряды арельных вулканов ориентированы в меридиональном, северо-восточном и северо-западном направлениях. Они проектируются на 200—280 м отметке глубины залегания сейсмофокальной зоны.

Западная подзона сложена плагиоандезитобазальтами, плагиобазальтами, реже плагиодацитами. Образование их связывается с одиночными базальтоидными вулканами, которые вытянуты под углом к западной границе зоны. Глубины залегания сейсмофокальной зоны в пределах подзоны колеблются от 260 до 320 км.

Поперечная зональность Южно-Камчатской зоны проявляется в рельефе мелового и кристаллического фундаментов. Положение вулканических подзон контролируется двумя прогибами фундамента — восточным и западным. В восточном прогибе меловой фундамент залегает на глубинах от 3 до 3,5 км и характеризуется значительными неоднородностями строения по его простиранию. Западный прогиб в осевой части также имеет глубину больше 3 км, но более выдержан по простиранию. Эти прогибы рассматриваются как отражение глубинных разломов, контролирующих поступление магматического материала. При этом западный прогиб утратил свое значение. Активность вулкана Опала обусловлена Опала-Асачинской зоной северо—западного простирания, пересекающей оба прогиба.

Обращает на себя внимание небольшая разница между глубинами залегания поверхностей кристаллического и мелового фундамента — 2—3 км. Поверхность поднятий мелового фундамента расчленена на отдельные субмеридионально вытянутые поднятия, смещенные друг относительно друга по типу правостороннего сдвига. Эта картина противоположна картине ориентировки поднятий островов Большой Курильской дуги.

Восточная подзона проектируется на перегиб восточного прогиба кровли к прибрежному поднятию ее. Восточная часть Центральной подзоны

расположена на наиболее погруженном участке кровли кристаллического и мелового фундамента, а западная ее часть — в зоне поднятия.

Четвертичные вулканические толщи несогласно перекрывают верхнепалеогеновые—миоценовые и верхнемиоценовые—плиоценовые комплексы. Однако в долгоживущих вулканических центрах кольцевые вулканотектонические структуры продолжают развиваться с плиоцена, с наследованием магмоподводящих каналов. В целом же различие структурного плана вулканического пояса для верхнемиоценового—плиоценового и четвертичного этапов очевидно [27].

Выделяется ниже-среднеплейстоценовая, среднеплейстоценовая и верхнеплейстоценовая—голоценовая фазы вулканизма.

К ниже—среднеплейстоценовым образованиям относят базальтовые и андезитовые толщи лав, меньше — пирокластики, образующие крупные щитообразные вулканы, часто с кальдерными просадками вершинного типа (Большая Ипелька, Саван, Плоская, Большие Иголки, Скалистый, Гольгинский, Кузанек, Явинский). Большая часть вулканических построек этого этапа сохранилась в крайней западной части вулканической зоны.

Игнимбриты, пемзы, липариты, дациты кислые экструзивные тела липаритов и дацитов сформировались после полного завершения базальтово-андезитобазальтового вулканизма. Установлено два этапа формирования кислых вулканитов [98] — среднеплейстоценовый и верхнеплейстоценовый. Отдельные вулканические центры кислого вулканизма продолжают жить в голоцене (район Курильского озера). Шлаковые и лавовые конуса (районы ареального вулканизма), щитовые и центральные вулканы, формировавшиеся с конца среднего — начала верхнего плейстоцена, образованы главным образом базитами с переменными соотношениями между базальтами и андезитами.

Крупные, регионально выраженные перерывы в вулканизме не запечатлены в геологическом строении вулканов Мутновского, Асачи, Кошелева и Камбального, которые начали формироваться в среднем плейстоцене. В начале плейстоцена начали формироваться вулканы Горелый, Ходутка, Ксудач, Желтовский, Ильинский, приуроченные к восточной части зоны. С этими вулканами связывается образование в середине верхнего плейстоцена и в голоцене пемзо-пирокластических кислых потоков. В верхнем плейстоцене и в голоцене образовались простые конусовидные стратовулканы, щитовые вулканы. Многочисленные шлаковые и лавовые ареальные конусы сформировались в голоцене.

Центрально-Камчатская зона в целом вытянута параллельно берегу океана и простирается от долины реки Авачи на северо—восток до долины р. Камчатки. В структурном отношении она представляет собой грабен (грабен-синклираль, по Э.Н. Эрлиху [97]). Основание грабена опущено относительно бортов до 1,5 км.

Восточная граница зоны определяется горными сооружениями Восточных полуостровов, западная — поднятиями Восточного хребта. Ширина зоны 50—60 км. Она проектируется на глубины залегания сейсмофокального слоя от 80 до 200 км и в среднем составляет 160 км.

По простиранию пояса выделяются по особенностям его строения и составу вулканических тел три подзоны: Кроноцко-Гамченская, Карымско-Узонская и Авачинско-Жупановская. Они сформировались в течение трех циклов вулканизма — ранне-среднеплейстоценового, средне-верхнеплейстоценового, верхнеплейстоценового—голоценового.

Ранне-среднеплейстоценовому этапу вулканизма соответствуют базитовые лавовые тела, связанные с вулканизмом ареального типа и деятель



ностью крупных щитообразных вулканов, таких как Шмидта, Пирог, Жупановские Востряки. Общий объем изверженного материала 3—3,2 тыс. км<sup>3</sup>.

Средне-верхнеплейстоценовому этапу вулканизма соответствуют, главным образом, кислые вулканы, образующие игнимбритовые покровы, пласты туфов и др. С этим этапом связывается образование крупнейших в пределах зон кальдер — Узон, Большого Семячика, Карымского озера, древних кальдер Малого Семячика, Крашенинникова. Общий объем кислого пирокластического материала 720—770 км<sup>3</sup>.

Базальт-андезитовый вулканизм продолжался в пределах небольших, главным образом, лавовых стратовулканов. Общий объем базитов 180—240 км<sup>3</sup>.

Позднеплейстоценовый—голоценовый этап характеризуется пестрыми по составу вулканидами. Продолжается в небольшом объеме кислый вулканизм, проявляется в значительных масштабах базальтовый ареальный вулканизм, формируются крупные андезит-андезито-базальтовые стратовулканы. Общий объем изверженного материала 1250 км<sup>3</sup> при объеме кислых пород 110—120 км<sup>3</sup>.

*Северо-Камчатская вулканическая зона* протягивается на 170 км при ширине 50 км. Она включает самую крупную вулканическую группу пояса — Ключевскую, а также Харчинскую, вулканический массив Шивелуч, мелкие вулканические конусы на размытом вулкане Николка. Восточная граница зоны определяется ступенчатыми сбросами, выраженными в том числе в современном рельефе тектоническими уступами вдоль правого берега р. Хапицы. По разломам меловой фундамент опущен на 4 км. Западная граница зоны определяется также разломом с амплитудой опускания фундамента зоны до 2 км. Разлом перекрыт четвертичными породами. Вблизи размещается зона ареальных излияний шириной до 10 км.

Таким образом, в структурном плане зона приурочена к асимметрично опущенному блоку между миоценовым горстом Восточного хребта на востоке и миоцен—плиоценовой Козыревско—Быстринской системой поднятий на западе.

Особенности размещения вулканических аппаратов, являющихся проекцией зон проницаемости расплавов на поверхность, не вполне ясны. По данным ГСЗ [77], зона ареального вулканизма, вулканы Острый и Плоский Толбачики приурочены к сквозьковому разлому. Эта зона не может связать все вулканы этого отрезка пояса. В этом случае единственно допустимый структурный контроль размещения вулканических аппаратов — вдоль трещин отрыва в зоне левосторонних сдвиговых дислокаций, в отличие от правосторонних — для Южно-Камчатской зоны.

Под Ключевским вулканом до глубины 50—60 км установлена аномальная зона, в которой сейсмические границы не прослеживаются. Она интерпретируется как питающий канал вулкана [32]. Она проектируется на глубины 150—200 км сейсмофокального слоя. При этом непосредственно под вулканом отмечается асейсмичная часть слоя (рис. 4).

Под зоной ареального вулканизма землетрясения отмечаются на глубинах более 200 км западнее Толбачика.

Образование структуры связано с началом активной вулканической деятельности в конце верхнего плиоцена — начале плейстоцена [45].

Таким образом, в вулканических поясах Камчатского полуострова вулканические комплексы несколько различаются по составу, объему, длительности формирования. Эти различия проявляются со второго вулканического этапа. Ранний этап во всех поясах и зонах представлен андези-

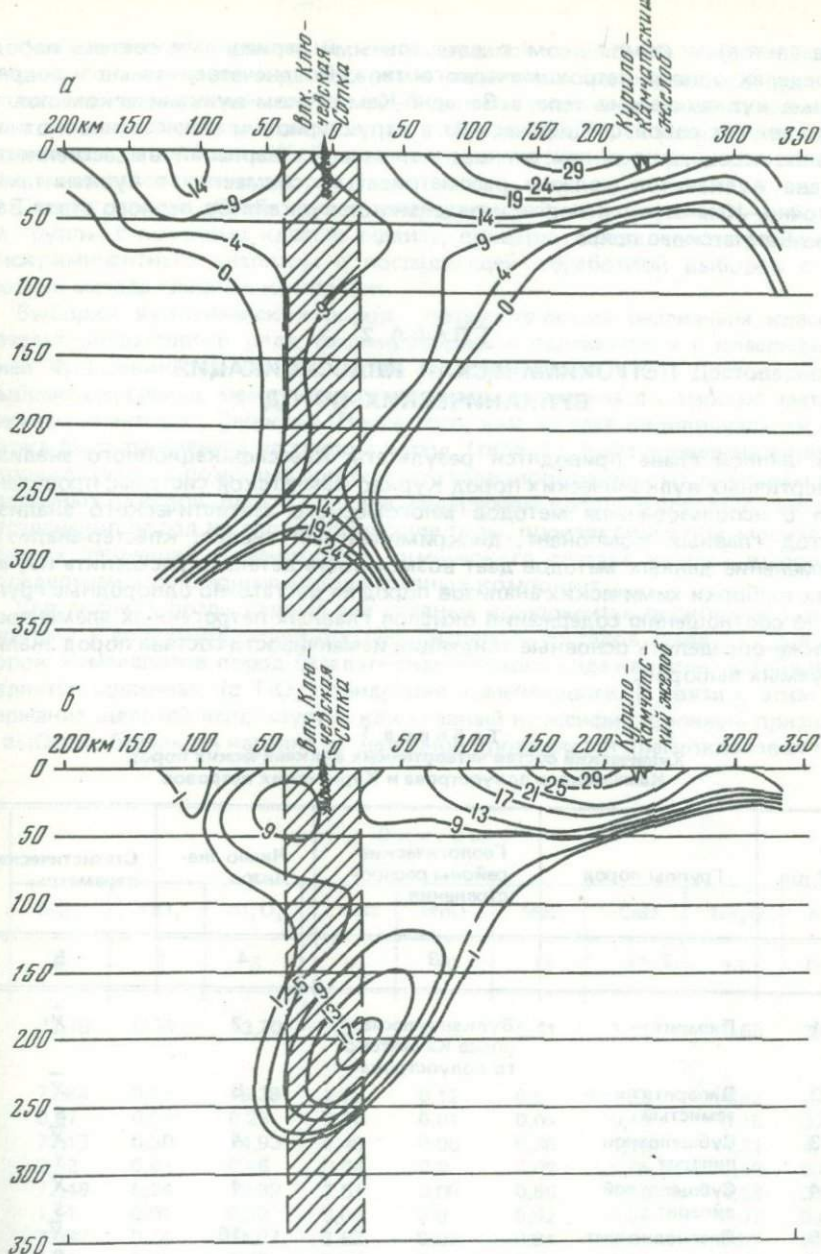


Рис. 4. Главные тенденции распределения гипоцентров землетрясений ( $M \geq 2,6$ ) по профилю через северную Камчатку и Курило-Камчатский глубоководный желоб  
 а — для уравнения 8 степени, б — для уравнения 10 степени для глубин до 320 км.  
 1 — проекция Северо-Камчатской зоны в геологических границах на глубину;  
 2 — зона сейсмической тени под Ключевской сопкой

то-базальтовым комплексом с латеральными вариациями состава пород в пределах одного петрохимического типа. Позднечетвертичные и современные вулканические тела в Западно-Камчатском вулканическом поясе представляют собой специфическую в структурном и вещественном отношении ассоциацию и при анализе латеральных вариаций вещественного состава вулканитов должны рассматриваться совместно с вулканитами Восточно-Камчатского пояса, и отдельно от вулканитов первого этапа Западно-Камчатского пояса.

## ГЛАВА 2 ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

В данной главе приводятся результаты классификационного анализа четвертичных вулканических пород Курило-Камчатской системы, проведенного с использованием методов многомерного статистического анализа (метод главных компонент, дискриминантный анализ, кластер-анализ). Применение данных методов дает возможность детально расчленить изучаемых выборки химических анализов пород на достаточно однородные группы по соотношению содержания окислов главных петрогенных элементов, а также определить основные тенденции изменчивости состава пород анализируемых выборок.

Таблица 1  
Химический состав четвертичных вулканических пород  
Камчатского полуострова и Курильских островов

№ п/п	Группы пород	Геологические районы распространения	Число анализов	Статистические параметры
1	2	3	4	5
1	Липарит	Вулканические пояса Камчатского полуострова	2	$\bar{X}$
2	Липарит глиноземистый		8	$\bar{X}$ $S$
3	Субщелочной липарит		4	$\bar{X}$ $S$
4	Субщелочной липарит		4	$\bar{X}$ $S$
5	Плагиолипарит		16	$\bar{X}$ $S$
6	Липарит	Курильский вулканический пояс	3	$\bar{X}$ $S$
7	Липарит		17	$\bar{X}$ $S$
8	Липарито-дацит		53	$\bar{X}$ $S$
9	Липарито-дацит		10	$\bar{X}$ $S$

Статистический анализ выборок проводился на ЭВМ ЕС-1020, 1052 с помощью составленных нами программ по методикам, широко освещенным в современной научной литературе. В расчеты включены химические анализы с аналитической суммой окислов от 99 до 100,7%, с суммой потерь при прокаливании не более 5%. Браковались также анализы вторично измененных и миндалекаменных пород.

Статистическая обработка заключалась в разбиении изучаемых выборок на группы с помощью кластер-анализа, проверки правильности разбиения дискриминантным анализом с последующей обработкой выборок с помощью метода главных компонент.

Выборки вулканических пород, соответствующие различным классам базальт-липаритового ряда, формировались в соответствии с классификацией Ф.Ю.Левинсона—Лессинга [38] по содержанию  $\text{SiO}_2$ . Достоверность выбранных границ между классами пород проверена с помощью метода дискриминантных функций. После того, как каждая индивидуальная выборка была расчленена на группы пород (табл. 1), была проведена корректировка границ с помощью построения традиционных парных диаграмм для различных окислов. Выбор окислов, содержание которых использовано для расчленения пород на соответствующие типы, производился при анализе основных тенденций изменчивости химического состава каждой выборки, определяемых с помощью метода главных компонент.

Для анализа брали первые две главные компоненты, поскольку они включают в себе наибольший процент дисперсии составов (табл. 2). Для выборок химанализов пород базальт—андезитового ряда наиболее устойчивой является щелочная (с  $\text{TiO}_2$ ) тенденция изменчивости. В связи с этим содержание щелочей используется как главный классификационный признак. В выборке базальтов наравне со щелочной проявляется плагиоклазовая тен-

Окислы									
$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\Sigma\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	
6	7	8	9	10	11	12	13	14	
73,18	0,34	13,70	1,56	0,10	0,41	1,55	3,65	3,68	
72,64	0,23	15,38	1,79	0,12	0,51	1,83	4,62	2,05	
0,37	0,04	0,23	0,30	0,01	0,09	0,12	0,16	0,09	
72,13	0,30	14,93	1,46	0,06	0,36	1,18	4,21	4,10	
2,92	0,01	0,46	0,04	0,0	0,02	0,05	0,05	0,01	
72,48	0,24	13,89	2,51	0,08	0,55	1,33	4,58	3,83	
1,11	0,01	0,20	0,03	0,0	0,02	0,34	0,01	0,06	
71,92	0,36	14,07	2,62	0,07	0,84	2,61	3,82	2,58	
0,72	0,01	0,28	0,02	0,0	0,01	0,01	0,47	0,20	
70,54	0,05	11,33	1,86	0,03	0,41	1,67	3,45	2,64	
0,50	0,04	0,69	0,32	0,02	0,15	0,56	0,57	0,13	
73,06	0,31	13,35	2,88	0,09	1,06	1,44	3,87	1,37	
2,55	0,13	1,18	0,80	0,12	0,77	1,06	1,18	0,81	
69,28	0,36	13,64	3,75	0,1	1,33	3,17	3,73	1,45	
4,95	0,18	1,54	1,00	0,09	0,79	1,59	0,81	0,76	
68,32	0,37	12,56	3,70	0,07	1,79	3,93	3,65	1,01	
8,66	0,10	0,10	0,50	0,03	1,09	0,68	0,38	0,38	

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5
10	Субщелочной Миолипарит	Вулканические пояса Камчатско- го полуострова	1	
11	Субщелочной дацит	Вулканические пояса Камчатско- го полуострова	15	X S
12	Липарито-дацит глиноземистый		1	
13	Дацит		10	X S
14	Плагиодацит		28	X S S
15	Миодацит высо- коглиноземистый		2	X
16	Плагиодацит		4	X S
17	Плагиодацит		25	X S S
18	Миодацит		7	X S
19	Субщелочной ан- дезитодацит		1	
20	Субщелочной миодацит		20	X S
21	Субщелочной ан- дезито-дацит		1	
22	Субщелочной дацит		1	
23	Миодацит высоко- глиноземистый натровый		1	
24	Дацит	Курильский вул- канический пояс	4	X S
25	Плагиоандезит высокоглино- земистый	Вулканические пояса Камчатско- го полуострова	5	X S
26	Андезито-ба- зальты		25	X S
27	Плагиомиоанде- зит		81	X S S
28	Субщелочной андезит		3	X S
29	Плагиоандезит		77	X S S
30	Андезит низко- глиноземистый		5	X S
31	Плагиомиоанде- зит		8	X S
32	Субщелочной миоандезит		2	X
33	Субщелочной андезит		33	X S
34	Андезит		26	X S

6	7	8	9	10	11	12	13	14
68,70	0,56	15,74	3,55	0,08	0,25	1,72	4,81	3,50
66,52	0,51	15,64	3,48	0,09	1,15	3,20	4,24	3,21
0,75	0,02	0,19	0,25	0,0	0,04	0,04	0,19	0,16
69,17	0,41	17,59	2,94	0,06	0,98	2,04	3,10	2,76
66,72	0,54	15,73	3,38	0,08	1,37	3,60	3,66	2,24
0,82	0,01	0,13	0,19	0,0	0,01	0,06	0,13	0,86
66,19	0,40	15,48	4,76	0,09	1,58	4,02	3,65	1,94
1,3	0,14	2,85	0,79	0,04	0,76	0,7	0,72	0,62
63,73	0,23	18,23	3,65	0,07	1,05	4,13	3,64	2,88
67,51	0,33	17,24	3,25	0,38	1,69	4,22	3,57	1,87
0,69	0,02	0,22	0,58	0,10	0,2	0,11	0,10	0,09
64,49	0,61	16,64	4,72	0,16	1,91	4,86	3,73	1,81
0,75	0,0	0,1	0,08	0,02	0,23	0,02	0,29	0,03
64,44	0,70	15,80	4,90	0,12	2,22	4,59	4,12	2,62
0,76	0,02	0,22	0,01	0,0	0,17	0,05	0,04	0,36
62,81	1,03	16,37	5,96	0,20	1,22	3,83	4,72	2,22
64,89	0,76	16,44	4,41	0,07	1,51	3,04	4,33	2,71
1,24	0,24	0,01	0,90	0,06	0,63	0,62	0,50	0,29
61,31	1,49	16,00	6,62	0,0	0,86	3,16	4,20	5,35
66,28	0,53	14,05	5,36	0,10	1,73	3,62	4,54	3,03
63,84	0,44	18,37	3,82	0,16	0,90	4,30	5,08	2,53
67,79	0,34	13,58	4,04	0,08	1,03	3,43	3,85	2,32
0,65	0,14	0,47	1,0	0,05	0,38	0,47	0,47	0,12
59,17	0,68	18,74	6,12	0,10	3,27	6,85	3,08	1,16
0,05	0,01	0,15	0,06	0,01	0,23	0,33	0,33	0,27
56,73	0,82	16,95	7,32	0,14	3,98	7,08	3,40	1,61
0,78	0,03	0,51	0,12	0,0	0,22	0,22	0,29	0,25
58,51	0,80	17,11	7,37	0,16	2,87	6,75	3,30	1,35
0,25	0,02	0,25	0,20	0,0	0,07	0,19	0,24	0,18
59,91	0,87	17,37	6,63	0,15	2,45	5,29	4,17	1,83
0,26	0,02	0,58	0,04	0,0	0,28	0,58	0,03	0,09
60,13	0,74	17,19	6,16	0,11	3,01	6,29	3,63	1,58
0,46	0,02	0,49	0,19	0,0	0,23	0,13	0,10	0,05
61,63	0,70	14,70	6,95	0,09	2,84	5,53	3,44	1,70
0,58	0,0	0,63	0,64	0,0	0,05	0,12	0,01	0,19
56,43	0,71	19,09	6,37	0,11	3,14	7,09	3,60	1,50
0,61	0,0	0,98	0,72	0,0	0,51	0,18	0,11	0,22
56,56	1,43	17,24	6,92	0,18	2,76	5,70	4,19	2,43
61,16	0,82	16,75	5,48	0,15	2,43	5,27	4,12	1,97
0,59	0,02	0,07	0,21	0,01	0,10	0,15	0,12	0,18
61,67	0,70	17,00	5,74	0,10	2,43	5,53	3,78	1,73



Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5
35	Андезито-дацит		6	$\bar{X}$ $S$
36	Субщелочной миоандезит низ- коглиноземис- тый		2	$\bar{X}$
37	Субщелочной андезито-дацит		2	$\bar{X}$
38	Плагииоанде- зит	Курильский вул- канический пояс	60	$\bar{X}$ $S$
39	Плагииоан- дезит		12	$\bar{X}$ $S$
40	Андезитодацит		3	$\bar{X}$ $S$
41	Андезито-базальт высокоглинозе- мистый	Вулканические пояса Камчатско- го полуострова	7	$\bar{X}$ $S$
42	Андезито-базальт		2	$\bar{X}$
43	Миоандезито-ба- зальт высокогли- мистый		27	$\bar{X}$ $S$
44	Плагииоандезито- базальт высоко- глиноземистый		30	$\bar{X}$ $S$
45	Плагииоанде- зито-базальт высокоглинозе- мистый		2	$\bar{X}$
46	Субщелочной миоандезито- базальт		3	$\bar{X}$ $S$
47	Субщелочной базальт		35	$\bar{X}$ $S$
48	Андезитоба- зальт		14	$\bar{X}$ $S$
49	Андезитоба- зальт		2	$\bar{X}$
50	Субщелочной андезито-ба- зальт		2	$S$
51	Плагииоандезито- базальт		14	$\bar{X}$ $S$
52	Субщелочной базальт	Вулканические пояса Камчатско- го полуострова	2	$\bar{X}$
53	Андезито-ба- зальт		12	$\bar{X}$ $S$
54	Субщелочной миоандезито- базальт		6	$\bar{X}$ $S$
55	Плагииоандезито- базальт	Курильский вул- канический пояс	40	$\bar{X}$ $S$
56	Плагииоандезито- базальт		18	$\bar{X}$ $S$
57	Миоандезито- базальт титанис- тый		5	$\bar{X}$ $S$

	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	0,44	0,01	0,16	0,29	0,0	0,10	0,12	0,03	0,04
	62,05	0,80	15,61	5,89	0,11	2,26	4,71	3,85	2,70
	1,41	0,05	0,01	0,34	0,01	0,08	0,04	0,42	0,53
	58,81	1,59	14,16	7,13	0,18	2,18	8,60	4,34	2,16
	59,37	1,16	17,52	7,17	0,18	1,58	4,05	4,49	3,60
	58,04	0,68	17,53	7,52	0,14	3,30	7,03	2,95	0,99
	2,09	0,25	0,95	1,30	0,05	0,87	1,42	0,58	0,53
	57,77	0,63	16,81	8,34	0,14	3,62	7,48	2,69	0,70
	1,87	0,22	1,0	1,50	0,02	1,02	1,34	0,46	0,35
	61,42	0,50	14,61	5,56	0,19	3,12	3,41	4,23	1,43
	0,92	0,24	0,91	0,14	0,07	0,66	0,12	0,78	0,15
	55,00	0,82	18,48	7,85	0,16	3,82	7,95	3,54	1,43
	0,37	0,04	0,12	0,02	0,0	0,29	0,05	0,16	0,09
	53,28	0,81	19,40	8,17	0,19	3,58	6,80	3,30	1,32
	52,64	0,76	18,53	8,54	0,13	4,78	8,64	3,15	1,41
	0,70	0,04	0,57	0,35	0,0	0,30	0,21	0,08	0,13
	56,87	0,74	18,35	7,67	0,12	3,24	7,62	2,29	0,93
	0,31	0,03	0,04	1,22	0,0	0,33	1,00	0,05	0,13
	52,72	0,66	19,80	8,12	0,24	5,00	8,90	2,24	0,80
	53,84	1,53	16,54	8,30	0,16	5,02	7,82	4,07	1,50
	0,38	0,04	0,10	0,42	0,0	0,41	0,11	0,07	0,05
	51,80	1,27	16,93	8,65	0,16	5,63	8,08	3,57	1,43
	0,14	0,05	0,41	0,21	0,0	0,12	0,13	0,10	0,04
	55,09	0,89	16,35	8,25	0,15	4,83	7,94	3,41	1,28
	0,83	0,01	0,59	0,05	0,0	0,26	0,34	0,09	0,14
	55,87	1,00	17,56	6,70	0,17	4,76	7,68	3,84	1,29
	55,06	1,49	17,27	8,88	0,19	3,16	6,99	4,20	1,50
	55,15	0,73	17,56	7,88	0,13	5,04	8,32	2,60	0,92
	0,30	0,01	0,53	0,09	0,0	0,23	0,07	0,06	0,03
	51,74	1,34	15,00	8,97	0,14	6,94	7,91	3,57	1,87
	55,49	0,85	17,34	8,53	0,18	3,53	7,34	3,20	1,38
	1,31	0,01	0,27	0,35	0,0	0,06	0,14	0,10	0,19
	53,46	1,31	18,31	8,00	0,13	4,98	7,95	4,03	1,34
	0,91	0,07	0,36	0,18	0,0	0,55	0,10	0,03	0,03
	54,62	0,78	18,48	8,33	0,14	3,78	8,70	2,61	0,79
	1,28	0,23	1,32	0,94	0,07	0,84	0,89	0,42	0,50
	55,16	0,73	18,45	7,87	0,13	3,43	8,11	2,71	0,96
	1,32	0,15	1,50	1,16	0,07	0,88	0,94	0,42	0,54
	53,73	1,30	18,33	7,56	0,22	4,69	8,46	3,17	1,45
	0,32	0,25	0,71	0,80	0,04	0,56	0,53	0,16	0,26

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5
58	Плагиио-андезит- базальт		19	$\bar{X}$ S
59	Андезит-базальт		3	$\bar{X}$ S
60	Андезит-базальт		3	$\bar{X}$ S
61	Субщелочной базальт низко- глиноземистый	Вулканические пояса Камчатско- го полуострова	2	$\bar{X}$
62	Субщелочной базальт		34	$\bar{X}$ S
63	Субщелочной базальт		31	$\bar{X}$ S
64	Плагииобазальт высокоглино- земистый		52	$\bar{X}$ S
65	Плагииобазальт высокоглино- земистый	Вулканические пояса Камчатско- го полуострова	19	$\bar{X}$ S
66	Плагииобазальт высокоглино- земистый		48	$\bar{X}$ S
67	Плагииобазальт железистый		3	$\bar{X}$ S
68	Субщелочной базальт		2	$\bar{X}$
69	Низкоглинозе- мистый базальт		4	$\bar{X}$ S
70	Субщелочной базальт высоко- глиноземистый		49	$\bar{X}$ S
71	Плагииобазальт высокоглинозе- мистый		55	$\bar{X}$ S
72	Плагииобазальт высокоглинозе- мистый		5	$\bar{X}$ S
73	Плагииомиоанде- зит-базальт		48	$\bar{X}$ S
74	Плагииобазальт титанистый		3	$\bar{X}$ S
75	Базальт низко- глиноземистый магнезиальный		12	$\bar{X}$ S
76	Базальт низко- глиноземистый железистый		3	$\bar{X}$ S
77	Плагииобазальт высокоглино- земистый	Вулканические пояса Камчатско- го полуострова	45	$\bar{X}$ S
78	Плагииобазальт высокоглино- земистый	Курильский вул- канический пояс	11	$\bar{X}$ S
79	Плагииобазальт высокоглино- земистый		20	$\bar{X}$ S
80	Базальт		14	$\bar{X}$ S

6	7	8	9	10	11	12	13	14
54,25	0,74	18,52	8,72	0,15	3,97	9,29	2,41	0,53
1,11	0,18	1,20	0,94	0,05	0,65	0,33	0,33	0,27
56,29	0,84	17,15	7,23	0,13	3,35	8,0	2,75	1,35
1,28	0,15	0,93	0,5	0,04	0,34	0,21	0,15	0,03
56,63	0,67	17,05	7,76	0,14	3,67	6,38	2,96	1,06
2,42	0,19	0,78	0,90	0,07	1,00	2,27	0,78	0,61
49,79	1,78	14,38	9,87	0,24	7,28	8,25	3,80	1,20
50,26	1,44	16,74	9,33	0,16	7,17	8,77	3,60	1,04
1,30	0,05	0,9	0,27	0,0	0,09	0,09	0,18	0,04
51,29	1,56	16,87	9,87	0,21	5,41	8,65	3,61	1,47
1,17	0,08	0,26	0,97	0,01	0,43	0,13	0,12	0,22
50,84	0,84	18,82	9,66	0,13	5,23	9,37	2,55	1,07
1,12	0,03	0,62	0,39	0,0	0,29	0,29	0,12	0,24
49,52	0,89	20,10	9,73	0,12	4,72	10,85	2,13	0,58
0,75	0,07	0,91	0,23	0,0	0,04	0,18	0,14	0,05
50,24	0,84	18,56	9,14	0,10	6,61	10,39	2,34	0,57
0,73	0,0	0,27	0,55	0,0	0,51	0,19	0,02	0,03
48,13	1,08	18,09	10,04	0,09	7,65	10,10	3,05	0,72
0,37	0,08	0,12	0,34	0,0	0,45	0,16	0,11	0,22
47,32	1,31	17,31	9,09	0,23	8,05	9,71	3,37	1,17
49,88	1,07	15,63	8,91	0,17	7,82	10,70	2,45	1,59
1,25	0,01	0,02	0,23	0,0	0,31	0,30	0,40	0,42
50,81	1,29	18,23	8,79	0,14	5,67	8,89	3,45	1,18
0,76	0,06	0,10	0,25	0,01	0,73	0,23	0,07	0,06
51,39	0,93	17,27	9,28	0,15	6,52	9,11	2,66	1,04
0,61	0,03	0,19	0,43	0,01	0,40	0,39	0,05	0,08
49,86	0,57	21,37	7,46	0,10	4,22	11,65	2,14	1,21
1,52	0,07	5,21	0,76	0,0	1,63	1,42	0,16	0,63
52,93	0,89	18,77	8,96	0,21	4,30	9,08	2,71	0,71
0,74	0,06	0,41	0,42	0,01	0,51	0,35	0,08	0,08
49,51	1,28	18,69	8,79	0,14	6,47	10,30	3,30	0,99
0,49	0,01	0,60	0,04	0,0	0,70	0,01	0,08	0,03
50,34	0,89	12,76	9,42	0,16	10,30	9,88	2,83	1,42
1,12	0,02	1,0	0,40	0,0	1,26	0,11	0,25	0,11
46,77	0,86	16,19	11,39	0,11	7,87	10,69	1,94	1,82
0,54	0,18	1,64	0,2	0,0	0,60	0,02	0,22	2,06
49,74	0,72	18,50	9,22	0,14	5,62	9,44	2,52	0,55
1,98	0,27	1,65	1,67	0,86	1,69	2,72	0,82	0,38
51,04	0,95	18,10	9,79	0,17	4,87	10,47	2,31	0,64
0,71	0,32	1,21	1,13	0,04	0,84	0,83	0,49	0,34
49,50	0,65	19,11	9,43	0,12	5,23	10,70	2,12	0,45
2,04	0,23	1,33	1,28	0,06	1,33	1,25	0,33	0,33
49,08	0,63	17,94	8,17	0,14	6,77	6,82	3,25	0,62
0,21	0,15	2,0	2,02	0,09	2,04	3,34	1,0	0,45

Таблица 2. Главные компоненты изменчивости химического состава вулканических базитов Камчатки

Породообразующие окислы	Главные компоненты базитовой группы пород					
	Базальты		Андезито-базальты		Андезиты	
	1	2	1	2	1	2
SiO <sub>2</sub>	0,11	0,47	0,47	-0,25	0,46	-0,26
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,00	0,07	0,60	0,02	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,33	0,48	-0,03	-0,48	-0,21	-0,46
ΣFeO	0,04	-0,32	-0,37	0,26	-0,20	0,58
MgO	0,12	-0,57	-0,39	0,21	-0,44	-0,16
CaO	-0,43	-0,25	-0,53	-0,08	-0,50	0,06
Na <sub>2</sub> O	0,57	0,17	0,28	0,40	0,35	0,13
K <sub>2</sub> O	0,17	-0,15	0,34	0,26	0,38	0,12
Вес компоненты, %	27	25	33	23	37	23

Таблица 3. Средние химические составы главных типов четвертичных вулканических пород Камчатки

№ п/п	Порода	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ΣFeO
1	Липарит	10	73,31	0,28	14,54	1,62
2	Субщелочной липарит	8	72,31	0,27	14,41	1,98
3	Плагиолипарит	16	71,92	0,36	14,07	2,62
4	Дациит	10	66,72	0,54	15,73	3,38
5	Субщелочной дацит	16	67,52	0,55	15,74	3,58
6	Плагиодацит	23	66,06	0,67	16,45	4,24
7	Андезит	33	61,93	0,73	17,23	5,85
8	Субщелочной андезит	39	60,53	1,14	17,36	6,55
9	Плагиоандезит	72	60,03	0,73	17,65	6,53
10	Андезитобазальт	17	56,49	0,89	16,47	8,16
11	Андезито-базальт глиноземистый	36	55,14	0,82	19,04	8,02
12	Субщелочной андезито-базальт	55	55,15	1,43	17,48	8,57
13	Плагиоандезито-базальт	53	56,79	0,78	18,32	7,89
14	Глиноземистый базальт	85	51,25	0,93	17,52	9,72
15	Низкоглиноземистый базальт магниальный	15	50,37	0,91	13,69	9,81
16	Низкоглиноземистый базальт железистый	3	47,90	0,88	16,58	11,67
17	Субщелочной базальт	73	50,36	1,48	16,71	9,74
18	Плагиобазальт	76	50,37	0,83	18,49	9,75

Таблица 3 (окончание)

№ п/п	Порода	Число анализов	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	Липарит	10	0,11	0,46	1,69	4,13	2,86
2	Субщелочной липарит	8	0,07	0,47	1,25	4,40	4,24
3	Плагиолипарит	16	0,07	0,84	2,91	3,82	2,58
4	Дацит	10	0,08	1,37	3,60	3,66	2,24
5	Субщелочной дацит	16	0,10	1,25	3,11	4,34	3,37
6	Плагиодацит	23	0,09	1,72	4,82	3,63	1,87
7	Андезит	33	0,10	2,73	5,58	3,81	1,71
8	Субщелочной андезит	39	0,15	2,54	5,28	4,15	1,90
9	Плагиоандезит	72	0,12	3,13	6,87	3,32	1,36
10	Андезитобазальт	17	0,14	4,95	7,84	3,39	1,25
11	Андезито-базальт глиноземистый	36	0,17	3,70	7,38	3,42	1,38
12	Субщелочной андезито-базальт	55	0,17	3,93	7,46	4,27	1,48
13	Плагиоандезито-базальт	53	0,12	3,74	7,97	2,45	0,97
14	Глиноземистый базальт	85	0,13	6,42	9,25	2,83	1,03
15	Низкоглиноземистый базальт магнезиальный	15	0,16	10,53	9,85	2,79	1,39
16	Низкоглиноземистый базальт железистый	3	0,11	8,06	10,95	1,99	1,86
17	Субщелочной базальт	73	0,15	7,47	8,81	3,65	1,23
18	Плагиобазальт	76	0,11	6,32	10,88	2,29	0,64

денция, а также оливиновая, поэтому для базальтов для установления границ между типами пород используется соотношение окислов Al (Ca), Mg (Fe) и щелочей. В выборках андезито-базальтов и андезитов плагиоклазовая и оливиновая тенденции изменчивости более сближены, и учитывая то, что вариации содержания MgO, FeO в этих породах менее значительные, чем вариации содержания  $Al_2O_3$ , в качестве классификационного признака выбрано соотношение  $Al_2O_3$  и щелочей. Результаты данных построений сведены в табл. 3 и 4, которые использовались как рабочие схемы классификации вулканитов в данной работе.

В выборке базальтов выделяется тип низкоглиноземистых магнезиальных и железистых базальтов, который не имеет аналогов в остальных выборках. В общем при увеличении степени кислотности пород картина вариаций содержания окислов несколько упрощается. Первая главная компонента в большей степени приближается к виду, именуемому в отечественной литературе, как отражение "боуэновского тренда дифференциации". Следует, правда, учитывать, что выделенные тенденции изменчивости состава пород отражают в большей мере разнообразие изученных химических составов пород, нежели содержат какой-либо генетический смысл. В то же время, сходство вариаций содержания окислов в выборках базальт-андезитового ряда, а также наличие в них петрохимических типов вулканитов, сход-

Таблица 4

## Схема классификации четвертичных вулканитов Камчатки

Класс	Группы пород	Si	Fe + Mg	Ca	Na + K	Al	Номер табл. 1	
Класс липаритов	Липариты	> 69	< 2,5	< 2	> 6,5	< 16	1,2	
	Плагиолипариты		< 4	> 2,5	> 6		5	
	Субщелочные липариты			< 1,5	> 8		3,4	
	Субщелочные миолипариты		< 69	< 2				10
	Интервалы содержаний по анализам		68,3—73	1,8—3,92	1,4—2,61		5,2—84	11,3—15,7
Класс дацитов	Дациты	> 65	< 5,5	< 4	< 6,5	< 16	13,24	
	Плагиодациты	< 65	< 6,5	< 4,5	< 7	≈ 16	14,16	
	Плагиомиодациты		< 7,5	< 5		15, 17, 18		
	Субщелочные дациты	> 65		< 4	> 7	< 16	11, 22	
	Субщелочные миодациты	< 65	< 6	< 4,5		> 16	20, 23	
	Интервалы содержаний по анализам	63,7—67,8	4,7—7,1	3,0—4,9	5,5—7,6	13,6—18,4		
Класс андезитов	Андезиты	> 59	< 8,5	< 6	< 6,5	≈ 17	30, 34	
	Плагиоандезиты	< 59	> 8,5	> 6	< 5,5		25, 29	
	Плагиомиоандезиты		> 9,5		< 5,5	> 17	27, 31	
	Субщелочные андезиты	> 59	< 9,0	< 5,5	> 6	≤ 17	28, 33, 37	
	Субщелочные миоандезиты	< 59	< 9,5				32, 36	
	Интервалы содержаний по анализам	56,6—61,7	7,9—10,2	4,0—7,1	4,2—8,1	14,1—19,1		

Класс андезитобазальтов	Андезитобазальты	$> 53^+$	$> 10,9-13$	6,5-8	4,5-5	$\geq 17$	41, 42, 48, 49, 50
	Плагиоандезитобазальты			$> 7,5$	$< 4$	$> 17$	44, 51
	Плагиомиоандезитобазальты	$< 53$	$\leq 13$	$> 8,5$	$> 4,5$		43
	Миоандезитобазальты		$> 13$		$< 3,5$	$> 17$	45
	Субщелочные андезитобазальты	$> 54$		$< 8$			50
	Субщелочные миоандезитобазальты	$< 54$	$\approx 13$	$> 8$	$> 5$		46, 54
	Интервалы содержаний по анализам	52,6-56,9	10,6-13,3	6,4-8,9	3,2-5,1	16,3-19,8	
Класс базальтов	Базальты		$> 11,5$	$> 9$	$< 4,5$	$\leq 17$	64, 65, 66, 67, 71, 72, 74
	"Железистые" базальты	$< 52$	$> 18$	$> 10$	$> 4$	$> 17$	76
	"Магнезиальные" базальты		$\geq 17$	$> 9$	$< 4,0$	$> 17$	69, 75
	Субщелочные базальты		$> 14$	$< 9$	$> 4,5$	$\geq 17$	61, 62, 63, 68, 70
	Интервалы содержаний по анализам	46,8-52	11,7-19,7	8-11,7	2,7-5,1	12,7-21,4	

\* Значение 53% принято по графе 42.



ных по соотношениям отдельных окислов, например, по содержанию щелочей и титана, по соотношению щелочей и глинозема, позволяет сделать вывод о наличии определенного генетического родства между вулканитами различных классов пород.

Данный вывод находит подтверждение при анализе латерального распространения петрохимических типов вулканитов. Так, в пределах отдельных вулканов, а также зон, выделенных нами (гл. 4, рис. 17), присутствуют вулканиты базальт-липаритового ряда, относящиеся к одному петрохимическому типу. На схеме с большой степенью условности применен заголовок "Колонки дифференциации..." поскольку возможен другой механизм, определяющий наличие генетического родства вулканитов различных по кислотности классов, нежели дифференциация исходного базальтового расплава. Выборки дацитов и липаритов небольшие по объему, поэтому для них не приводятся главные компоненты изменчивости, поскольку они скорее всего не отражают истинную картину вариаций содержаний окислов для этих пород. Но, с другой стороны, правильность расчленения этих пород на типы, проведенного сходным образом с расчленением всех пород, подтверждается при анализе латерального распространения петрохимических типов вулканитов в пределах вулканических поясов Курильской островной дуги и Камчатки.

## ГЛАВА 3

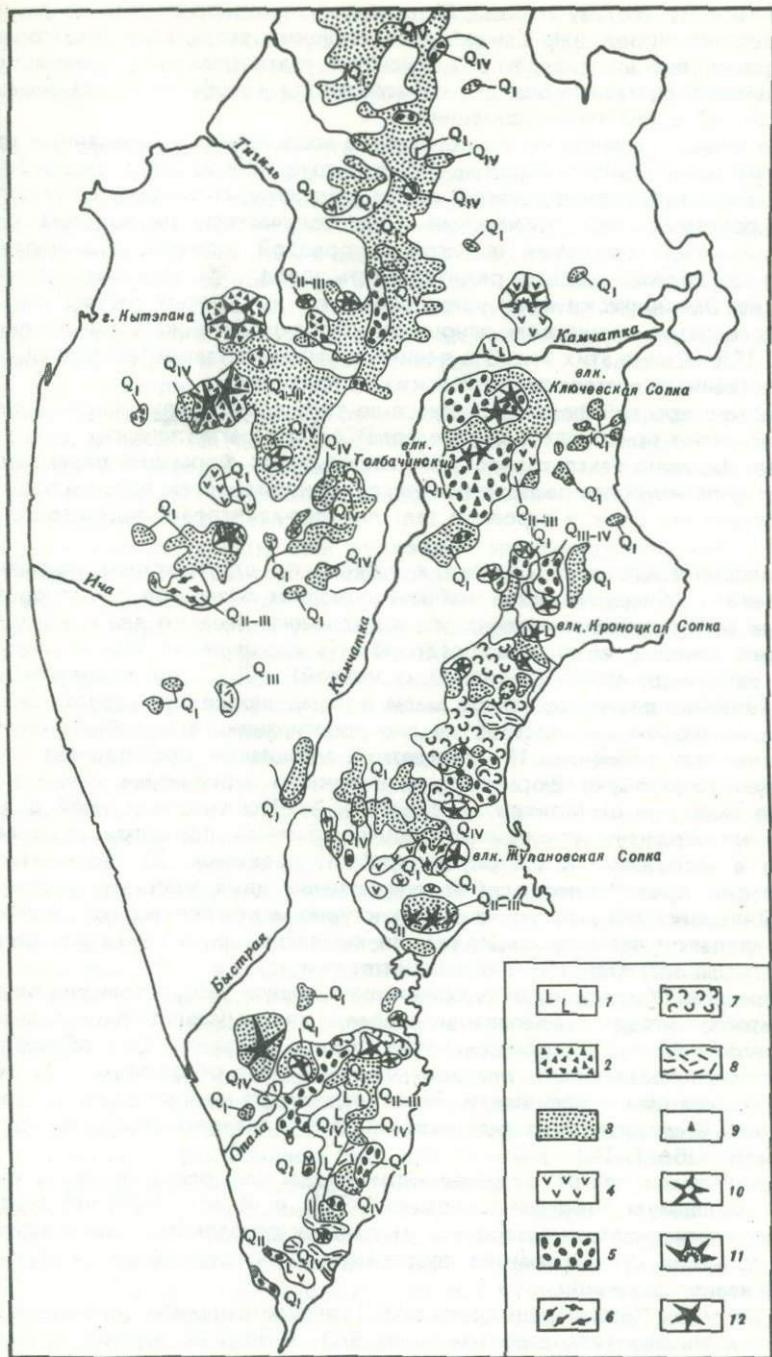
### МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ОСОБЕННОСТИ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ

В наиболее общем виде особенности латеральной неоднородности четвертичных вулканических поясов проявляются при формационном анализе образующих их вулканических комплексов (рис. 5).

Под магматическими формациями мы понимаем различной сложности геологические тела, в которых сгруппированы однородные по петрохимическим, структурным и морфологическим характеристикам геологические ассоциации пород.

Опорными единицами формационного анализа являются эмпирические геологические ассоциации пород, выделенные заведомо по различным признакам, поэтому процедура их исследования с целью определения формационной типизации включает набор приемов исследования вещественного состава и структуры пород: 1) определение вещественного (петрографического и петрохимического) состава пород; 2) установление структурной близости всех составляющих компонентов ассоциации; 3) отделение пород данной ассоциации от других, расположенных здесь же и нередко слагающих вместе с первой сложные тела; 4) установление фациальной близости пород — особенности внутреннего строения, структуры морфологии тел; 5) количественную оценку площадей и объемов различных по

Рис. 5. Карта четвертичных вулканических формаций Камчатского полуострова  
1-8 — формации: 1 — плагиобазальтовая, 2 — андезитбазальтовая субщелочная, 3 — плагиоандезит-плагиобазальтовая, 4 — плагиоандезитовая, 5 — плагиобазальт-плагиоандезитобазальтовая, 6 — плагиоандезит-плагиодацитовая, 7 — плагиодацитовая, 8 — плагиолипарит-плагиодацитовая; 9 — моногенные вулканы; 10 — сложные вулканические горы; 11 — вулканы с центральной кальдерой и кальдеры; 12 — вулканические горы с хорошо сохранившейся морфологией и действующие вулканы



вещественному составу пород; 6) проверку на однородность вещественного состава пород выделенной геологической ассоциации (построение гистограмм, парных диаграмм, вычисление статистических параметров); 7) сравнение состава пород данной ассоциации (особенно вулканических комплексов) с другими ассоциациями.

Практически неизвестны геологические ассоциации, образованные только одной разновидностью пород. Обычны сочетания из двух, трех и более петрохимических разновидностей пород, обладающих сходными структурно-морфологическими признаками. При количественном подсчете соотношений между породами в такой однородной ассоциации выделяется только одна преобладающая разновидность пород, а также второстепенные и редкие. Эмпирически нами установлено, что при расчете состава неоднородных в петрохимическом отношении тел существенно значение пород свыше 15% объема этих тел. Эта величина отражает также точность оценки количественного состава геологических ассоциаций.

Название простой формации дается по типу породы или разновидности, которая резко преобладает и определяет состав магматических тел: андезитовая, андезито-базальтовая; для непрерывных формаций переменного состава — по наиболее распространенным разновидностям пород в порядке возрастания их роли в строении тел: липарит-дацитовая, андезито-базальтовая.

В наиболее сложных случаях в единых по структурным признакам ассоциациях обнаруживаются наборы пород от базальтов до липаритов. Кривые частот встречаемости пород в них имеют нередко два максимума. В таких случаях возможно предположить совмещение или взаимодействие различных магм (основной и кислой) [26], или одновременное существование различных типов магм в пределах одного геологического района на различных участках по его простираю. В подобных случаях вероятны два варианта: 1) конкретная ассоциация представляет собой сложную (составную) формацию, с широкими вариациями химического состава пород — от базитов до салитов; бимодальность кривой в этом случае не отражает истинное соотношение между породами различного класса в ассоциации и эти случаи требуют проверки; 2) геологические ассоциации представляют собой совмещение двух простых формаций, объединяемых общностью их структурно-морфологических позиций.

В первом случае предусматривается выделение формаций базит-салитового класса: плагиоандезит-плагиодацитовая и др.

В пределах Курильского вулканического пояса распространены плагиоандезитобазальтовая, плагиоандезитовая, плагиобазальт-плагиоандезитобазальтовая формации плиоцен-четвертичного возраста. Они образованы плагиоандезит-базальтами, плагиоандезитами, плагиобазальтами, их туфами, агломератами и брекчиями. Реже встречаются плагиодациты и плагиолипариты. В составе групп андезитобазальтов и андезитов часты мио-разновидности (табл. 1, 4).

Гистограммы частот встречаемости пород для всего пояса в целом имеют максимум значений содержаний  $\text{SiO}_2$  в области 54%, что соответствует плагиоандезито-базальтам, миоандезитобазальтам, миоандезитам. По отдельным вулканическим постройкам и их группам характер гистограмм несколько иной.

На островах Симушире и Урупe самой распространенной разновидностью являются миоандезиты с содержанием  $\text{SiO}_2 = 56-57\%$  и плагиоандезиты. Вместе с плагиоандезито-базальтами и миоандезитобазальтами они составляют 70% вулканитов. Отдельные вулканические постройки (Алаид,

Атсонопури, Тятя) сложены лишь породами базальтового и андезито-базальтового состава, преимущественно лавами. Для вулканических хребтов (Вернадского, Карпинского, Богатырь, Грозный) характерен более разнообразный набор пород. Показателен в этом отношении хр. Вернадского.

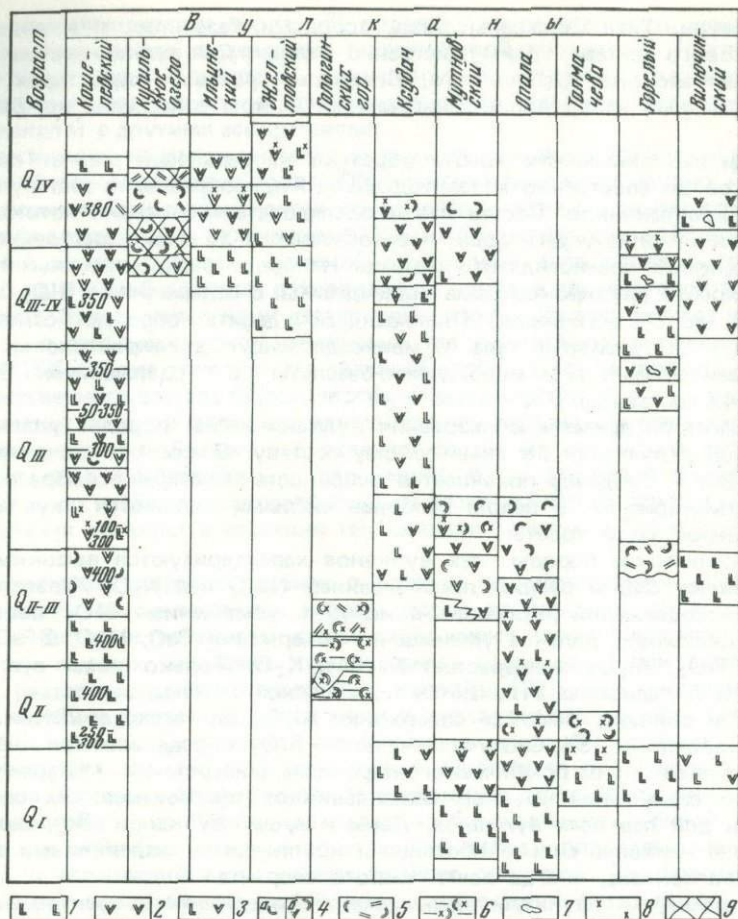
Лавы вулканического хребта образуют непрерывный ряд от плагиобазальтов до собственно андезитодацитов и однообразны по составу минералов-вкрапленников. Состав лав в последовательной серии потоков изменяется от оливин-авгитовых плагиобазальтов до преимущественно двупироксеновых плагиоандезито-дацитов. Наиболее распространены в пределах хребта двупироксеновые миоандезиты с содержанием  $\text{SiO}_2$  от 54 до 57% (до 60% всех пород). Плагиоандезито-дациты образуют отдельные потоки и экструзивные тела. Оливинсодержащие двупироксеновые плагиоандезито-базальты и миоандезито-базальты с содержанием  $\text{SiO}_2 = 52-54\%$  составляют 9%.

Близкие по времени образования вулканические породы различных вулканов отличаются по химическому составу. В постройках вулканов Ветрового и Влодавца повышается основность лав от ранних образований к поздним (рис. 6). В целом наиболее кислыми являются вулканы центральной части хребта.

Вулканические породы всех вулканов характеризуются высокими содержаниями CaO и резким преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ . Характер изменений содержаний различных окислов с увеличением  $\text{SiO}_2$  постепенный; происходит сильное уменьшение содержания CaO, MgO,  $\Sigma\text{FeO}$  слабое —  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и возрастает  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Только лавы вулканов Эбеко и Богдановича отличаются повышенной магнезиальностью пироксенов и оливина. Высокое содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , достигающее 20%, и обычно составляющее 18%, CaO и пониженное —  $\text{SiO}_2$  определило повышенную роль в составе пород ромбического пироксена (гиперстена). Характерны высокие содержания крупных вкрапленников плагиоклаза; их сростки обычные для лав всех вулканов. Лавы и туфы вулканов Ветрового и Влодавца наиболее сильно обогащены крупными вкрапленниками основного плагиоклаза, иногда почти чистого анортита.

Интересно, что функции распределения содержаний элементов в лавах вулканов Эбеко и Богдановича, с одной стороны, и Ветрового и Вернадского, с другой, различны. Возможно предполагать три очага под вулканической грядой — один под вулканами Эбеко и Богдановича и самостоятельные — под вулканами Ветровым и Вернадским. Так как вулкан Ветровой угас в среднем плейстоцене, в настоящее время существует лишь один очаг с минимальными глубинами залегания под вулканом Богдановича. Если использовать дисперсию как показатель степени дифференциации исходного материала относительно рассматриваемого компонента, следует говорить о значительно большей дифференциации магмы для вулкана Богдановича, чем для вулкана Вернадского, хотя и лавы Вернадского также дифференцированы.

Таким образом, по количественному соотношению и составу пород вулканические комплексы хр. Вернадского в целом следовало бы отнести к плагиобазальт-плагиоандезитовой формации. Однако, учитывая особенности латеральных вариаций состава вулканических тел, обусловленность этих вариаций изменением состава расплавов, а не последующими после застывания лав явлениями эрозии и денудации, целесообразно комплексы вулканических вулканов Эбеко и Богдановича выделять в плагиоандезитовую, а Ветрового, Влодавца и Вернадского — в плагио-



1 L L / 2 V V 3 L V 4 L L 5 ( ) 6 (x) 7 ( ) 8 X X 9

Рис. 6. Вертикальные разрезы четвертичных вулканических комплексов Камчатки  
 1 — плагиобазальты, 2 — плагиоандезиты, 3 — плагиоандезитобазальты, 4 — плагиоандезитодациты; 5 — плагиолипариты и плагиодациты; 6 — пирокластические образования кислого состава измененные; 7 — ксенолиты кристаллических пород; 8 — измененные вулканы; 9 — грубообломочные вулканические породы

базальт—плагиоандезитовую формации в соответствии с вышесформулированным предположением о нескольких очагах.

В кальдерных вулканах с андезитобазальтами и андезитами ассоциируют породы кислого состава — плагиодациты, плагиолипариты (вулканы Заварицкого, Броутона, Медвежий, Головнина). В этом случае кислые разновидности характерны для наиболее поздних этапов вулканической деятельности и представлены либо покровами пемз, либо лавами и лавобрекчиями, слагающими экстрезивные купола.

Имеются экстрезивные тела, сложенные кислыми породами, не связанные с кальдерными вулканами. На южных островах пемзы дацитового и плагиолипаритового состава образуют самостоятельные тела (перешеек Ветровой о-ва Итуруп, район Лагунного озера на о-ве Кунашире), и в

таких случаях возможно рассматривать такие тела как дацитовую формацию. Но в Курильском поясе она имеет граничное распространение.

Вулканические пояса Камчатского полуострова характеризуются более пестрым набором формаций. Как и в пределах Курильского вулканического пояса, распространены плагиоандезит—плагиобазальтовая и плагиобазальт—плагиоандезито-базальтовая формации. При этом даже Южно-Камчатский вулканический район, который рассматривается как непосредственное продолжение Курильского вулканического пояса, имеет более широкий возрастной и вещественный спектр вулканических формаций.

Раннечетвертичные вулканические формации этого района представлены плагиобазальт—плагиоандезито-базальтовой и базальт-андезитовой (глиноземистой) формациями. Дугообразно изогнутая полоса тел плагиобазальт—плагиоандезито-базальтовой формации протягивается от Камбального залива на юге до р. Карымчина на севере и совпадает с Восточной подзоной Южно-Камчатской зоны. Крайние восточные районы ее распространения достигают среднего течения рек Правой Ходутки и Мутной. Плагиобазальт—плагиоандезито-базальтовая формация представлена двумя подформациями. Наиболее широко распространена ее разновидность, сложенная промежуточными типами базитов, для которых характерны несколько повышенные содержания щелочных окислов по сравнению с глиноземистыми и собственно плагио-типами. К ней относятся также среднечетвертичные — современные вулканические образования вулканов Кошелевского, Камбального, западной части крупного поля современных базитов зоны ареального вулканизма. Ко второй подформации, породы которой характеризуются пониженными содержаниями щелочных окислов, принадлежат тела раннечетвертичных вулканических пород, расположенные южнее и западнее Кошелевского вулкана, восточнее вулкана Ксудач и южнее Ходутка, а также самого вулкана Ксудач.

Средне-позднечетвертичные вулканические формации представлены плагиодацит—плагиолипаритовой формацией. Она распространена к северу от линии Камбально-Кошелевской группы вулканов и включает покровы туфов, игнимбриты, пемзы плагиолипаритов и плагиодацитов и экструзивные тела плагиодацитов.

Покровы пирокластических пород и игнимбриты залегают на дочетвертичных образованиях и древнечетвертичных базитах. Мощность их не равномерна и изменяется от 10 до 300 м. Характерна плитчатая и реже столбчатая отдельность.

По химическому составу игнимбриты занимают промежуточное положение между роговообманковыми андезитами и кварцевыми латитами. Для них характерно повышенное содержание щелочей, что отмечается вообще для четвертичных игнимбритов Камчатки. Эти породы противопоставляются по составу плиоценовым игнимбритам [94], плагиоандезит—плагиодацитовой формации, которые характеризуются по сравнению с четвертичными низкими содержаниями щелочных окислов даже при высоких концентрациях кремнезема, высоким — окислов магния, кальция и железа.

Образование средне-позднечетвертичных пирокластических толщ связывается с угасанием раннечетвертичных щитовых вулканов. Действительно, рой векторов составов игнимбритов на диаграммах А.Н. Заварицкого находится на продолжении вариационной кривой древнечетвертичных базитов. Однако совокупности анализов этих комплексов на гистограммах бимодальны; по особенностям химического состава и тенденциям их изменения пирокластические салиты не обнаруживают связей с базитами.

Позднечетвертичные — современные вулканические формации представ-

лены плагиобазальтовой, плагиобазальт—плагиоандезитобазальтовой, плагиобазальт—плагиоандезитовой и дацит—липаритовой формациями. Последняя формация продолжает формироваться только вдоль восточной фронтальной части зоны. Западная и центральная части зоны, представляющие собой обширный район ареального вулканизма, не имеют активных в настоящее время вулканических центров. Для дацит-липаритовой формации характерна дифференцированность лав, повторение в разрезе пачек пород с диапазоном колебания состава от базальтов до дацитов.

Плагиобазальтовая формация представлена базальтами, шлаками базальтов, практически лишенными пирокластики. Характерен исключительно однородный базальтовый состав пород. Среди базальтов наиболее типичны разновидности с вкрапленниками оливина (до 10% объема), оливина и пироксена, оливина и плагиоклаза, оливина, плагиоклаза и пироксена. Все разновидности пород встречаются совместно. По химическому составу породы всех тел сложены плагиобазальтами, редко — плагиоандезитобазальтами. Диапазон колебаний  $\text{SiO}_2$  от 50 до 54%, что свидетельствует о почти полном отсутствии дифференциации. Весовой процент окиси натрия с увеличением  $\text{SiO}_2$  остается постоянным, а содержание  $\text{K}_2\text{O}$  слабо увеличивается. В целом они близки плагиобазальтам древнечетвертичной плагиобазальт—плагиоандезито-базальтовой формации.

Плагиобазальт—плагиоандезито-базальтовая и плагиобазальт—плагиоандезитовая формации аналогичны раннечетвертичным формациям. Эти же формации характеризуют в том числе и северную часть Восточно-Камчатского вулканического пояса. Однако северная часть Срединно-Камчатского вулканического пояса и северо-западная — Восточно-Камчатского существенно отличаются от Восточно-Камчатского пояса по набору формаций.

Плагиобазальт—плагиоандезит-базальтовая формация этих районов в морфологическом отношении представлена щитовыми вулканами, стратовулканами, лавовыми и шлаковыми вулканами (районы ареального вулканизма). Петрографические типы пород формации принадлежат разновидностям ряда плагиобазальт—плагиоандезито-базальт—плагиоандезит: оливин—пироксеновым, оливин—пироксен—плагиоклазовым, пироксен—плагиоклазовым, плагиоклазовым. Мелкие вулканические постройки сложены плагиоандезито-базальтами, плагиобазальтами. Наиболее крупные вулканические постройки включают плагиоандезиты, плагиоандезито-дациты—плагиодациты.

Главные ареалы распространения плагиобазальт—плагиоандезито-базальтовой формации охватывают Срединно-Камчатский и северо-западную зону Восточно-Камчатского вулканического пояса.

В пределах Срединно-Камчатского вулканического пояса плагиобазальт—плагиоандезито-базальтовая формация представлена позднечетвертичными—современными стратовулканами и мелкими шлаковыми и лавовыми конусами. Они приурочены к центральной части поднятия Срединного хребта и простираются от междуречья Тихой и Быстрой Козыревской вплоть до северного окончания вулканической зоны. При этом на севере преобладает разновидность формации, породы которой характеризуются нормальными и выше нормы содержаниями щелочных окислов, а на юге — ниже нормы.

В северной части Восточно-Камчатского пояса плагиобазальт—плагиоандезито-базальтовая формация включает подавляющую часть вулканитов раннечетвертичных вулканов, современных вулканических полей ареального вулканизма, вулканов Пирог, Высокий, Конради, Гамчен, верхнечетвертичные — современные вулканические образования района вулкана Гамчен. К этой же формации относятся вулканические комплексы Цен-

трально-Камчатского пояса — вулканы Толбачики, подавляющая часть вулканитов Ключевской группы, вулканические поля районов ареального вулканизма к югу от Толбачиков.

Плагеоандезит—плагвиобазальтовая формация характеризуется также несколько различающимися в петрохимическом отношении разновидностями пород. Преобладают глиноземистые базиты над плагвиобазитами. Плагвиобазиты образуют плагвиоандезит—плагвиобазальтовую формацию внешней (восточной) фронтальной зоны Срединно-Камчатского вулканического пояса.

Подавляющая часть раннечетвертичных вулканитов района Козыревской группы вулканов [14] характеризуется, кроме того пониженными для известковой серии содержаниями щелочей. Однако здесь выделяются крупные тела раннечетвертичной плагвиоандезит—плагвиобазальтовой формации с нормальными для известковой серии содержаниями щелочных окислов в породах. Южнее р. Козыревки низкощелочная разновидность этой формации не известна. На западе зоны установлены небольшие тела верхнечетвертичной плагвиоандезит—плагвиобазальтовой формации, базиты которой характеризуются низкими содержаниями суммы щелочных окислов.

В Восточно-Камчатском вулканическом поясе эта разновидность формации включает раннечетвертичный вулканический комплекс побережья Камчатского залива, верховий р. Тюшевки, основания вулкана Крашенинникова, вулкан Двор. Разновидность формации, породы которой характеризуются нормальными и слабо пониженными содержаниями щелочных окислов, распространена наиболее широко. Она представлена раннечетвертичными, средне-поздчетвертичными и современными вулканическими комплексами (вулканы Унана, Зубчатая, Березовый, Карымский, Жупановский, Корякский, Авачинский, Козельский). Только для северной части Восточно-Камчатского пояса намечается смена по латерали с востока на запад низкощелочной разновидности формации разновидностью с нормальными и ниже нормы содержаниями щелочных окислов.

Таким образом, вулканические пояса Камчатского полуострова различаются по набору магматических формаций и особенностям их пространственного размещения. Прежде всего различия проявляются в широком спектре формаций в Восточно-Камчатском вулканическом поясе и проявлении здесь наряду с базитовыми салитовых формаций. Щелочность пород некоторых вулканических формаций Срединно-Камчатского и северной зоны Восточно-Камчатского вулканических поясов выше, чем других зон Восточно-Камчатского пояса. Однако объем тел формаций, характеризующихся породами с низкими содержаниями щелочных окислов, в строении Срединно-Камчатского пояса в целом выше. Таким образом, мы считаем ошибочным, что при анализе пространственного размещения вулканических пород и формаций Камчатского полуострова именно вулканиты Срединно-Камчатского вулканического пояса характеризуются в публикациях как в целом наиболее щелочные. В них не учитываются такие факторы, как преимущественное распространение плагвиобазальтов, плагвиоандезито-базальтов с низкими содержаниями щелочных окислов в восточной фронтальной части пояса, исключительное распространение базальтов с низкой щелочностью в вулканических постройках вулканов Анаун, районов ареального вулканизма этого пояса. Базиты субщелочного типа образуют андезито-базальтовую формацию только в северо-западной краевой части Срединно-Камчатского пояса. Последовательное изменение состава вулканитов в разрезах тел этой формации не типично для Камчатских вулканических поясов. В основании разрезов преобладают базальты с



высокими содержаниями глинозема, нормальной для плагиосерий щелочностью при слабо повышенной роли калиевой щелочности. В породах более высоких частей разрезов быстро увеличивается содержание щелочей при стремительном росте калиевой щелочности.

Необходимо заметить, что андезито-базальтовая формация не распространяется вдоль всей западной части пояса, а локализована на участке его, резко расширенном по отношению к прилежащим с севера и юга.

Плагиобазальтовая формация распространена только в северной зоне Камчатского пояса. Она включает вулканические тела вулканов Заречного и Харчинского, а также плато районов ареального вулканизма.

Плагиоандезитовая и плагиоандезит-плагиодацитовая формации не имеют широкого распространения и не представляют интереса для характеристики латеральной неоднородности вулканических поясов Камчатки. Особенности пространственного их размещения отражены на карте вулканических формаций.

Салитовые формации представлены плагиодацитовой и плагиолипарит-плагиодацитовой формациями. Обе эти формации характерны только для центрального и южного звеньев Восточно-Камчатского пояса. При этом для центрального звена пояса характерна средневерхнечетвертичная плагиолипарит-плагиодацитовая формация, а для южного — средне-верхнечетвертичная липарит-дацитовая, верхнечетвертичная — современная липарит-дацитовая и плагиодацитовая формации.

Таким образом, по набору вулканических формаций приближенные к океану Восточно-Камчатский вулканический пояс характеризуется как базитовыми, так и салитовыми формациями, а Курильский — базитовыми. Срединно-Камчатский вулканический пояс, наиболее удаленный от океана, характеризуется исключительно базитовыми формациями, отличающимися в целом от Курильского и Восточно-Камчатского поясов.

Латеральная неоднородность строения вкрест простирания вулканических поясов отчетливо проявляется только для Срединно-Камчатского пояса при совместном рассмотрении ранне-среднечетвертичных и позднечетвертичных вулканических формаций. Она обусловлена наложением позднечетвертичных вулканических хребтов и вулканов на ранне-среднечетвертичные в восточной части пояса. Северная зона Восточно-Камчатского пояса по особенностям размещения вулканических формаций симметрична. Эти особенности петрохимических вариаций проиллюстрированы и детализированы в следующей главе.

#### ГЛАВА 4

### ПЛОЩАДНЫЕ ВАРИАЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Вариации химического состава четвертичных вулканических пород на территории Камчатского полуострова и Курильской островной дуги обычно исследовались на профильных диаграммах типа: а) порообразующий окисел — пространственное положение породы [41, 43, 61]; б) отношение

$$\gamma = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{SiO}_2} \cdot 100$$
 — глубина сейсмофокального слоя [42]. Площадной

вариант картины латеральной изменчивости состава вулканитов южной части Камчатского полуострова получен Ю.М. Шеймовичем и М.И. Зубиным

[91], методом отображения разных концентраций породообразующих окислов в заданных точках. Очевидно, что как в первом, так и во втором случаях построения основаны на относительно небольшом материале, пригодность которого для решения поставленных целей оценивается самим исследователем, исходя из его опыта.

Для исследования площадных особенностей вариаций химического состава четвертичных вулканических пород на территории Курильской островной дуги и Камчатского полуострова мы использовали наряду с профильными диаграммами плановые, а также специально построенные карты тренда петрохимических характеристик базальтов, андезитобазальтов и андезитов. Вполне понятно, что возможно построить и диаграммы, и карты трендов дифференциации, эволюции состава вулканических пород четвертичных и действующих вулканов и др. Один из вариантов этих карт, а именно карта сонахождения петрохимических групп вулканических пород различных классов, также приведен в этом разделе.

### ПРОФИЛЬНЫЕ ДИАГРАММЫ

Зависимость между составом вулканических пород и пространственным их положением на поверхности в конкретных сечениях через Курильскую островную дугу и Камчатский полуостров иллюстрируют профильные диаграммы (рис. 7—17). Для построения диаграмм использованы данные как по надводным, так и по подводным вулканам [28, 49].

Профиль через Южно-Камчатскую зону от Большой Ипельки к вулкану Мутновскому (рис. 7) отражает отсутствие выдержанных, направленных изменений содержаний всех окислов вкостр простираения зоны. Только без учета состава базитов мелких вулканических аппаратов в восточной части зоны отрисовывается картина уменьшения содержаний  $K_2O$  и  $(Na_2O + K_2O)$  в направлении к границе континент — океан. Это согласуется с выводами В.С. Шеймовича о направленном к океанической окраине южной Камчатки падении содержаний окиси калия и отсутствии закономерностей в поведении других окислов.

Величина  $\gamma = \frac{Na_2O + K_2O}{SiO_2} \times 100$  в базальтоидах Восточной подзоны

ниже, чем в базальтоидах западной и, на первый взгляд, с направленными вариациями этого параметра все обстоит благополучно. Однако базальты вулканов, расположенных между крайними рядами вулканов подзон, характеризуются более высокими величинами этого параметра. Таким образом, кривая отношение суммы щелочных окислов к окиси кремния — глубина залегания сейсмофокальной зоны в одних случаях близка к симметрично изогнутой, в других — к ступенчатой, в общем виде наклоненной с запада на восток (рис. 8).

Для других районов Курило-Камчатской системы мы не рассматриваем этот тип пространственных диаграмм, так как во всех случаях были получены неоднозначные картины вариаций коэффициента  $\gamma$  в зависимости от глубины сейсмофокального слоя. Учитывая слабую информативность подобных диаграмм, поведение коэффициента изучено на площади вулканических зон полуострова Камчатки и северной части Курильского пояса с помощью тренд-анализа (см. ниже).

Сходную картину изменений содержания породообразующих окислов отражает также профиль от вулканических построек Срединно-Камчатского пояса к Восточно-Камчатскому (рис. 9) и далее к мелким вулка-

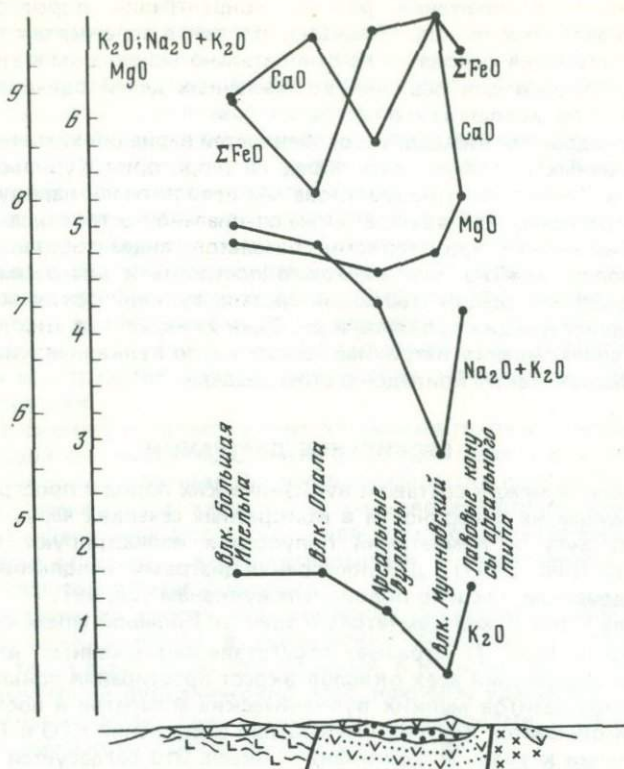


Рис. 7. Изменения содержаний породообразующих окислов в вулканитах Южно-Камчатской зоны

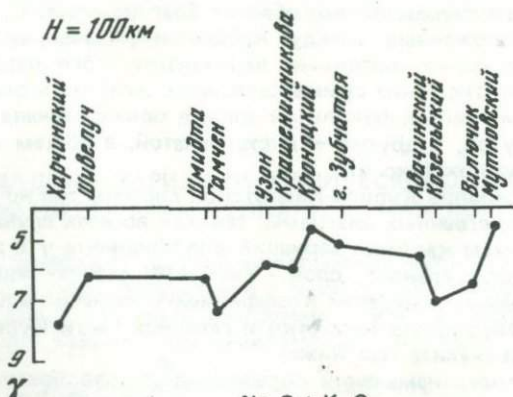


Рис. 8. Изменения коэффициента  $\gamma = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{SiO}_2} \times 100$  по профилю через вулканические пояса Камчатки

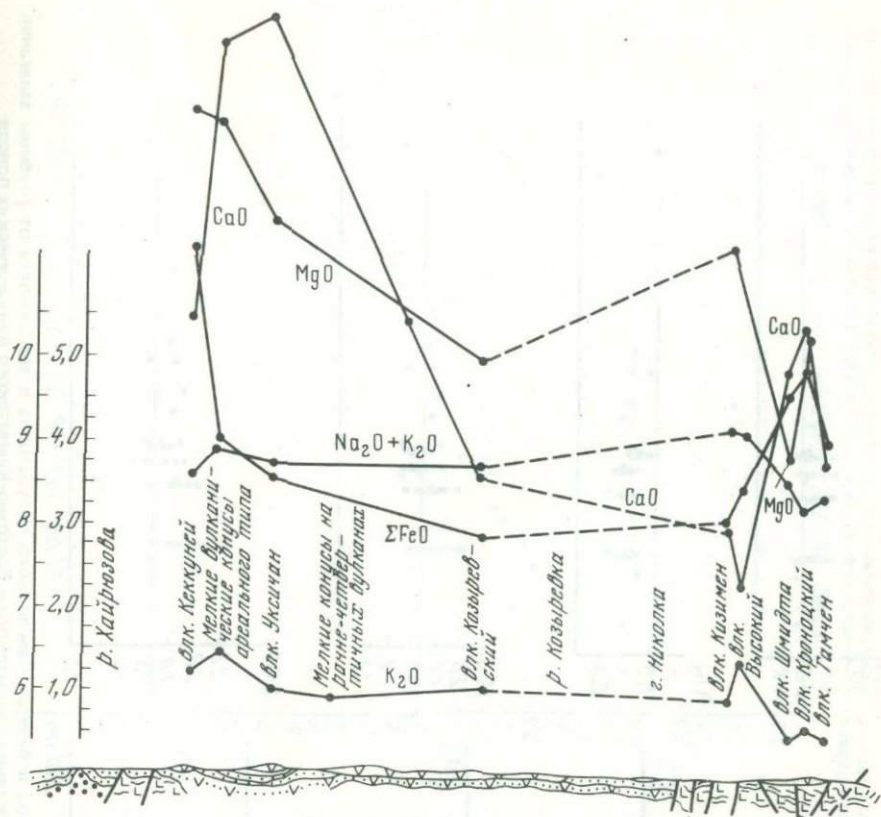


Рис. 9. Изменения содержаний породообразующих окислов в вулканитах по профилю через Западно-Камчатский и Восточно-Камчатский вулканические пояса

ническим телам вблизи побережья Камчатского залива. Для базальтов намечается тенденция к росту содержания окиси натрия и окиси калия от океанических окраин Восточно-Камчатского вулканического пояса к континентальным, т.е. с возрастанием глубин залегания сейсмофокальной зоны, уменьшение на восточной границе Западно-Камчатского пояса и далее — последующий рост. Разброс содержаний этих окислов в базитах относительно средних возрастает также в этом направлении при уменьшении вариаций окиси кремния (рис. 10, 11).

Для вулканической зоны Курильской островной дуги приводят профили через острова северной, центральной и южной ее частей. SiO<sub>2</sub> во всех случаях не обнаруживает направленного изменения (50—54%), поэтому все дальнейшие сопоставления не зависят от базитовости расплава.

По профилю от Алаида к Вернадскому (рис. 12, а) в вулканических породах намечается уменьшение содержания TiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O, содержания Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и ΣFeO падают в направлении к вулкану Влодавца — северо-западному из вулканов в вулканической гряде о-в Парамушир, как от вулкана Алаид, так и от вулкана Вернадского. Для других окислов не проявлена тенденция к направленному их изменению.

В группе центральных островов Большой Курильской дуги от влк. Пегас к влк. Заварицкого, от континентального склона к океаническому

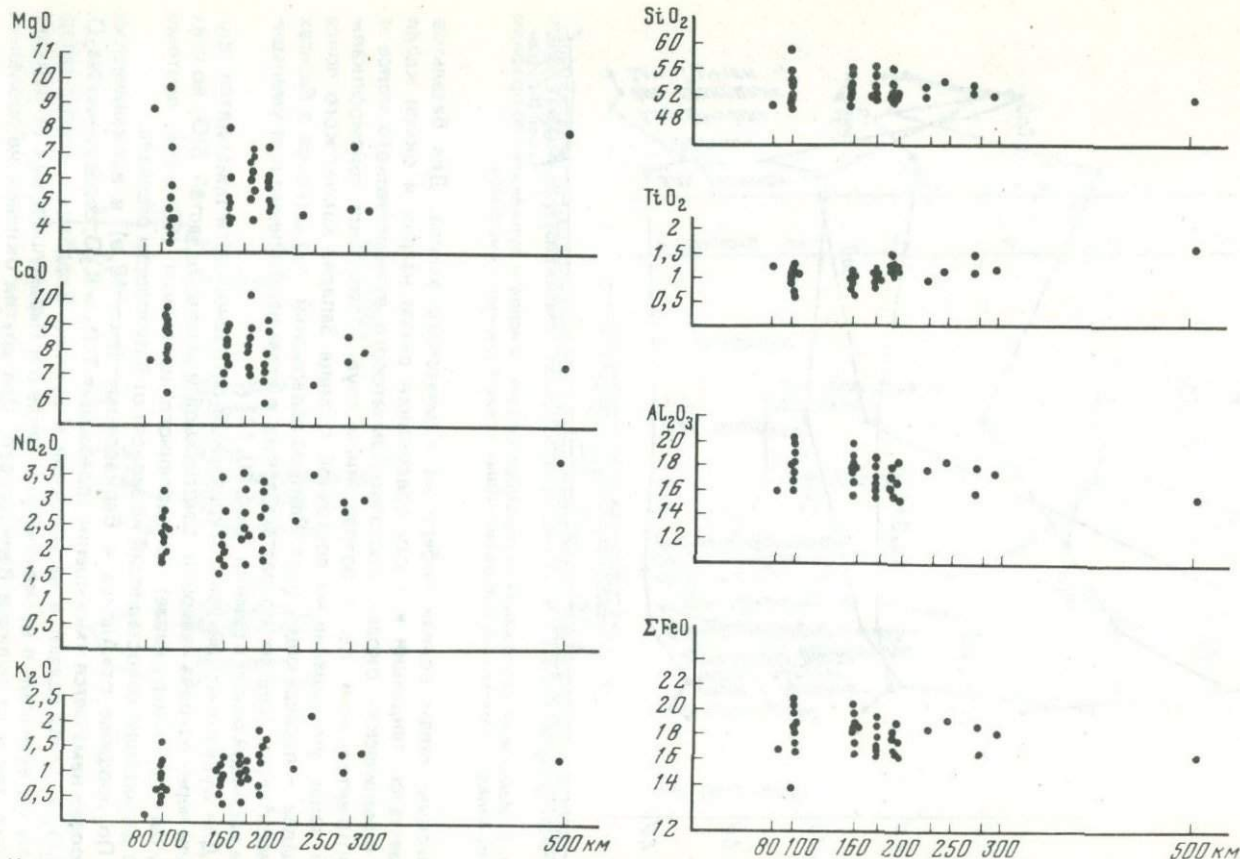


Рис. 10. Изменение содержаний породообразующих окислов в базитах Камчатского полуострова в зависимости от глубины залегания сейсмофокальной зоны по профилю через северные части Срединно-Камчатского и Восточно-Камчатского вулканических поясов

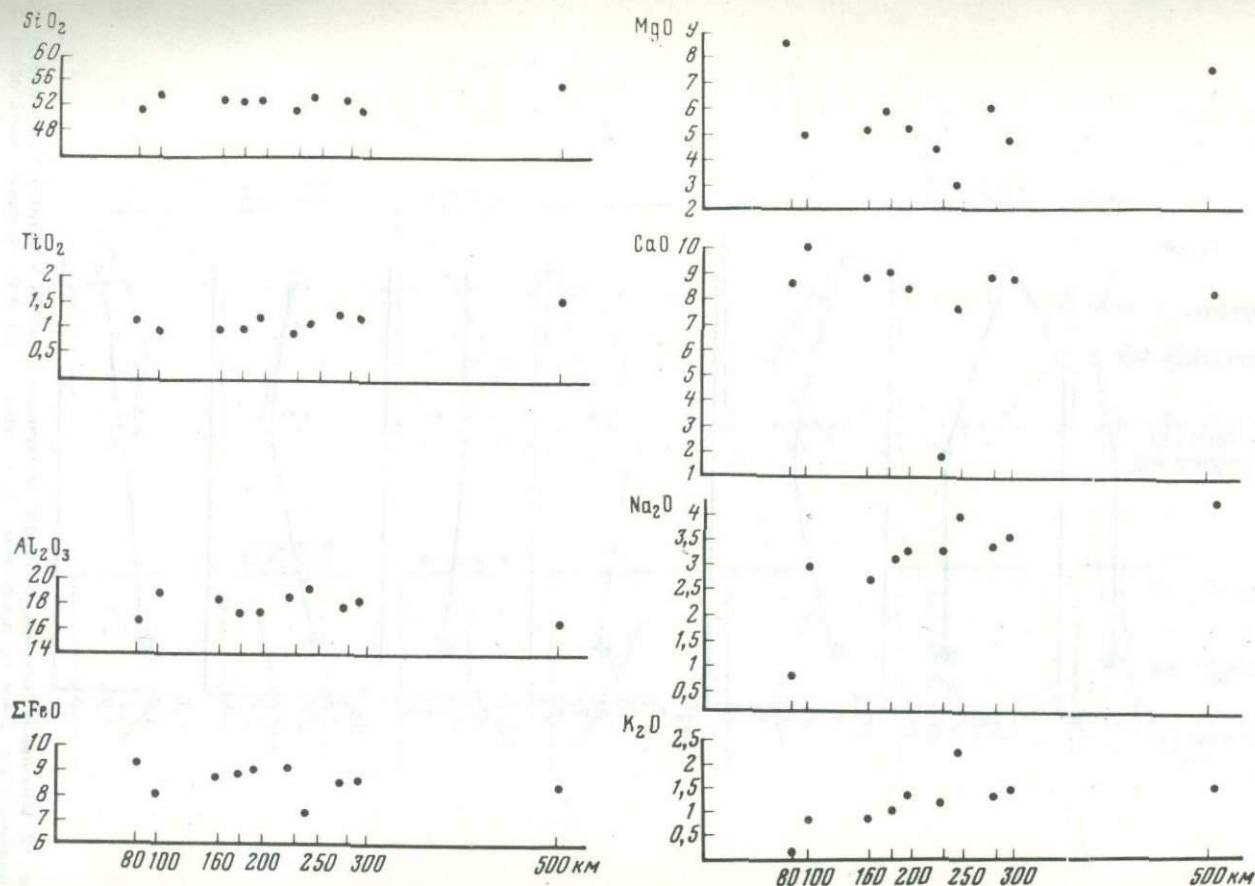


Рис. 11. Изменение содержаний породообразующих окислов в базальтах Камчатского полуострова в зависимости от глубины залегания сейсмофокальной зоны по профилю через южную Западно-Камчатского и центральную часть Восточно-Камчатского вулканических поясов

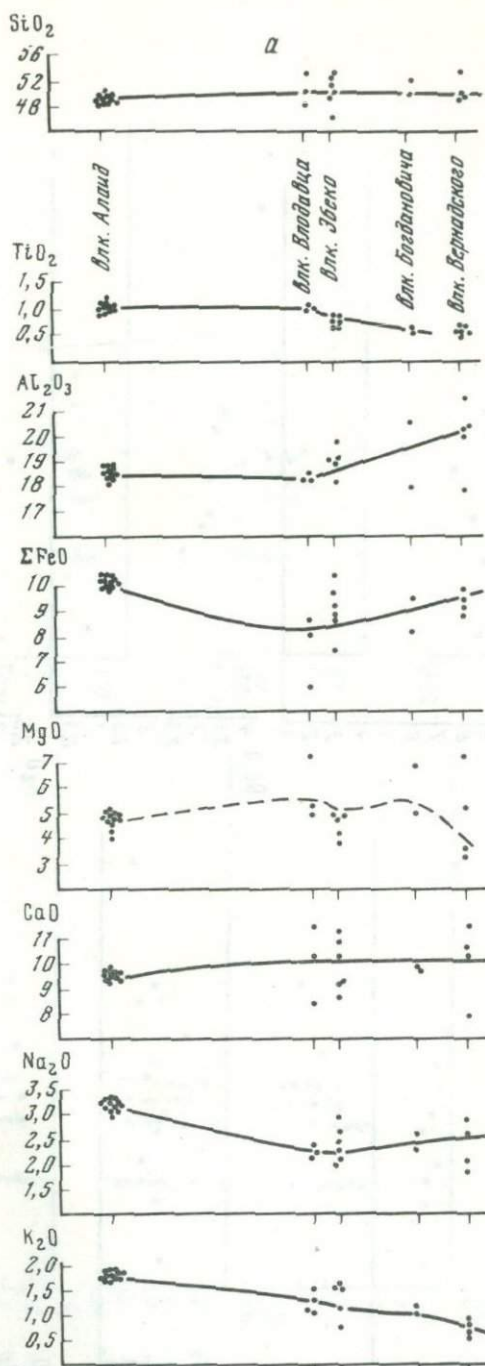
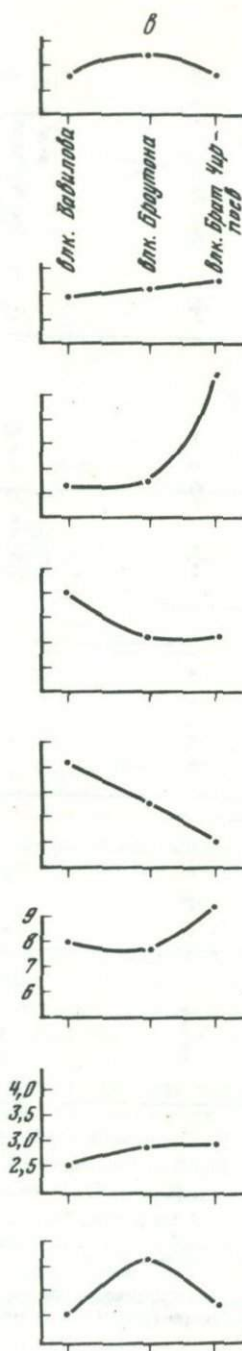
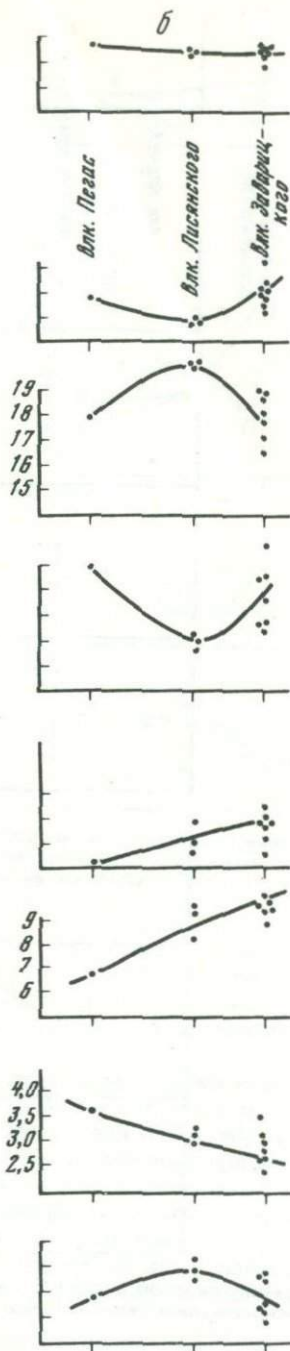


Рис. 12. Изменение содержаний породообразующих окислов в базитах Курильского вулканического пояса по профилям через северную (а) и центральную часть пояса (б, в)





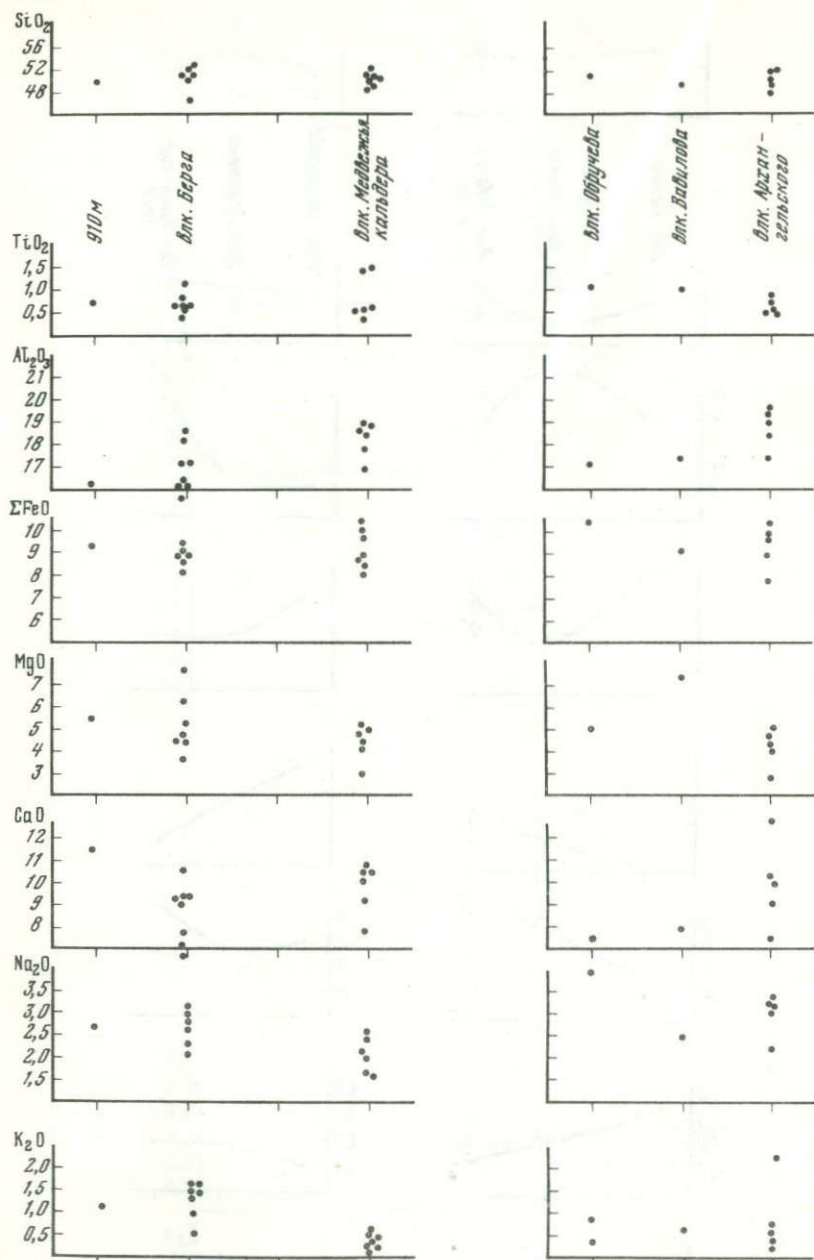


Рис. 13. Изменение содержаний породообразующих окислов в базальтах по профилям через южную часть центрального звена Курильского вулканического пояса

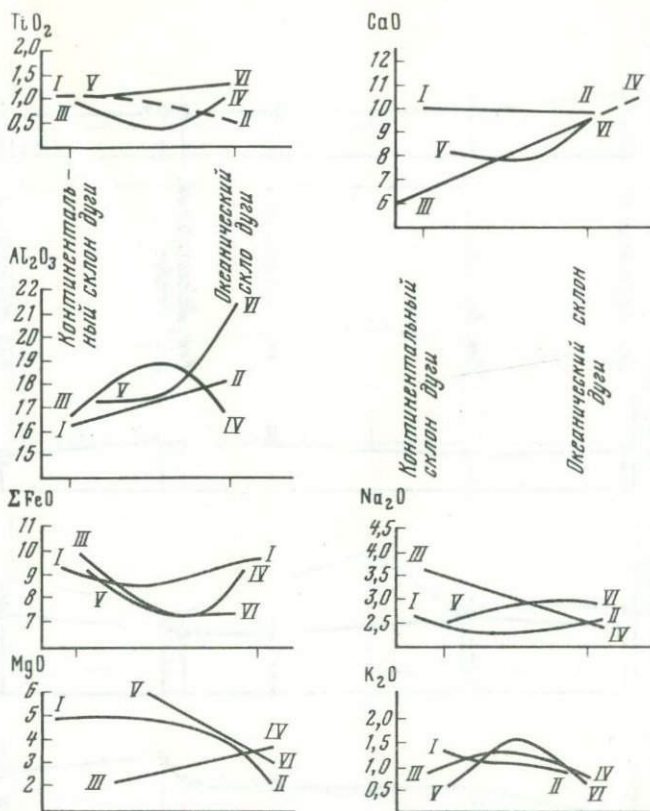


Рис. 14. Обобщенные диаграммы изменения содержаний породообразующих окислов в базитах по профилям через северную (I-II) и центральную (III-IV), (V-VI) части Курильской вулканической дуги

(рис. 12, б) отчетливо проявлена тенденция к возрастанию содержаний  $MgO$ ,  $CaO$  и уменьшению  $Na_2O$ . Кривые изменения содержаний  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $\Sigma FeO$  приобретают симметрично изогнутую форму с максимумом для вулкана Лисянского, удаленного на 140 км от оси глубоководного желоба.

Однонаправленные изменения химического состава базальтов фиксируются в южной части пояса, особенно для пары вулканов Броутона—Брат Чирпов (рис.) для  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $\Sigma FeO$ ,  $MgO$  меньше  $CaO$  и  $Na_2O$ ,  $K_2O$ . По сравнению с соседним профилем [126] изменение  $Al_2O_3$ ,  $MgO$  и  $Na_2O$  сменилось на противоположное, поведение  $K_2O$  сохранилось. Однако несколько южнее, по профилю через подводные вулканы Обручева—Вавилова—Архангельского (рис. 13, з) в направлении от океанического склона дуги к континентальному повышается содержание  $TiO_2$ ,  $\Sigma FeO$ ,  $Na_2O$  и понижается  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  при сохранении содержания  $K_2O$  и сложном поведении  $MgO$ .

Характер изменения породообразующих окислов в вулканиках южной группы островов иллюстрирует профиль через вулканы 910—Берга-Камуй и кальдеру Медвежьей (рис. 13). Уменьшения содержания  $K_2O$  и  $Na_2O$  по

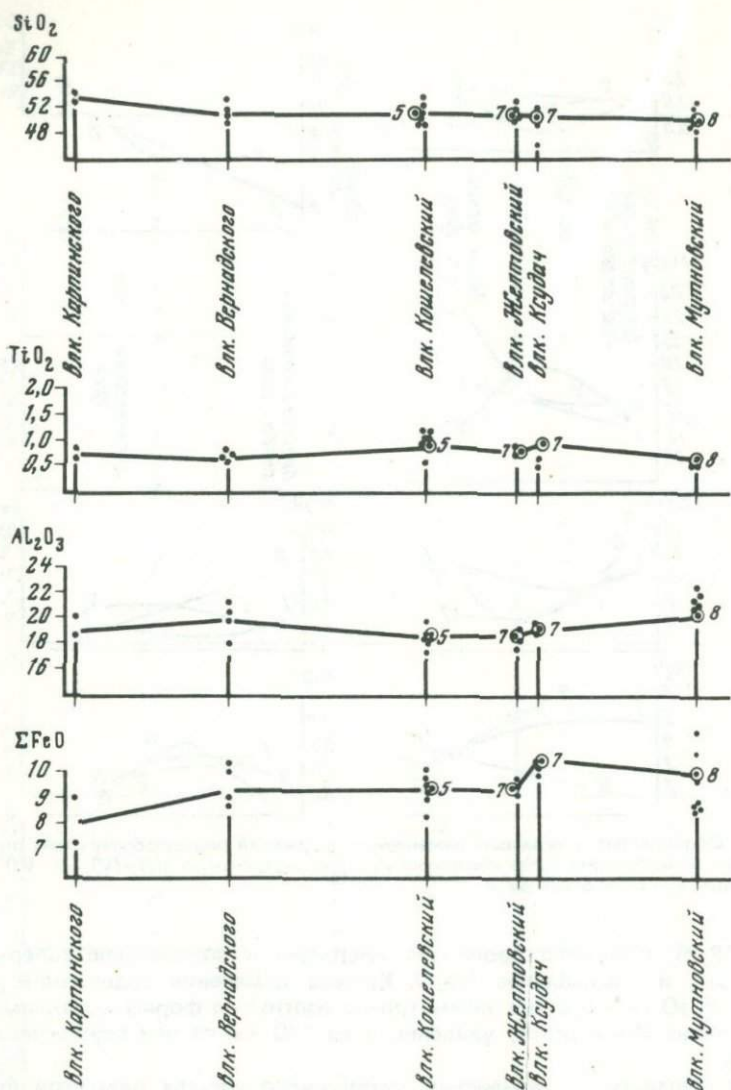
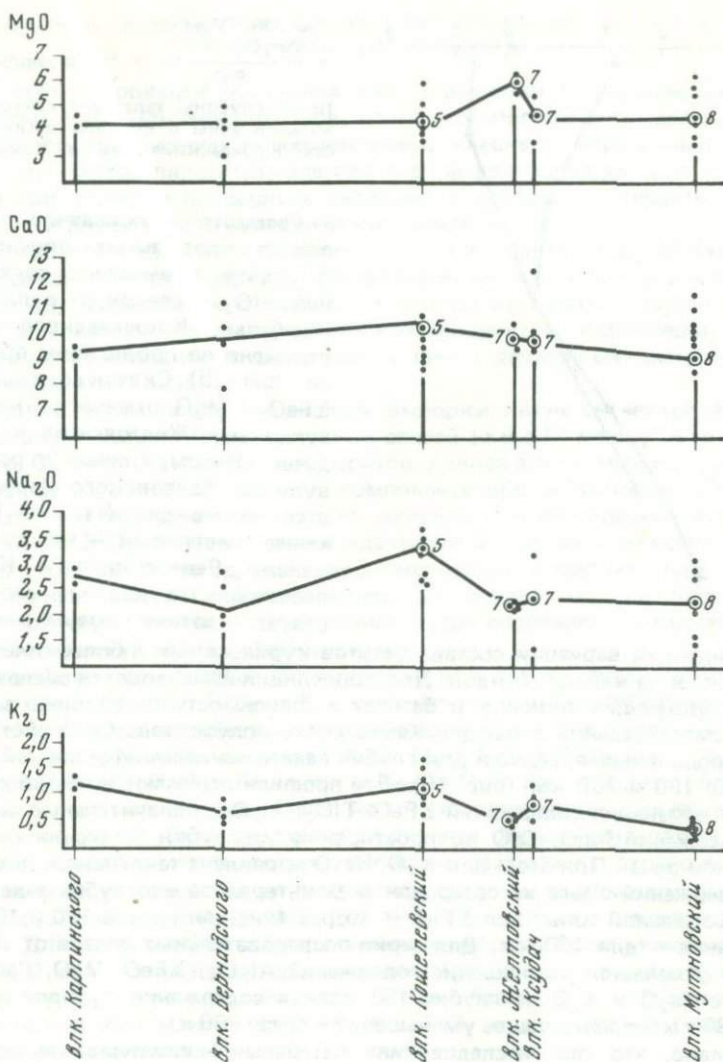


Рис. 15. Изменение содержаний породообразующих окислов по продольному профилю от северной части Курильского вулканического пояса к Южно-Камчатской вулканической зоне

этому профилю в направлении к океаническому склону Большой Курильской дуги и увеличение  $Al_2O_3$  выражено вполне отчетливо. Для других окислов нет четких направленных пространственных изменений.

Таким образом, для смежных профилей устойчивые тенденции к изменению содержаний породообразующих окислов обнаруживают только  $CaO$ ,  $Na_2O$ , в меньшей мере  $K_2O$ , а для южной половины  $Al_2O_3$ .

Нет убедительных данных для выводов об асимметричном направленном изменении состава вулканических пород в целом от океанической



окраины вулканических зон Камчатского полуострова и Курильских островов к континентальной. Чаще проявляется тенденция к росту содержаний щелочных окислов, окиси магния и падению окиси кальция и алюминия в этом направлении (рис. 14).

Симметричные вариации химического состава базитов по частным профилям вкрест простираения Курильской островной дуги могут представлять собой и кажущееся явление, выступающее на фоне региональных асимметричных вариаций, обусловленных спецификой структуры магматических зон островных дуг [74]. Это явление отчетливо проявляется при сравнении частных петрохимических профилей с региональным трендом, сечения которого также нанесены на рис. 9–13. Существование волнообразной изменчивости состава также и по простираению вулканических зон было показано Е.К. Мархининым и Д.С. Стратулой [43].

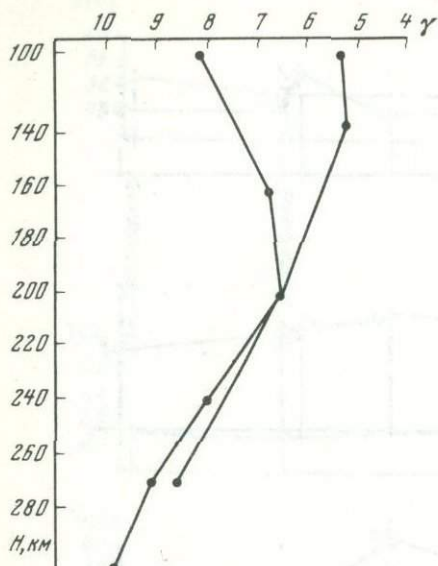


Рис. 16. Изменение величины  $\gamma = \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{SiO}_2} \times 100$  в зависимости

ти от глубины залегания сейсмофокальной зоны в вулканических поясах Курильской дуги и Камчатки

Рассмотрим поведение окислов в продольных профилях.

Слабое повышение содержаний  $\text{TiO}_2$  к северу от вулканов Камбально-Кошелевского ряда отражено на продольном профиле (рис. 15). Скачок содержаний  $\Sigma\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$  отмечается между вулканами Желтовским и Ксудачем. Излом кривых в районе вулкана Желтовского фиксируется также для  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , менее отчетливый — между вулканами Вернадского и Кошелевским. Эта картина соответствует картине смены камчат-

ских тенденций вариаций состава базитов курильскими и более отчетливо проявляется на картах трендов. Для корреляции изменчивости содержаний породообразующих окислов в базитах в зависимости от глубины залегания сейсмофокальной зоны для Камчатского полуострова была построена серия продольных профилей для глубин залегания сейсмофокальной зоны 100, 160, 180 и 200 км (рис. 16). Эти профили отражают волнообразную картину изменения содержаний  $\Sigma\text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\gamma$  значительные колебания содержаний  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  по простиранию изоглубин залегания сейсмофокальной зоны. При этом для  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  проявлена тенденция к повышению содержаний с юга на север для всех интервалов изоглубин залегания сейсмофокальной зоны: для  $\Sigma\text{FeO}$  — возрастание для срезов 100 и 180 км и убывание — для 160 км. Для серии последовательных срезов от 100 до 200 км отмечается уменьшение содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\Sigma\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ , повышение  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  до глубин 160, равные содержания  $\text{K}_2\text{O}$  для срезов 160 и 180 км и последующее уменьшение к срезу 200 км.

Очевидно, что при исследованиях латеральной изменчивости состава вулканических пород в пределах континентальной окраины Азии при помощи двумерных диаграмм невозможно получить однозначные решения. Карты трендов химического состава вулканических пород позволяют избежать многих недостатков двумерных диаграмм и получить как общие региональные, так и локальные закономерности (аномалии) поведений петрохимических величин на площади рассматриваемого района.

## ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

В главе 2 проведен групповой анализ выборки вулканических пород Камчатки и Курильских островов, целью которого было выделение однородных по содержанию и соотношениям главных петрогенных элементов групп пород липарит-базальтового ряда для последующего использования при изучении площадных вариаций их составов на территории Камчатского и Курильского вулканических районов.

Прежде чем перейти к рассмотрению региональных закономерностей распределения пород, нужно остановиться на характере взаимоотношений между различными окислами в группах вулканитов, изучение которых проводилось путем анализа коэффициентов корреляции между окислами, компонентных диаграмм, а также двумерных диаграмм, приведенных в этой главе.

Главной особенностью изученной выборки является четкое возрастание отрицательных корреляционных связей (о.к.с.) между окислами Mg, Fe, Ca, Al от базальтов до липаритов. Данная закономерность, отраженная также и в первой главной компоненте общей выборки, указывает на различное поведение этих групп окислов при образовании пород, т.е. накопление  $\text{SiO}_2$  сопровождается удалением из системы окислов Mg, Fe, Ca (Al), что (а также другие закономерности) позволяет нам принять кристаллизационную дифференциацию за основу модели образования изученной серии пород. Рассмотренная выше особенность отражает обычный Боуэновский тренд дифференциации.

Специфическими особенностями данной выборки анализов являются слабая о.к.с. окислов  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в базальтах и андезитобазальтах, о.к.с.  $\text{SiO}_2\text{—Na}_2\text{O}$  в андезитобазальтах и одновременно с этим наличие положительных корреляционных связей  $\text{K}_2\text{O—MgO}$ ,  $\text{FeO}$  в базальтах и андезитобазальтах,  $\text{Na}_2\text{O—MgO}$  в базальтах и  $\text{Na}_2\text{O—MgO}$ ,  $\text{FeO}$  в андезитобазальтах. Данная закономерность указывает на то, что содержание щелочей в базальтах, а особенно  $\text{K}_2\text{O}$  определяется глубинами образования расплавов, что особенно свойственно низкоглиноземистым базальтам и сходно со щелочно-оливин-базальтовой тенденцией. Плагриобазальты и субщелочные базальты по соотношениям  $\text{K}_2\text{O—MgO}$ ,  $\text{FeO}$  также несколько различаются между собой. Для плагриоразностей характерны несколько более низкие содержания  $\text{K}_2\text{O}$  при пониженных содержаниях MgO и о.к.с. между  $\text{K}_2\text{O—MgO}$ .

Довольно резкие различия между плагриобазальтами и субщелочными базальтами в содержаниях  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  и  $\text{TiO}_2$  позволяют нам считать эти породы самостоятельными.

При переходе от базальтов к андезитобазальтам отмечаются следующие закономерности:

1) широкие вариации содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO, MgO, FeO, характерные для базальтов, в андезитобазальтах становятся весьма ограниченными, что, возможно, связано с отсадкой ферро-магнезиальных минералов при отделении остаточных расплавов андезитобазальтов от первичных базальтовых магм при кристаллизационной дифференциации, что отвечает правилу Шредера о последовательности кристаллизации окислов из расплавов;

2) все андезитобазальты можно расчленить на две разновидности: мио- и собственно андезитобазальты, т.е. а) на наиболее близкие по составу к базальтам (низкий уровень дифференциации) и б) наиболее отличные по составу (сильная степень дифференциации) андезито-базальты — показателем чего является содержание окиси кремния и MgO, FeO, CaO;

3) усиливаются корреляционные связи в положительную сторону между  $\text{CaO-MgO (FeO)}$ ;  $\text{Na}_2\text{O-CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O-MgO}$ , что определяется, в основном, пироксен-плагиоклазовой котектикой.

При переходе к андезитам наблюдаются те же закономерности. Наиболее значительно в этом случае усиливается отрицательная корреляционная связь  $\text{SiO}_2$  с  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , поскольку при дифференциации андезитов из расплавов уже андезито-базальтового состава происходит преимущественно отсадка плагиоклаза, что сказывается и на составе вкрапленников в андезитах. В андезитах, а также и более кислых разновидностях, можно также выделить мио-разности.

Основным же критерием, который позволяет нам рассматривать породы андезито-базальтового ряда как дифференциаты первичных базальтовых расплавов, является тот факт, что от базальтов до андезито-дацитов мы можем четко проследить унаследованность двух признаков, свойственных плагио- и субщелочным базальтам: 1) понижение содержания щелочей с несколько повышенными содержаниями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$  в плагиоразновидностях и 2) повышенные значения  $\text{TiO}_2$  в субщелочных разновидностях.

Положительная корреляционная связь  $\text{TiO}_2$  с  $\text{K}_2\text{O}$ , а также с  $\text{Na}_2\text{O}$  сохраняется, ослабевая от базальтов к липаритам. Такое поведение  $\text{TiO}_2$ , вероятно, связано с значительными количествами осаждающего титаномагнетита из-за того, что плагио- и субщелочные разности базальтов содержат  $\text{FeO}$  не в столь значительных количествах. При переходе же от андезитов к дацитам и липаритам предполагается более интенсивная отсадка  $\text{FeO}$  в виде титаномагнетита или отделение  $\text{TiO}_2$  в виде собственных окислов. Эти предположения подтверждаются тем, что при переходе от андезитов к дацитам и липаритам коэффициент корреляции между  $\text{SiO}_2$  и  $\text{FeO}$  резко уменьшается, что не свойственно для других окислов и для окислов  $\text{Fe}$  при других переходах.

Данные рассуждения не позволяют распространить влияние кристаллизационной дифференциации на образование дацитов и липаритов. Тем более что измеренные нами отношения изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в базальтах и дацитах вулкана Ксудач существенно различаются. В оливинах кристаллических включений они составляют 0,70810, в пироксенах — 0,70413, в плагиоклазах — 0,70231, в базальтах — 0,70381, в дацитах — 0,71213.

Возможность образования андезитовых и более кислых расплавов при кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов рассматривается во многих экспериментальных и теоретических работах последнего времени. Многие исследователи на анализе теоретических физико-химических построений, распределений рассеянных элементов и с помощью простых расчетов баланса вещества приходят к выводу о правомерности образования базальт-липаритовых серий из единого первичного расплава. Результаты анализа статистических закономерностей распределений окислов и их соотношений в изученной нами выборке согласуются с положением о том, что кристаллизационная дифференциация базальтовых расплавов является, по-видимому, главным механизмом образования только базальт-андезитового ряда пород Камчатки. Нельзя исключить также роль ассимиляции вещества вмещающих магматический очаг пород, роль которой может особенно сказаться на образовании наиболее кислых магм.

На основании вышеприведенных рассуждений мы приводили анализ пространственного размещения вулканических пород Камчатки и Курильских островов не отдельно для каждого класса пород, а для дифференцированных серий базальт-липаритового ряда. Следует также учесть, что

в тех случаях, когда наборы дифференциатов в одной колонке не совпали для различных классов (например, в одной колонке есть субщелочные андезитобазальты, хотя нет субщелочных базальтов и андезитов), подобные факты интерпретировались не как отсутствие представителей этих классов, а как отсутствие анализов либо находок данных пород. Поэтому наличие хотя бы одного класса пород того или иного типа определялось как присутствие в данном вулканическом районе магм данного типа.

Как видно из рис. 17, среди рядов дифференциатов можно выделить: а) весьма однородные, представители пород которой относятся либо только к плагио-, либо только к субщелочному типу; б) неоднородные ряды, где присутствуют представители пород двух типов; в) весьма неоднородные, в которых представлены породы более чем двух типов.

По изменению однородности рядов вулканитов на Камчатском полуострове выделяются три района, для которых характерно изменение рядов дифференциатов от весьма однородных до весьма неоднородных.

Однородные ряды в том и другом случаях представлены плагиотипами дифференциатов. В неоднородных рядах чередуются плагио- и субщелочные типы, плагио- и собственные разности пород (начиная с андезитобазальтов), субщелочные и собственные разности пород. При этом щелочность пород в рядах различных типов увеличивается по мере увеличения их неоднородности. В низях колонок серии имеются низкоглиноземистые базальты, которые, по всей видимости, не имеют более кислых дифференциатов. По крайней мере общей закономерности унаследования свойств низкоглиноземистых базальтов в более кислых дифференциатах нами не установлено.

Таким образом, на Камчатском полуострове можно выделить по распространению петрохимических рядов вулканических пород три района: Восточный, Северо-Западный и Западный.

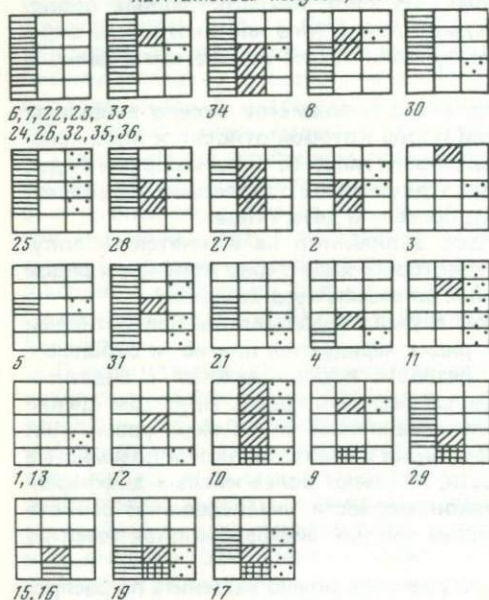
Восточный район включает три зоны. Первая зона располагается вдоль побережья и характеризуется одним полным петрохимическим рядом пород, представленных плагио-разновидностями: плагиобазальтами, плагиоандезито-базальтами, плагиоандезитами, плагиодацитами, плагиолипаритами. Возможно существование дифференциатов базальтовой магмы, которые относятся к типу "собственно", т.е. промежуточный тип между плагио- и субщелочными типами дифференциатов. В районе между вулканами Мутновским и Жупановские Востряки эта зона прерывается. Здесь и западнее развиты вулканические образования, характеризующиеся набором базальтов и их дифференциатов плагио- и субщелочного типов. Вместе с участком распространения низкоглиноземистых разностей базитов в районах Авачинского и Козельского вулканов они образуют вторую зону.

Подобный характер распределения зон, вероятно, определяется особенностями строения фундамента Восточно-Камчатского вулканического пояса, оказывающего влияние на его кинематику. Главным, по нашему мнению, в проявлении неоднородностей кинематических характеристик пояса является не столько поднятие сиалического блока Срединного хребта, сколько различия в структурных планах основания пояса и вулканических зон самого пояса.

Вулканические образования северо-западной части Восточно-Камчатского пояса выделяются в третью зону, представляющую собой закономерное продолжение первой и второй зон. Она обособляется по распространению низкоглиноземистых высокомагнезиальных разностей базальтов. В вулканах Харчинском и Заречном они представляют собой главный



Колонки дифференциации для вулканов:  
Камчатского полуострова



Курильских островов и подводных вулканов

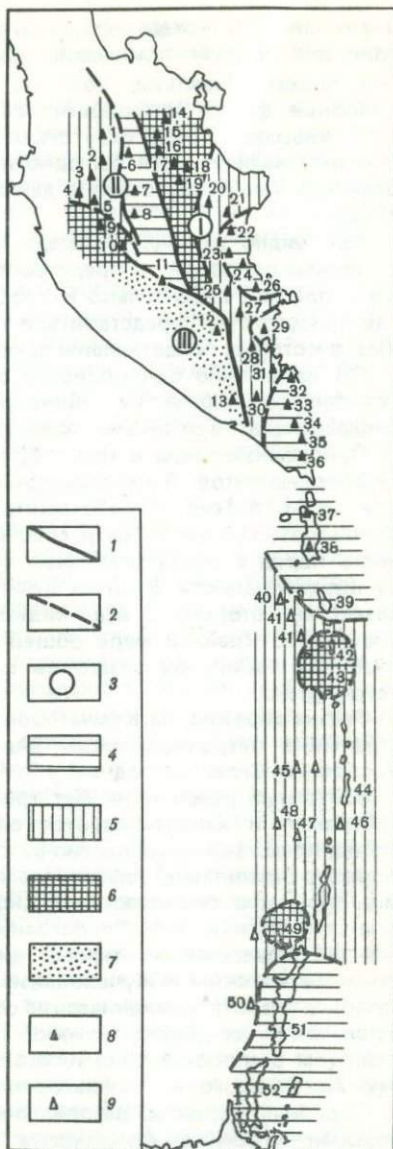
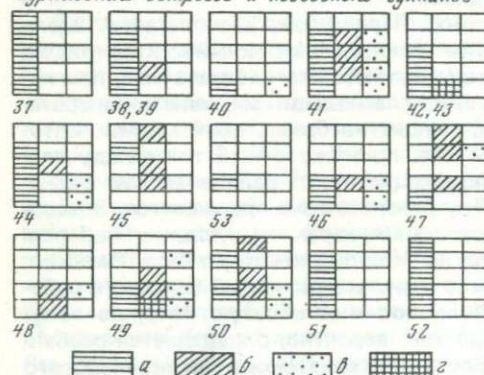


Рис. 17. Схема зональности Курило-Камчатской области по ассоциациям различных петрохимических групп пород

1 — границы зон, характеризующихся определенными типами петрохимической зональности; 2 — границы подзон с определенными петрохимическими типами или типами вулканитов; 3 — зоны вулканитов: I — Восточная, II — Северо-Западная, III — Западная; 4 — зона вулканитов плаггиотипа; 5 — зоны вулканитов смешанных типов; б — зоны вулканитов плаггио- и субщелочного типов, ассоциирующих с низкоглиноземистыми базальтами; 7 — зона субщелочных вулканитов; 8 — вулканы Камчатского полуострова; 9 — подводные вулканы.

На колонках показаны: а — плаггиотипы, б — промежуточные разновидности, в — субщелочные типы, г — низкоглиноземистые базальты. По вертикали колонки раз-

тип пород, а в пределах вулканов Толбачинской и Ключевской групп с ними ассоциируют другие типы базальтов.

Второй — Северо-Западный вулканический район характеризуется такой же последовательностью изменения состава вулканических пород, как и Восточный. Выделяются три зоны этого района. Первая зона — это зона развития плагиотипов вулканитов, которая прослеживается от вулкана Уксичан до вулканов Огансиглы и Карлик. Вторая и третья зоны не так явно разграничиваются, как соответствующие по положению зоны Восточного вулканического района. Явно выражена тенденция смены плагиотипов пород субщелочными типами. Вдоль западной части вулканического района проявлены низкоглиноземистые типы базальтов (вулканы Кеккунейский, Ичинский, Кунхилок). С юга к этим зонам приключается район распространения пород субщелочного типа (вулканы Большая Ипелька, Бакенинг, Хангар). Для него характерно уменьшение и даже исчезновение плагиотипов вулканитов. По тенденциям изменения состава рядов вулканитов по латерали в вулканических районах этот район — южное продолжение западной зоны Западного вулканического района.

Третий — Западный вулканический район охватывает южную часть Западно-Камчатского вулканического пояса и западную подзону Южно-Камчатской вулканической зоны. Он образован преимущественно так называемыми субщелочными типами базитов. Промежуточные и плагиотипы вулканитов встречаются редко.

В пределах Курильской островной дуги мы находим продолжение Восточного вулканического района Камчатского полуострова. Здесь преобладают плагиотипы пород, в особенности на островах северной и южной групп. На вулканах центральной группы наблюдается появление субщелочных типов пород, а также низкоглиноземистых и богатых титаном базальтов. В то же время отчетливо обособляются северная, центральная и южная части дуги в границах, установленных по геологическим данным (глава 1).

#### КАРТЫ ТРЕНДОВ ЛАТЕРАЛЬНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ ОКИСЛОВ БАЗИТОВ

Анализ тренда определяется как процедура, с помощью которой на каждой карте наблюдаемая варьирующая величина разделяется на две или более части. Одни из них связаны с изменениями, отражающими систематические тенденции в поведении признака на всей закартированной территории, другие же характеризуют случайные флуктуации, вызван-

биты на клетки, соответствующие снизу вверх базальтам, андезито-базальтам, андезитам, дацитам, липаритам

Вулканы и острова: 1 — Кебенэй, 2 — Малый Чекчебонай, 3 — Большой Чекчебонай, 4 — Большой Кетепана, 5 — Малый Кетепана, 6 — Двуххюрточный, 7 — Анаун, 8 — Уксичан, 9 — Кеккунейский, 10 — Ичинский, 11 — Хангар, 12 — Бакенинг, 13 — Б. Ипелька, 14 — Шивелуч, 15 — Харчинский, 16 — Заречный, 17 — Средняя сопка, 18 — Ключевской, 19 — Толбачик, 20 — Кизимен, 21 — Гамчен, 22 — Кроноцкий, 23 — Узон, 24 — Малый Семьячик, 25 — Дзензур, Купол, 26 — Жупановские востряки, 27 — Аэг, Арик, 28 — Козельский, 29 — Корякский, Авачинский, 30 — Опала, 31 — Горелый, 32 — Мутновский, 33 — Ходутка, 34 — Ксудач, 35 — Желтовский, 36 — Ильинский, 37 — Верхний Эбеко, 38 — о-в Парамушир, 39 — о-в Онекотан, 40 — Белянкина, 41 — '162 м', 42 — о-в Шикотан, 43 — о-в Райкоке, 44 — о-в Симушир, 45 — Пегас, 46 — Архангельского, 47 — Вавилова, 48 — Обручева, 49 — Берга, 50 — Крылатка, 51 — в-в Итуруп, 52 — о-в Кунашир, 53 — Лисянского

ные влиянием дополнительных, в том числе локальных факторов, на систематическую изменчивость. В использованных программах анализ тренда основан на подборе полинома соответствующей степени с помощью метода наименьших квадратов.

Если обозначить единичный результат наблюдений в точке с координатами  $x_i$  и  $y_i$  через  $U(x_i, y_i)$ , то рассматриваемая модель имеет вид  $U(x_i, y_i) = u_{\text{сис}} + u_{\text{сл}} = u_{\text{расч}} + u_{\text{ост}}$ , где  $u_{\text{расч}} = f(x, y)$  — систематическая составляющая (тренд);  $u_{\text{ост}}$  — случайная компонента.

Функция  $f(x, y)$  подбирается таким образом, чтобы подавить и выделить систематическую тенденцию, коррелирующуюся с геологической ситуацией. Выделение  $u_{\text{расч}}$ , таким образом, зависит от задачи и контролируется соответствующей геологической ситуацией и устойчивостью решения. С использованием полученного аналитического выражения функции  $f(x, y)$  вычисляется значение тренда в точках наблюдения и строится поверхность тренда и карта аномалий (отклонений от построенной поверхности).

Точки отбора проб вулканических пород для построения карты трендов были вынесены на геологическую основу масштаба 1 : 1 000 000 и приведены к условной системе координат для Камчатского полуострова и Курильской дуги. Петрохимические пробы располагаются неравномерно на площади геологических районов в силу специфики геологического строения, степени изученности. В расчетах для нахождения функции  $f(x, y)$  (уравнение тренда) использовались ортогональные полиномы Чебышева. Последовательно вычислялись поверхности трендов второй, третьей и четвертой степени. Затем с учетом геологических материалов по строению четвертичных вулканических зон Камчатского полуострова был выбран оптимальный вариант тренда, которым соответствуют уравнения 4 степени (рис. 18—23). Так как методом анализа тренда решалась задача выявления главных тенденций изменчивости содержаний породообразующих окислов в базальтоидах вулканических поясов полуострова Камчатки и Курильской островной дуги, критериями оптимальности были избраны: 1) сопоставимость узоров поверхностей тренда с главными особенностями геологической обстановки (гл. 1); 2) устойчивость тенденций латеральной изменчивости при изменении размера сетки и, таким образом, количества данных, либо при изменении степени производной.

Были построены карты трендов для  $\Sigma\text{FeO}$ ,  $(\text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3)$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ,  $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  по уравнениям 2,3 и 4 степени. Отдельно были построены карты для базальтов с содержанием  $\text{SiO}_2 < 53\%$  и для всех четвертичных базитов Камчатского полуострова и Курильской островной дуги. Полученные картины оказались сходными и в дальнейшем излагаются результаты для пород в целом, а имеющиеся отклонения для трендов состава базитов оговариваются. Поверхности трендов 3 и 4 степени отражают сложную картину изменчивости содержаний главных петрохимических окислов по простиранию и вкрест простирания Курильской дуги, на территории Камчатского полуострова и на участке их сочленения.

Наиболее общие особенности латерального изменения состава базитов четвертичных вулканов, вытекающие из анализа разных трендов, сводятся к следующему: 1) существует латеральная изменчивость состава вулкаников как по простиранию, так и вкрест простирания вулканических районов Курильской дуги и Камчатского полуострова; 2) отсутствует полная сопряженность изменения содержаний исследованных окислов на территории Камчатского полуострова и Курильской островной дуги.

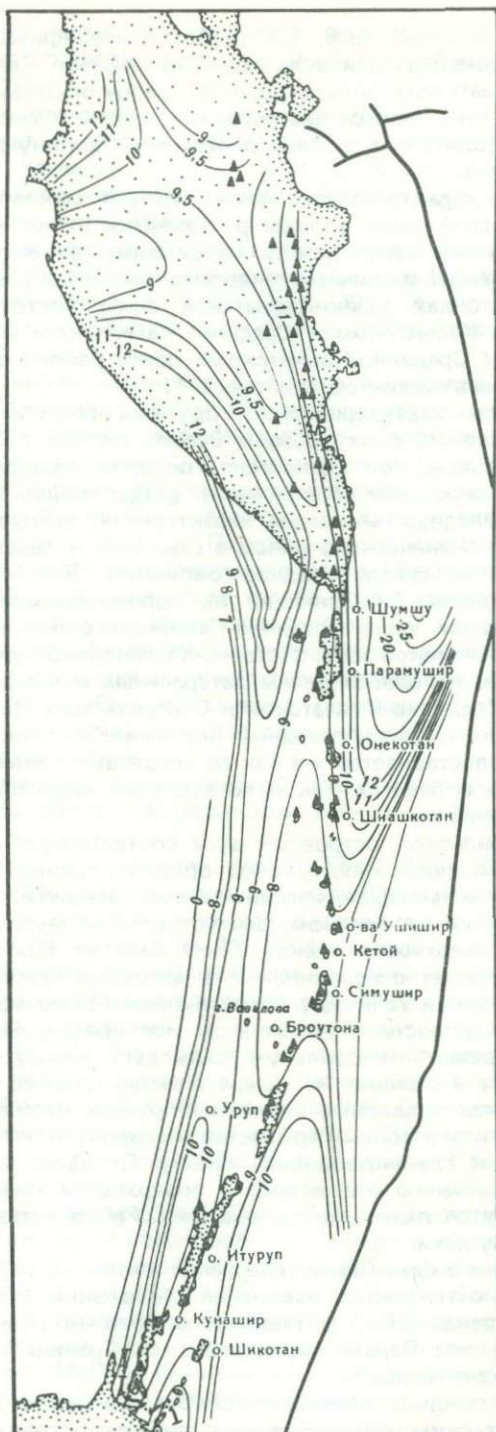


Рис. 18. Карта поверхности тренда 4 степени  $\Sigma \text{FeO}$ .

Изолинии тренда  $\Sigma\text{FeO}$  (рис. 18) образуют специфические узоры для Курильской островной дуги и вулканических районов Камчатского полуострова. На Камчатском полуострове по узору изолиний поверхности тренда 4 порядка выделяются два района — южный и северный. Граница между ними проводится от долины р. Ичи через долину р. Козыревской к устью р. Камчатки.

Южный район характеризуется региональным минимумом, простирающимся от средней части долины р. Камчатки на юг к Курильскому озеру. Отрицательный изгиб между максимальными значениями изолиний 12 тренда отражает различные тенденции изменения содержания окиси железа в базальтоидах Южно-Камчатской зоны Восточно-Камчатского пояса, в Восточно-Камчатском и Срединно-Камчатском поясах и примыкающему с юга к Срединно-Камчатскому поясу району распространения субщелочных типов вулканитов (см. рис. 17).

Северный район характеризуется другими простирающимися изолиний тренда и более сложным их узором. Весьма полого погружающаяся с юго-запада на северо-восток поверхность осложнена сопряженными между собой двумя широкими минимумами, разделенными положительным перегибом. Юго-западный минимум характеризует южную часть Срединно-Камчатского вулканического пояса, а северный — северные части Срединно-Камчатского и северо-западное окончание Восточно-Камчатского вулканических поясов. Разделяющий их положительный перегиб соответствует центральной части Срединно-Камчатского пояса и большей части Центрально-Камчатской зоны Восточно-Камчатского пояса.

Таким образом, по особенностям латеральных изменений содержаний  $\Sigma\text{FeO}$  в базитах Срединно-Камчатский и Северная зона Восточно-Камчатского вулканического пояса сходны. Восточно-Камчатский вулканический пояс противопоставляется им как по тенденциям изменения содержания окиси железа в базитах, так и по выдержанности проявления изменения его содержаний.

Поднятию Курильской островной дуги соответствует в целом протяженный максимум поверхности, косо ориентированный по отношению к тектоническим и морфологическим элементам дуги. На востоке он осложнен локальным минимумом, ось которого является продолжением оси минимума поверхности тренда  $\Sigma\text{FeO}$  базитов Камчатки. Западная граница дуги совпадает с изолинией 9, а восточная условно может быть проведена по изолинии 7. Между этими линиями отмечаются максимальные отметки поверхности с изменяющимися простирающимися изолиний. Изолиния 9 "вырезает" центральную часть дуги между островами Черные Братья на юге и Ушишир на севере и замыкается со стороны Охотского моря, включая подводные вулканы Обручева, Вавилов и др. В центральной части дуги это поле открывается в сторону океана и на флангах ее приближается к глубоководному желобу. По изолинии 7 намечается тенденция к пересечению оси желоба и поверхности тренда. Этот район дуги характеризуется падением содержаний  $\Sigma\text{FeO}$  в направлении к океаническому склону дуги.

В отличие от него фланговые северная и южная части дуги обнаруживают двойственную тенденцию изменения содержаний  $\Sigma\text{FeO}$  по латерали.

Поверхность тренда  $\Sigma\text{FeO}$  объединяет с Восточно-Камчатским вулканическим поясом о-ва Парамушир и Онекотан. Граница этой области лежит в районе вулкана Алаид.

Сходны по тенденциям изменения  $\Sigma\text{FeO}$  с северными островами дуги и Восточно-Камчатским вулканическим поясом острова южной части

дуги — о-ва Уруп, северо-восточная часть о-ва Итуруп. Этот район максимальных значений поверхности тренда  $\Sigma\text{FeO}$  открывается на юг, в сторону океанического склона дуги.

Западнее оси отрицательного перегиба поверхности тренда  $\Sigma\text{FeO}$  на севере дуги лежат о-в Алаид и подводные скалы и вулканы вблизи него, а на юге — о-в Кунашир и значительная часть о-ва Итуруп. Эти районы дуги по тенденциям изменения  $\Sigma\text{FeO}$  соответствуют южной части Срединно-Камчатского вулканического пояса.

Более четко проявились Курильская и Камчатская тенденции латеральных вариаций  $\Sigma\text{FeO}$  на картах трендов базальтоидов с предельным максимальным содержанием  $\text{SiO}_2 < 53\%$  (рис. 19, 20), построенных для северной части Большой Курильской дуги и южной части Камчатского полуострова.

Главные тенденции изменения  $\Sigma\text{FeO}$  для Курильской дуги и вулканической зоны Камчатского полуострова противоположны. Для северной части Курильской дуги тренд описывается простым узором изолиний и отражает рост содержаний в направлении от океанической окраины дуги к континентальной. В ориентации изолиний тренда отражаются простирающиеся вулканической зоны Курильской дуги и вулканических хребтов Камчатского полуострова. Положительный изгиб поверхности тренда, нарушающий картину постепенного роста  $\Sigma\text{FeO}$ , совпадает с о-ва Атласова (вулкан Алаид). Ось этого изгиба протягивается от вулкана Крашенинникова через Алаид к Ичинскому вулкану на Камчатке.

Для южной части Камчатского полуострова изолинии тренда ориентированы косо по отношению к простираению береговой линии и границе вулканической зоны. Они показывают однозначное уменьшение содержания  $\Sigma\text{FeO}$  с востока на запад, от северных районов Восточно-Камчатского вулканического пояса.

С Южно-Камчатской вулканической зоной совпадает сочленение поверхности тренда  $\Sigma\text{FeO}$  с Курильскими и Восточно-Камчатскими тенденциями.

Таким образом, в изолиниях тренда  $\Sigma\text{FeO}$  Южно-Камчатская вулканическая зона обладает переходными характеристиками между вулканическим поясом островов Большой Курильской дуги и Восточно-Камчатским вулканическим поясом. Это не противоречит традиционно проводимой по геологическим наблюдениям северной границе Большой Курильской дуги по Камбально-Кошелевскому ряду вулканов. Однако скачкообразный рост содержаний  $\Sigma\text{FeO}$  происходит севернее Желтовского вулкана (рис. 19, а). Скачкообразное изменение химического состава вулканических пород голоценовых и исторических извержений вдоль дуги Курилы—Камчатка Е.К. Мархинин и Д.С. Стратула [43] объясняли глубинными зигзагами сейсмических очагов. Однако, как показано далее, районы скачкообразных изменений содержаний различных окислов не совпадают.

Карты изолиний трендов  $\text{MgO}$  Камчатского полуострова и Курильской островной дуги отражают неоднородное по узору и тенденциям изменения, содержаний этого окисла строение вулканических районов (рис. 21). По структуре поверхности тренда  $\text{MgO}$ , как и  $\Sigma\text{FeO}$ , Восточно-Камчатский вулканический пояс противопоставляется Центрально-Камчатскому и Срединно-Камчатскому. Для него отчетливо проявлена тенденция к падению содержания  $\text{MgO}$  к фронтальной приокеанической окраине с повышением к северному и южному флангам вулканического пояса Восточной Камчатки.

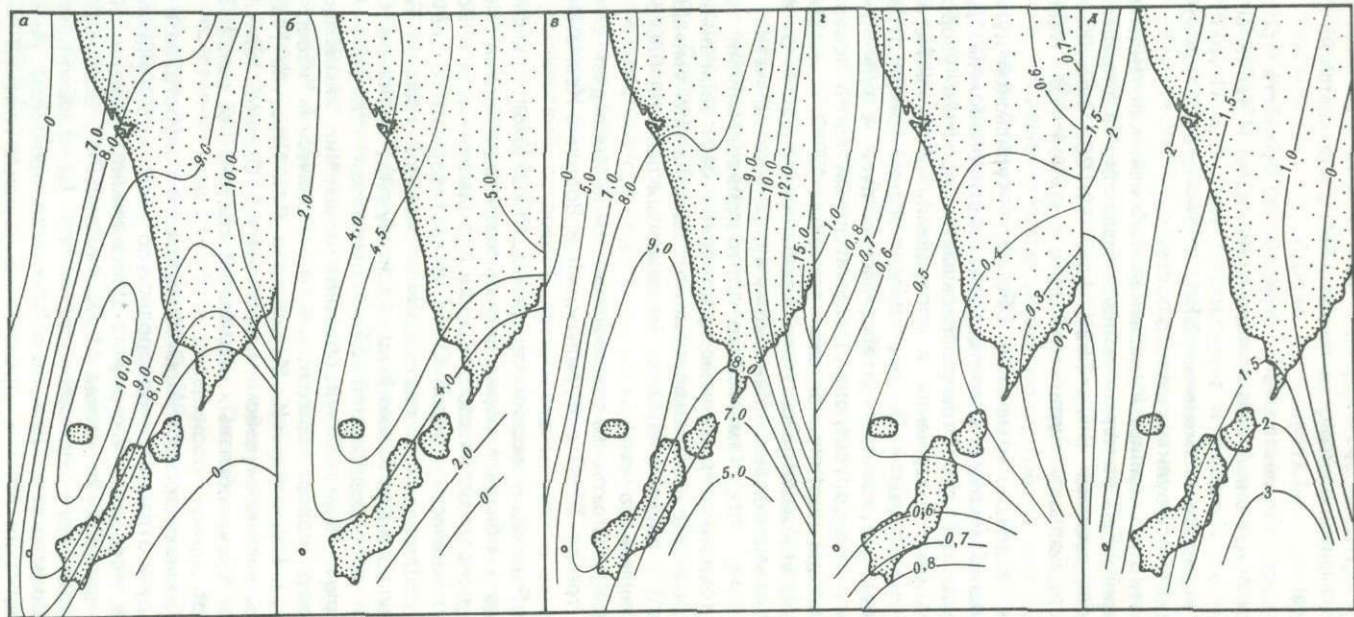


Рис. 19. Карты поверхностей трендов 3 степени для района сочленения Курильского и Восточно-Камчатского вулканических поясов  
 А —  $\Sigma\text{FeO}$ ; Б —  $\text{MgO}$ ; В —  $\text{CaO}$ ; Г —  $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ ; Д —  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$

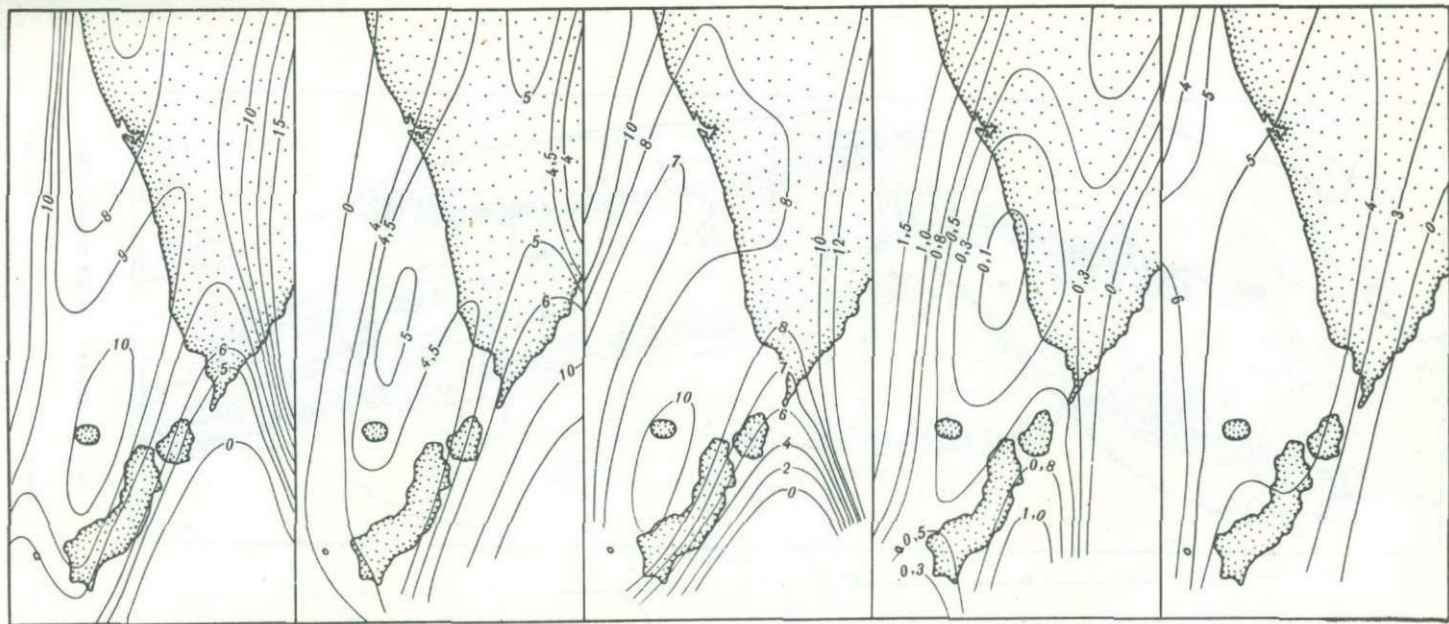


Рис. 20. Карты поверхностей трендов 4 степени для района сочленения Курильского и Восточно-Камчатского вулканических поясов  
 А -  $\Sigma\text{FeO}$ ; Б -  $\text{MgO}$ ; В -  $\text{CaO}$ ; Г -  $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ ; Д -  $\text{K}_2\text{O}$



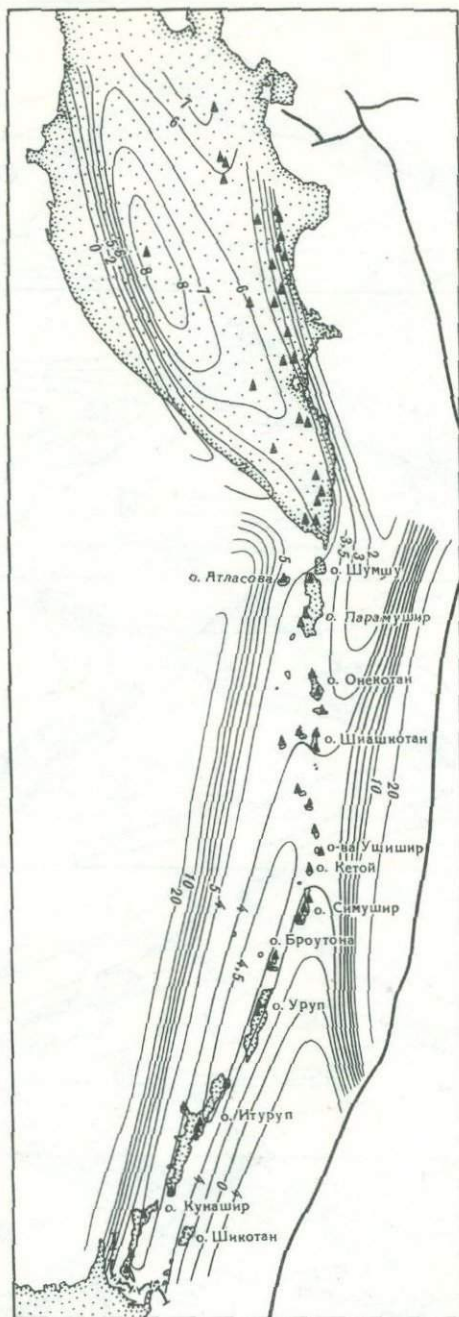


Рис. 21. Карта тренда 4 степени MgO

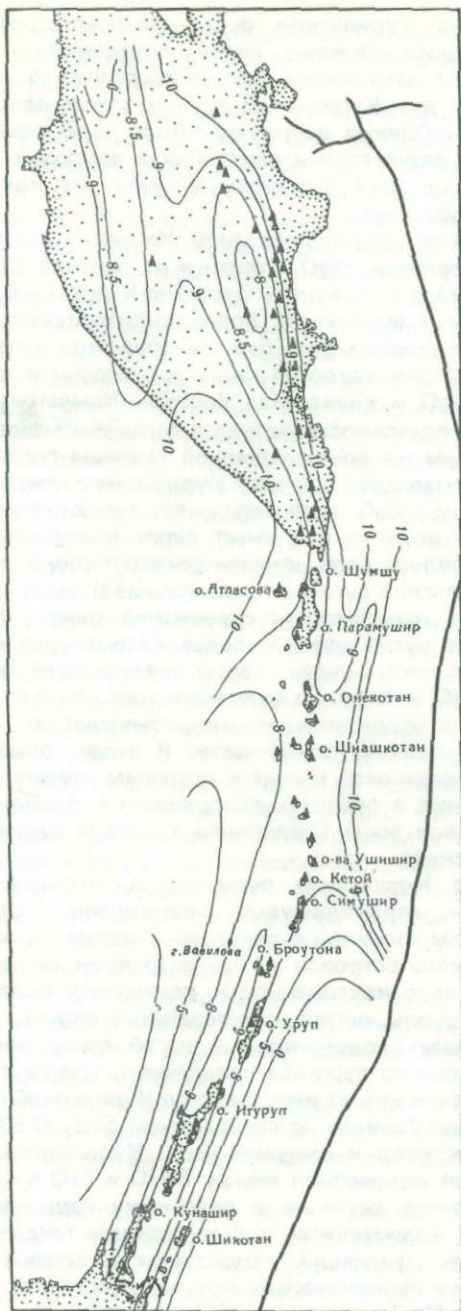


Рис. 22. Карта поверхности тренда 4 степени CaO

Островам Большой Курильской гряды, примыкающим с юга к Восточно-Камчатскому вулканическому поясу, соответствует более сложная поверхность тренда с изменяющимися по простиранию узором изолиний. Поверхность тренда для Курильской дуги в целом осложнена наличием осевого максимума. Однако восточное крыло этой поверхности не подтверждено надежно результатами измерений и возможно говорить только об асимметричном наклоне поверхности тренда от континентального к океаническому склонам дуги.

Для вулканических районов западной Камчатки проявляется тенденция изменения содержаний  $MgO$ , отличная от районов Восточной Камчатки. Содержания  $MgO$  в вулканитах Срединно-Камчатского пояса в целом более высокие, чем в вулканитах Восточно-Камчатского. Максимальные значения  $MgO$ , характерные для базитов Ичинской группы (максимум поверхности тренда) уменьшаются также к северу и к югу, но не достигают содержаний  $MgO$  в вулканитах Восточно-Камчатского пояса. Более резкое погружение поверхности тренда в западном направлении возможно объяснить крутым наклоном западной границы пояса в этом направлении, по аналогии с западной границей Курильского пояса.

Поверхность тренда  $CaO$  характеризуется наиболее сложной структурой. Максимальные отметки она имеет вдоль периферии вулканических зон Камчатского полуострова, океанического склона северной и центральной групп Курильской дуги и в пределах о-ва Итуруп (рис. 22).

Пространственная изменчивость содержаний окиси кальция характеризует четвертичные вулканические пояса Камчатского полуострова как резко асимметрично построенные. Карты поверхностей трендов отражают рост содержаний  $CaO$  к флангам вулканических зон и от внутренних районов полуострова к фронтальным, что объясняет замкнутые эллиптические очертания изолиний поверхности. В целом отмечается ступенчатое воздымание поверхности тренда к островам северной части Курильской дуги, размещение в пределах поверхности с одинаковыми отметками крупных вулканов зоны Срединного хребта и вулканов группы Бакенинга и Кошелевского.

Северная группа Курильских островов, включающая острова Парамушир и Онекотан, характеризуется симметричным относительно поднятия дуги рисунком изолиний отрицательно изогнутой поверхности тренда. Центральная группа островов между островами Онекотан и Симушир характеризуется пологой наклоненной к континенту поверхностью тренда  $CaO$ . Для южной группы островов латеральные вариации  $CaO$  вкрест ее простирания описывает положительный изгиб поверхности тренда. При этом ось положительного перегиба поверхности тренда совпадает с длинной осью о-ва Итуруп и к югу от него уходит в Курильский пролив.

На картах трендов базитов (с содержанием  $SiO_2 < 53\%$ ) южной части Камчатского полуострова и северной части Курильской островной дуги проявилась неполная корреляция между  $\Sigma FeO$  и  $CaO$  в базитах этого района. Этим объясняется различие в положении перегибов поверхностей трендов окислов с Камчатскими и Курильскими тенденциями (рис. 19, 20). Неустойчивость тенденций латеральных изменений состава пород в районе сочленения вулканических поясов отражается также в особенностях карт трендов  $MgO$  для уравнений 3 и 4 степени.

При сходстве узоров изолиний поверхностей 4 степени трендов  $MgO$ ,  $\Sigma FeO$  и  $CaO$  наклоны их прямо противоположны. Рост содержаний  $MgO$  от континентальной окраины к океанической для Курильской дуги и напротив падение содержаний  $MgO$  в этом же направлении для Восточно-

Камчатского вулканического пояса выражены вполне отчетливо. Изгиб поверхности, отражающий смену латеральных вариаций содержаний  $MgO$  с Курильскими тенденциями на Восточно-Камчатские происходит вдоль северной части Южно-Камчатской зоны.

Карта трендов  $MgO$  для уравнений III степени отражает противоположную ориентировку поверхности тренда базитов. Профили отражают также неустойчивость изменений содержаний  $MgO$  в направлении границы океан-континент. При этом на продольном профиле изменения в содержании  $MgO$ , как и на картах трендов, происходит южнее Желтовского вулкана.

На карте трендов  $(Na_2O + K_2O)$  обособляются следующие районы: а) район максимума, характеризующего Западную Камчатку и западные склоны Курильской дуги; б) район минимума поверхности с тенденцией к наклону к приокеанической окраине, соответствующих островам Большой Дуги и вулканическому району Южной Камчатки; в) промежуточных значений отметок поверхности, с тенденцией к росту их к приокеанической окраине, соответствующих вулканическим районам северной и центральной частей Восточно- и Центрально-Камчатского поясов (рис. 23).

Традиционно изображаемая картина роста содержания щелочей от приокеанической окраины континента внутри него несомненно проявляется только для центральной части Большой Курильской дуги. Она выделяется на карте трендов изолинией  $(Na_2O + K_2O)$  со значением 4. Достаточно достоверно поверхность тренда в поперечном к простираению дуги направлении полого наклонена к океану.

Для южного и северного флангов Большой Курильской дуги картина направленного от океана к континенту роста  $(Na_2O + K_2O)$  осложняется в районах между островами Симушир и Броутона и в районе о. Онекотан. К югу и северу от этих островов соответственно со стороны океанического склона дуги открываются максимумы перегиба поверхности тренда. С учетом этих максимумов, а также линейного максимума со стороны континентального склона с северной и южной группой островов совпадает минимум поверхности тренда  $(Na_2O + K_2O)$ . Однако все эти максимумы лежат вблизи 95% доверительной границы и для их подтверждения требуется дополнительный фактический материал.

К северной группе островов дуги примыкает вулканический район Южной Камчатки, для которого, исходя из анализа карт трендов, нельзя отвергнуть сложившиеся представления об увеличении щелочности базитов в направлении к континенту.

Для северной части Восточно-Камчатского пояса и Центрально-Камчатского вулканического пояса, наоборот отчетливо проявлена тенденция к падению суммарного содержания щелочей в направлении от приокеанической окраины к континенту.

Линейно вытянутый максимум поверхности тренда  $(Na_2O + K_2O)$  в тыловой части Курильской дуги и Камчатского полуострова соответствуют западным окраинам вулканических зон Западной Камчатки и Курильских островов.

Для Западно-Камчатской части этого района, характеризующегося Срединно-Камчатский вулканический пояс, также справедливо решение о росте  $(Na_2O + K_2O)$  от восточной фронтальной части вулканической зоны к западной. Блоки метаморфических толщ Срединного и Ганального хребтов в особенностях поведения трендов щелочных окислов не отражаются.

Простая картина латеральных вариаций  $K_2O : Na_2O$  в базитах Курильской островной дуги сменяется сложной в базитах Камчатки (рис. 24).

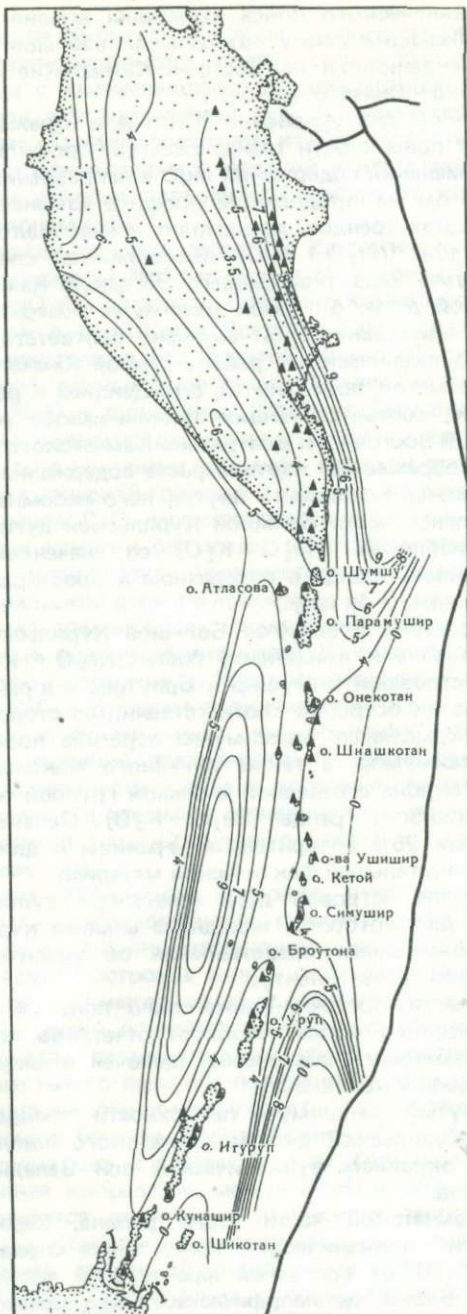


Рис. 23. Карта поверхности тренда 4 степени ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ )

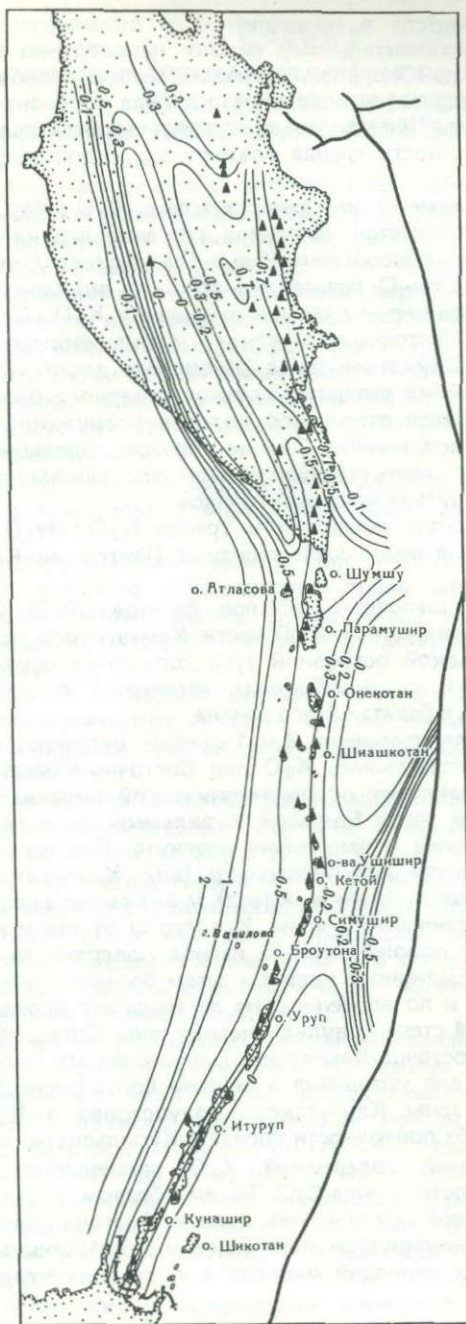


Рис. 24. Карта поверхности тренда 4 степени отношения  $K_2O : Na_2O$

Роль калиевой щелочности в направлении от океанического склона Курильской дуги к континентальному склону направленно возрастает. Только между центральной группой островов дуги и глубоководным желобом намечается воздымание поверхности тренда и обозначается второе крыло с минимумом. Однако это крыло размащивается далеко от точек наблюдения и поверхность тренда поэтому здесь достоверно не определена.

В сложной картине изолиний поверхности тренда  $K_2O : Na_2O$  для Камчатского полуострова отражается зональное строение его кайнозойских вулканических районов и обособление Южно-Камчатского блока. Линии равных отношений  $K_2O : Na_2O$  пересекают границы вулканических зон. Отчетливо выражена тенденция к падению отношения  $K_2O : Na_2O$  от приокеанической окраины Восточно-Камчатского вулканического пояса к западным ее границам. При этом тренд отношений достигает наиболее низкого уровня для крайних западных районов северного блока Восточно-Камчатского пояса. Далее отмечается пологое погружение поверхности и последующее его воздымание. Таким образом, Срединно-Камчатский вулканический пояс характеризуется наличием минимума отношения  $K_2O : Na_2O$  с более крутым западным крылом.

Средние значения отметок поверхности тренда  $K_2O : Na_2O$  с тенденцией к их уменьшению на север характеризуют Центрально-Камчатскую вулканическую зону.

Вариации содержаний щелочных окислов базитов ( $SiO_2 < 53\%$ ) по простиранию вулканических зон южной части Камчатского полуострова к северной части Курильской островной дуги дополняют картину пространственных несовпадений скачкообразных изменений содержаний породообразующих окислов в базитах этого района.

Тренды  $K_2O : Na_2O$  для уравнений 2 и 4 степени отражают тенденцию к росту относительных содержаний  $K_2O$  для Восточно-Камчатской вулканической зоны в направлении от приокеанической окраины к континентальной. Для северной части Большой Курильской дуги поверхность тренда  $K_2O : Na_2O$  4 степени отрицательно изогнута. Ось изгиба простирается от южной оконечности о-ва Парамушир (влк. Карпинского) через восточную часть о-ва Атласова (вулкан Алайд) к вулканам западной части Западно-Камчатской вулканической зоны. К востоку от нее и параллельно ей протягивается ось положительного изгиба поверхности, погружающаяся в южной части Срединного хребта и затем более полого воздымающаяся. Таким образом, и по особенностям латеральных вариаций  $K_2O : Na_2O$  на карте трендов 4 степени вулканический пояс Большой Курильской дуги отличается от Восточно-Камчатского, исключая его южную часть.

Изолинии тренда  $K_2O$  для уравнения 4 степени более определенно расчленяют вулканические зоны Камчатского полуострова и Курильской дуги (рис. 20). Ось изгиба поверхности тренда с Курильскими и Камчатскими тенденциями изменений содержаний  $K_2O$  размещается западнее, чем ось перегиба поверхности тренда  $CaO$ . Таким образом, переход от вулканического пояса Большой Курильской дуги к Восточно-Камчатскому вулканическому поясу фиксируется несколько несовпадающим изменением тенденций латеральных вариаций окислов в последовательности  $K_2O$ ,  $CaO$ ,  $\Sigma FeO$ ,  $MgO$ .

Отсутствие однозначно направленных по отношению к границе океан—континент латеральных вариаций химического состава четвертичных вулканитов Курильской островной дуги четко выступает на всех картах трендов, за исключением карты тренда  $K_2O : Na_2O$ .

## АНАЛИЗ ТРЕНДА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ БАЗИТОВ И ПРИРОДА ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

В главах 1—4 мы показали, что решение задач описания и сравнения главных элементов четвертичной структуры Камчатского полуострова и Курильских островов — вулканических поясов — возможно различными методами: геологическим, формационным, методом анализа пространственного размещения типов магматических пород, методом анализа трендов базитов. Несмотря на методологические различия подходов к изучению структуры, мы получили сходные результаты. Поэтому следует согласиться с теми объяснениями причин изменчивости петрохимического состава вулканических пород вообще и базитов в частности в вулканических районах, в которых они увязываются со структурой и природой самих вулканических районов.

При исследовании природы вулканического магматизма необходимо учитывать в том числе и определившиеся в данной работе следующие выводы.

1. Четвертичные вулканические породы Камчатского полуострова и Курильских островов представлены преимущественно базитами ряда базальт—андезит известкового, субщелочного и промежуточного типов. Вулканиды салитового ряда редки и представляют собой самостоятельные образования.

2. Вулканические породы образуют в пределах Камчатского полуострова два вулканических пояса — Восточно-Камчатский и Западно-Камчатский, а в пределах Курильской островной дуги — Курильский вулканический пояс.

3. Все вулканические пояса заложились в плейстоцене и развивались на протяжении плейстоцена и голоцена синхронно. При этом масса изверженного материала изменяется как от пояса к поясу, так и в пределах поясов. Намечается тенденция к увеличению от цикла к циклу интенсивности вулканической деятельности, с максимумом в голоцене.

4. Базитовый вулканизм резко преобладал во все эпохи вулканизма в Курильском, Срединно-Камчатском и в северной части Восточно-Камчатского пояса. Кислый вулканизм играл подчиненную роль, кроме южной части Восточно-Камчатского пояса.

5. Положение вулканических поясов не зависит от распределения мощности земной коры и структуры в их основании.

6. Подавляющая часть (70%) действующих вулканов Курильского и Восточно-Камчатского вулканических поясов лежит в полосе шириной 40—50 км и проектируется на глубины залегания сейсмофокального слоя 100—210 км. При отнесении области магмообразования к фокальной зоне следует считаться со значительным разбросом глубин вероятного образования магматических расплавов. Эти интервалы соответствуют условиям образования трех типов первичных магматических расплавов (20, 21).

7. Для Камчатского полуострова установлена зональность, однотипная по качественному выражению, но различающаяся по масштабам проявления: а) зональность на уровне вулканических поясов, при которой суммарная и калиевая щелочность пород для вулканических поясов в целом направленно растет с востока на запад; б) зональность в преде-



лах вулканических поясов на уровне вулканических зон, при которой изменчивость состава вулканических пород на площади поясов отличается большой сложностью.

8. Особенности латеральной изменчивости состава четвертичных базитов Курильского пояса согласуются с границами трех его районов, которые совпадают с границами континентального (фланги дуги) и промежуточного между океаническим и континентальным (центральный район) блоками геофизической коры. Для центрального звена пояса наиболее отчетливо проявляется рост щелочности от океанической его окраины к континентальной. Здесь же проявляются субщелочные разновидности базальтов. Каждый из вулканических районов Камчатского полуострова обладает собственной зональностью. Латеральная зональность строения вкрест простираения вулканических поясов Камчатского полуострова отчетливо проявляется для южного (асимметричная) и северного (симметричная) флангов Восточно-Камчатского пояса и для наиболее расширенной центральной части Западно-Камчатского пояса (асимметричная).

9. Самыми ранними по времени проявления в геологических комплексах всех вулканических поясов Камчатского полуострова и Курильских островов были плагиобазальты и плагиоандезитобазальты. Их распространение не зависит от изменения глубин залегания сейсмофокальной зоны. Плагиобазальты рассматриваются нами как непосредственные производные исходного расплава, единого для всех вулканических районов.

10. Ассоциации вулканических пород вулканических построек и целых вулканических районов представляют собой закономерные сообщества, за исключением кислых пород и некоторой части андезитов, значительная доля вещества которых заимствована при переплавлении пород коры. Образование остальных непрерывных формаций объясняется механизмом кристаллизационной дифференциации и фракционирования единой для всех вулканических районов Курильских островов и Камчатского полуострова расплавов, наиболее ранними производными которых являются плагиобазальты. Пути и скорости фракционирования для различных вулканических районов не были одинаковыми. Это проявляется в особенностях изменения состава родоначальных плагиобазальтов при дифференциации, различным рисунке петрохимической зональности вулканических поясов, отсутствии сопряженности в латеральной изменчивости содержания различных окислов в базитах.

11. Различия в составе вулканических пород в вулканических поясах Камчатского полуострова нарастали по отношению к ранним породам быстрее в западных районах, чем в восточных.

Необходимо отметить также, что характер латеральных вариаций химического состава базитов и их ассоциаций в Курильском вулканическом поясе хорошо согласуется с распределением мощностей земной коры, изолиниями теплового потока [71], меньше — с распределением глубин и плотностями очагов землетрясений [76]. Латеральные вариации состава базитов вулканических зон Камчатского полуострова и зональное размещение вулканических поясов в его пределах коррелируются с распределением мощностей земной коры и градиентами изменения мощности [90, 91]. Соотношения между некоторыми из этих факторов увязываются в двух альтернативных геотектонических гипотезах, рассматривающих природу вулканического магматизма и поясов — гипотезах новой глобальной тектоники и глубинных разломов, использующих петрологические гипотезы А. Куно [37], Д.Х. Грина и А.Е. Рингвуда [20, 21].

Наиболее активную роль в обсуждении вопросов окраинноконтинентального магматизма в последние годы занимает новая глобальная тектоника. Главное положение ее — оценка зон сопряжения континентальных и океанических районов как деструктивных (конвергентных) границ плит. В единую систему увязываются вулканические пояса, блоки континентальной и океанической коры и приуроченные к их границам сейсмофокальные зоны. В целом для таких зон предполагаются разнообразные возможные процессы и уровни образования магмы [19], а именно: а) плавление базальтовой коры верхней части погружающейся литосферы; б) плавление утолщенной континентальной коры, лежащей над погружающейся литосферой; в) плавление перидотита, лежащего выше сейсмофокальной зоны; г) плавление перидотита при условиях, сходных с условиями в океанических хребтах. Предполагаются также смешение магм, их контаминация, различные пути фракционирования. При таком разнообразии возможных процессов образования магм в окраинноконтинентальных островных дугах необходимо определить возможный преобладающий на каждой стадии, чтобы более или менее достоверно описать схему эволюции коры островных дуг. Первый и третий процессы магмообразования справедливы только при действенности механизма субдукции, в результате которого океаническая кора и литосфера, формирующиеся в срединно-океаническом хребте, поглощаются и частично переплавляются при движении вглубь мантии в системе желоб — островная дуга. Однако субдукция — это ненаблюдаемый геологический процесс [24]. Построенные модели субдукции основаны преимущественно на сейсмологических данных о существовании зон Бенъофа. Геологические данные представлены главным образом фактами о краевых надвигах с офиолитами и олистостромами, а также результатами изучения голубых сланцев. Главный вывод из результатов их изучения свидетельствует, что голубые сланцы сопровождают большие надвиги, в частности, офиолитов [4, 23]. Чешуи осадочных и вулканических пород в зонах надвигов могут быть сильно деформированы и перемещены до глубины 20—30 км, оставаясь относительно холодными (менее 400°С). Сами голубые сланцы при этом деформированы слабо. В последние годы появились прямые данные сейсмопрофилирования (Бондаренко и др., Ушаков, Галушкин и др.), доказывающие как будто субдукцию — затягивание осадков в зоне желоба под островодужную плиту, но, во-первых, результаты могут быть интерпретированы наоборот (надвигание островодужного сегмента на желоб и океаническую плиту), во-вторых, ничего неизвестно о масштабах этих процессов. В третьих для многих желобов, в том числе Южно-Курильского, эти данные как будто не подтверждаются [7].

Как следствия механизма субдукции рассматриваются направленная латеральная изменчивость состава вулканических пород вкрест простирания вулканических районов, коррелирующаяся с изменениями глубин залегания под ними сейсмофокальных зон [37, 39]. Наклон сейсмофокальных зон к континенту объясняется либо результатом сопротивления и деформации погружающейся плиты [48], либо "подпоркой" восходящего мантийного потока [3, 31]. Место заложения таких зон не объясняется.

Второй, третий и четвертый уровни образования магматических расплавов обсуждаются в рамках других гипотез — развития геосинклиналей и глубинных разломов, в частности, принимающих сейсмофокальные зоны как одну из форм проявления глубинных разломов [11, 12].

Таким образом, вопрос о природе магматизма решается, исходя из представлений о составе исходного вещества выплавляющихся расплавов, уровней его преобразования, температурах и давлениях, существующих на глубинах, при которых достигается желаемый эффект выплавления, но естественно отдается предпочтение моделям, где все эти разнообразные эффекты объединяются и объясняются с единых позиций, как например, в модели субдукции, несмотря на все ее недостатки.

### СТРОЕНИЕ СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ

"Сейсмофокальный слой", "сейсмофокальная зона", либо "сейсмофокальный объем" определяются как некоторая часть коры и мантии, в которой, главным образом, сосредоточены очаги землетрясений. Положение, параметры, морфология Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны подробно рассмотрены в публикациях [22, 30, 67, 80, 85, 91]. Она простирается вдоль Курильской островной дуги и Камчатского полуострова и протягивается на 400 км к северу от места пересечения Курило-Камчатской и Алеутской дуг. В районе северных и центральных Курильских островов сейсмофокальная зона пересекает континентальный склон глубоководной впадины на глубинах 5–6 км. Вблизи южных островов и о. Хоккайдо она отклоняется к континентальному склону и пересекает его на глубинах 1 км. Однако со стороны океана сейсмичность заходит как за осевую линию, так и далее за океанический борт глубоководного желоба. По данным А.А. Гусева и Л.С. Шумилина (22), положение оси желоба не коррелируется с современным распределением сейсмичности. Плотность очагов землетрясений по простираению желоба коррелируется с глубинами и особенностями его морфологии. Так, в пределах желоба на участке центрального отрезка дуги происходит в 1,5–2 раза меньше землетрясений, чем в среднем вдоль дуги. Этот отрезок желоба выделяется своеобразной морфологией, отличающей его от южного и северного (рис.25).

Непрерывная сейсмичность прослеживается до глубин 70–80 км. Очаги землетрясений до этих глубин распределяются в широком объеме, и до этих глубин сейсмофокальная зона не может быть названа слоем, а только объемом (22). На глубинах более 100 км очаги землетрясений распределяются в слое средней толщиной не более 15–25 км. Распределение гипоцентров землетрясений в разрезе также неоднородно. Рис. 4 отражает главные тенденции распределения гипоцентров по профилю через сейсмические станции Ключи–Никольское (о. Беринга) на основе данных, приведенных в работе С.А. Федотова, П.И. Токарева и др. [67].

Форма зоны в разрезе с глубиной изменяется. Для северной Камчатской части ее угол падения с глубиной растет от 50 до 60–80°. Для южной Камчатской части угол наклона в верхней части зоны крутой, а на глубинах около 350 км — уменьшается до 25–30°. Для северной группы Курильских островов он составляет 47–52°, для центральных 45–49°, для южных — 28–45°.

Подавляющая часть (70%) действующих вулканов лежит в полосе шириной 45 км и проектируется на глубины залегания 120–200 км относительно тонкой сейсмофокальной зоны, а для центрального отрезка дуги — до 0 км [85]. Западнее оси активных вулканических поясов на расстоянии 40–60 км выделяется на глубинах до 90–110 км так называемая тыловая граница сейсмофокального объема. На глубинах 60–70 км она почти вертикальна, а далее погружается под континентальный блок под

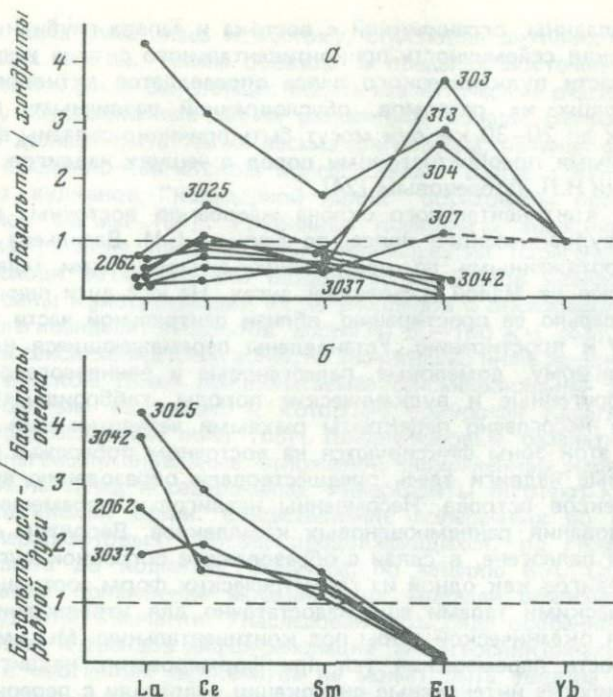


Рис. 25. Главные тенденции распределения эпицентров землетрясений с  $M > 2,6$  в пределах Курильского звена Курило-Камчатской системы для уравнений 10 степени

крутыми углами. К западу от нее в полосе 70–100 км на глубинах 30–70 км отмечаются еще редкие землетрясения. Очаги больших поверхностных землетрясений располагаются к востоку от этой тыловой границы и рядом с ней. Резкий градиент сейсмической активности поперек тыловой границы возможно объяснить изменением физических свойств мантии — повышенной ее пластичностью под вулканическим поясом. Восточнее оси вулканических поясов выделяется граница в сейсмофокальном объеме на глубинах около 100 км. Однако она нерезкая, т.е. активные вулканические пояса с запада и востока ограничиваются крутыми границами в сейсмическом слое на западе до глубин 90–110 км, на востоке до 100 км. При этом восточная граница менее четкая, что обусловлено более высокой тектонической активностью вдоль границ формирующегося глубоководного желоба.

Таким образом, в пределах сейсмофокальной зоны на отрезке от пересечения ее с дневной поверхностью до западных границ активных вулканических поясов Камчатского полуострова и Курильских островов отчетливо выделяются две части. Первая соответствует району глубоководного Курило-Камчатского желоба и распределение очагов землетрясений в ее пределах характеризует ее сейсмоактивный объем. Вторая соответствует активному вулканическому поясу и характеризуется как сейсмофокальный слой с глубинами очагов землетрясений, максимумы которых лежат вдоль границ пояса на глубинах 90–110 км.

Сейсмичность первого отрезка сопровождается формированием глубо-

ководной впадины, ограниченной с востока и запада глубинными разломами. Высокая сейсмичность приконтинентального склона желоба и прилегающей части вулканического пояса определяется активностью вдоль ограничивающих их разломов, обусловленной различными причинами. На глубинах до 20–30 км они могут быть причинно связаны в том числе с минеральными преобразованиями пород в чешуях надвигов, сходными с описанными Н.Л. Добрецовым [24].

Строение континентального склона желоба до восточных границ Курильского вулканического пояса, по данным Б.И. Васильева [7], определяется протяженными по простиранию линзовидными телами пород, обнажающихся на Малой и Большой дугах. На юге дуги они ориентированы параллельно ее простиранию, вблизи центральной части — под острым углом к простиранию. Установлены перемежающиеся верхнемеловые, по-видимому, домеловые, палеогеновые и ранненеогеновые кремнистые, терригенные и вулканические породы, габброиды. На склоне желоба они несогласно перекрыты рыхлыми четвертичными породами. Фрагменты этой зоны фиксируются на восточном побережье о-ва Шикотана. Крупные надвиги здесь предшествовали образованию верхнемеловых комплексов острова. Несомненно надвиговые перемещения также после образования раннемиоценовых комплексов. Вероятны они в ранне-среднем палеогене, в связи с образованием островной дуги. Существование надвигов как одной из геометрических форм соотношений между геологическими телами еще недостаточно для утверждения явлений поддвигания океанической коры под континентальную. Мы имеем ввиду относительность перемещения тел при формировании надвигов. Таким образом, наиболее интенсивные дислокации совпадали с перерывами вулканизма и перестройками структурного плана Курильской островной дуги. Каждый из этапов магматизма дуги характеризовался петрохимической спецификой. Особенности их таковы, что позволяют только на основании петрохимических характеристик пород говорить об уменьшении температуры и давлений образования родоначальных расплавов и усилении эффекта дифференциации от более древних к современным комплексам. Исходя из представлений о приуроченности магматических очагов к сейсмофокальным зонам, необходимо было бы сделать вывод о последовательном приближении к поверхности сейсмофокальной зоны либо сейсмофокального объема, начиная с верхнего мела, без перемещения района ее пересечения с дневной поверхностью. Корреляции между петрохимическими типами магматических районов и глубинами сейсмичности обратные. Альтернативное решение — сейсмофокальные зоны сопровождают только районы проявления глиноземистых плагиобазитов извещково-щелочных серий.

Идеи о постепенном выполаживании зон Беньофа в ходе их геологической эволюции высказываются [12]. В частности, Г.М. Власов считает, что все вулканы Восточно-Камчатского вулканического пояса причинно обусловлены преобразованиями в сейсмофокальной зоне, пересекающей дневную поверхность на континентальном склоне глубоководного желоба. Плейстоценовая "кальдерная линия" Камчатки, протягивающаяся от оз. Курильского на юге до кальдеры вулкана Кроноцкого, пространственно связывается с более древней зоной Беньофа. Эта зона Беньофа отождествляется с активным в позднемеловую и палеогеновую эпохи глубинным разломом, следующим вдоль современных Восточно-Камчатских хребтов, т.е. к западу от "кальдерной линии". В связи с наращиванием континентальной коры палеозона Беньофа стала более пологой и

ее верхняя часть сместилась к востоку, обусловив активность коровых магматических очагов. Таким образом, в пределах Восточно-Камчатского пояса должны были бы сосуществовать магматические очаги двух уровней глубин, обусловленные двумя различными зонами Беньофа. Следствием этого должен быть также весьма длительный, начиная с мела, вулканизм в Срединно-Камчатском поясе. Однако разрезы вулканических комплексов вулканов "кальдерной линии" образованы производными только одной магмы [61]. Глубинные ксенолиты, ассоциированные с этими лавами, также представлены минеральными парагенезами одного типа. Исходя из ассоциаций безводных минералов ксенолитов, возможны глубины кристаллизации их из расплавов с образованием плагиобазальтов-плагиоандезитобазальтов достигли 50–100 км [58], т.е. выше современной сейсмофокальной зоны, но значительно ниже древней.

В геологическом плане предполагаемая сейсмофокальная зона совпадает с глубинным разломом, к которому приурочен Карагинско-Валагинский гипербазитовый пояс [68]. Позднемеловые базальты, гипербазиты и раннегеосинклинальные отложения, осложненные надвигами, наклоненными на запад и северо-запад. Гипербазиты тяготеют к базальтам кровли валагинской серии. Существование поперечных по отношению к ним гипербазитовых поясов, продолжающихся, по геофизическим данным, вплоть до поднятия Обручева, по мнению В.А. Селиверстова [68] исключает применение мобилистских моделей объяснения складчатых сооружений Камчатки. Унаследованность ряда особенностей химического состава и трендов дифференциации раннегеосинклинальных, предорогенных и орогенных вулкаников не может быть увязана с декларируемыми латеральными перемещениями сейсмофокальной зоны. Не исключается, что к данной зоне глубинных разломов могли быть приурочены очаги землетрясений, в том числе и на заключительном отрезке ее эволюции.

В результате рассмотрения особенностей строения сейсмофокальной зоны и исходного субстрата магматических расплавов вулканических поясов Курильской островной дуги и Камчатского полуострова правомочен вывод о том, что сейсмофокальная зона не представляет собой единый вещественно и структурно связанный сеймопроводящий слой, который определяет концентрацию очагов землетрясений вдоль границ континентальной и океанической литосферной плит. В его объеме объединены очаги землетрясений различной природы, энергии, структурной приуроченности и связанные в единый слой чисто геометрическими построениями. Несомненно, что и на отрезке от пересечения сейсмофокальной зоны с поверхностью до глубин 90–110 км — западных границ активных вулканических поясов — она представляет собой зону концентрации очагов землетрясений различной природы.

На отрезке между глубоководным желобом и восточной границей вулканического пояса она объединяет очаги землетрясений, обусловленные как перемещениями по разломам, обрамляющим глубоководный желоб, так и дегидратацией и перекристаллизацией пород в зоне краевых разломов желоба. Под вулканическим поясом сейсмичность, максимум которой находится на глубинах 90–140 км (редкие очаги землетрясений), определяется проявлением нестабильности на глубинах магнообразования и перемещениями тектонических блоков. Очаги землетрясений на глубинах 200–300 км почти не встречаются. Эта область гипоцентров в плане совпадает с практически асейсмичной областью Курильской котловины Охотского моря.

На глубинах 300–500 км от земной поверхности в фокальном слое снова появляются очаги землетрясений. Эпицентры этих очагов оконтуривают с северо-запада Курильскую котловину.

При анализе вертикальных энергетических разрезов сейсмофокальной зоны вдоль ее простираания видно, что области до 200–250 км в глубину резко дифференцированы, но энергетически не разобщены. Глубже единой фокальной зоны не существует. Выделение сейсмической энергии происходит в локальных участках, разделенных асейсмичными областями [85].

Из вышесказанного напрашивается вывод о пространственной и энергетической разобщенности фокального слоя по глубине (верхняя часть слоя до 200 км и нижняя — от 350 до 650 км). Отмеченная разобщенность фокального слоя по глубине объясняется недостаточностью накопленной сейсмологической информации, а также особенностями строения вмещающей его верхней мантии.

Разобщенность фокального слоя в районе глубин от 200 до 350 км (область фокального слоя, отвечающая в плане асейсмичной Курильской котловине Охотского моря) объясняется на основании анализа обширного гравиметрического материала, полученного в пределах южной части Охотского моря в последние годы [36].

По результатам анализа гравитационного поля в пределах юга Охотского моря отчетливо выделяется аномальный район, в плане совпадающий с Курильской котловиной. Гравитационное поле Курильской котловины отграничивается от других районов интенсивными гравитационными ступенями. Гравитационным ступеням, оконтуривающим котловину, отвечают зоны потери корреляции сейсмических волн, интенсивные линейные магнитные аномалии и резкий уступ в рельефе дна. Отмеченные геофизические признаки свидетельствуют о том, что в этих районах блок земной коры Курильской котловины граничит с соседствующими блоками земной коры по разломам, его оконтуривающим.

Считая, что разломы, ограничивающие блок земной коры Курильской котловины, квазивертикальны и предполагая, на основании данных ГСЗ и МОВ [73, 79], горизонтальнослоистую структуру этого блока, проведена количественная оценка глубин заложения этих разломов (по гравиметрическим данным). Возможность такой оценки в большой мере обеспечивается детальной гравиметрической изученностью Курильской котловины. Интерпретационные профили выбирались вкрест простираания гравитационных ступеней. Вдоль профилей учитывалось гравитационное влияние толщи рыхлых осадков, неучет которого ведет к большим ошибкам при решении обратной задачи гравиметрии.

Расчеты показали, что глубина заложения разлома, оконтуривающего блок земной коры Курильской котловины с северо-запада, составляет 350–500 км. На этих же глубинах располагаются гипоцентры полосы глубокофокусных землетрясений, оконтуривающей в плане котловину с северо-запада.

Глубина заложения разлома, оконтуривающего блок земной коры Курильской котловины с юго-востока, составляет 150–200 км. Этим же глубинам отвечает полоса гипоцентров землетрясений, совпадающая в плане с юго-восточным бортом котловины.

Анализ современных движений по данным водомерных пунктов [69], данным триангуляционной сети на острове Хоккайдо [76], данным драгирования [6] и по данным анализа донных фораминифер [65], показывает, что начиная с неогена по настоящее время блок земной коры Куриль-

ской котловины испытывает погружение, происходящее, по-видимому, по оконтуривающим его разломам.

Факт совпадения в пространстве полос гипоцентров землетрясений, оконтуривающих в плане Курильскую котловину с северо-запада и юго-востока с нижними кромками соответствующих глубинных разломов, можно объяснить следующим соображением: в процессе погружения блока земной коры Курильской котловины по оконтуривающим его глубинным разломам происходит развитие этих разломов на глубину, которое сопровождается в районах северо-западного и юго-восточного бортов котловины активными появлениями сейсмичности. Последние, по-видимому, и формируют полосы гипоцентров землетрясений, отвечающие северо-западному и юго-восточному бортам котловины.

Из вышесказанного следует, что полоса очагов землетрясений, протягивающаяся вдоль северо-западного борта Курильской котловины, вполне может быть связана с соответствующим глубинным разломом, развивающимся в глубину, а не с фокальным слоем.

В районе юго-восточного борта котловины развитие на глубину отвечающего ему глубинного разлома формирует, по-видимому, наблюдаемую здесь полосу гипоцентров землетрясений фокальной зоны.

В свете рассмотренных выше соображений находит свое объяснение гетерогенность фокальной зоны под Курильской котловиной Охотского моря, где отмечается ее разобщенность в интервале глубин от 200 до 350 км.

Таким образом, различные отрезки сейсмофокальной зоны сопряжены со своими типами тектонических районов и обусловлены процессами, отражающими развитие этих районов и всей системы в целом. Активные вулканические пояса Курильских островов и Камчатского полуострова характеризуются собственной сейсмичностью на глубинах от 90 до 250 км. Однако мы не полагаем, что эта сейсмичность обуславливает в том числе и такие особенности вулканизма, как изменчивость состава магматических расплавов. Уровень явлений определяющих эту изменчивость, по всей видимости, располагается выше.

## ИСХОДНЫЙ СУБСТРАТ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

В гипотезах природы глобальной специфики химического состава магматических пород континентальных окраин граница между океаном и континентом рассматривается как граница изменения условий образования магматических расплавов [20, 21], либо как граница районов с различным составом магматического субстрата [39]. В последнем случае предполагается также, что породы андезитовых серий островных дуг образуются при плавлении океанической коры и осадков, погружающихся вдоль фокальной зоны.

Представления об особенностях состава субстрата магматических расплавов вулканических районов континентальной окраины могли быть получены путем сравнительного геохимического анализа вулканических пород этих районов и базальтов океана. Такие исследования мы выполнили для южной части Курильской островной дуги. Использованы индикаторные значения некоторых малых элементов в мезозойских и кайнозойских, включая современные, базальтах о. Шикотана и Кунашир и включениях в них, и в базальтах глубоководных скважин глубоководного бурения 32 рейса в северо-западной части Тихого океана. Определения малых элементов производились методом нейтронной активации без



Таблица 5  
Содержания микроэлементов в базальтах  
северо-западной части Тихого океана  
и островов Шикотана и Кунашира

№ п/п	Номер пробы скважины	Геологическая привязка пробы	Порода	Число проб	Элементы, г/т	
					Sc	Cr
1	303	Зона Японских магнитных линейментов	Базальт толеитовый	3	31	53
2	304	Зона Японских магнитных линейментов	Базальт толеитовый	10	28	92
3	307	Зона Гавайских магнитных линейментов	Базальт толеитовый	10	24	124
4	313	Срединно-Тихоокеанские горы	Щелочной базальт	10	3,0	90
5	3042	Курильская островная дуга о-в Шикотан: Матакотанский комплекс	Плагиобазальт	8	23	60
6	3037		Шаровые базальты	3	14	28
7	3025	Зеленовский комплекс	Плагиобазальт	5	21	193
8	2062	о-в Кунашир Современные вулканы; Тятя	Плагиобазальт	5	21,7	39
9			Хондриты (Распределение редких земель в литосфере и космосе, 1968)	20 20*	8,3	

\*Данные нормированы приведением содержания Yb к 1,0.

химической подготовки из навесок 0,1–1 г. Распределения Sc, La, Ce, Sm, Eu и др. использовались с помощью графиков типа рис. 26; лантаноидов-концентрации, нормализованные по иттербию и отнесенные к нормализованным концентрациям этих же элементов в хондритах либо в океанических толеитах, — порядковый номер лантаноида.

Содержание элементов в исследованных вулканических породах океана и Курильской островной дуги приведено в табл. 5.

Если средний состав литосферы океана и континента существенно различен [39], геохимический вклад океанической коры в состав малых элементов базальтов океана должен быть ничтожным, а набор редкоземельных и малых элементов в них близок первичному. Наиболее представительны в этом отношении толеитовые базальты океана, которые, как полагают, фракционированы из мантии [57].

Относительное содержание редкоземельных элементов в толеитовых базальтах океана несколько ниже, чем в хондритах. Значительный отно-

Элементы, г/т							
Fe, %	Co	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Hf
5,33	25	3,4	30,6	7,1	19	11,6	4,0
6,24	27	2,4	23,6	4,9	8	6,9	5,4
3,25	17	1,9	9,9	3,9	3	6,1	4,8
4,38	6	49	105	14,2	8,4	6,6	11,7
4,75	27	6,1	22,6	4,1	0,6	5,3	3,1
4,45	20	3	30,5	4,1	0,6	5,7	3,4
4,46	32	4,4	27,9	3,4	0,4	3,5	2,0
4,23	12	5,3	30,2	6	0,4	6,9	0,9
		0,30	0,84	0,21	0,074	0,17	
		1,72	5,02	1,17	0,43		

сительный избыток европия предполагает вероятность участия в определении концентраций этих элементов отделения темноцветных минералов. При общности кривых распределения редкоземельных элементов в толеитовых базальтах отчетливо выражены неоднородность содержания их и латеральная направленность изменения содержаний. Направленное от океанической окраины к Срединно-Тихоокеанским горам падение содержания лантана, церия, самария, европия, итербия, скандия, кобальта и рост содержания хрома соответствуют представлениям об увеличении глубинности источников магматических расплавов, либо росте мощности истощенного слоя мантии над слоем магмообразования [99]. Во втором случае следовало бы ожидать для раннего мела движение мантийного потока в направлении, обратном предполагаемому для современного мантийного потока [39]. Вершина восходящего мантийного потока должна была бы размещаться в районе к западу от вала Зенкевича.

Особое положение занимают базальты Срединно-Тихоокеанских гор.

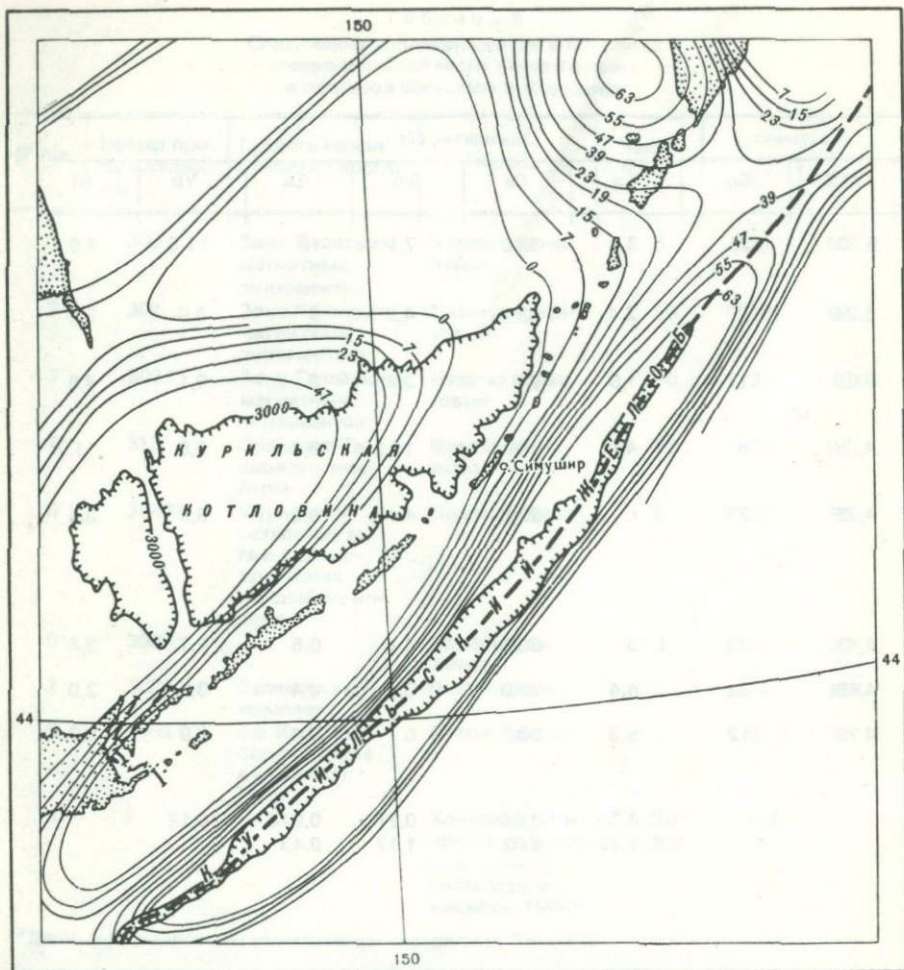


Рис. 26. Диаграмма фракционирования лантаноидов в базальтах Тихого океана и Курильской островной дуги

а — относительно хондритов; б — относительно толеитовых базальтов океана

Они отличаются от толеитовых базальтов резко выраженным положительным фракционированием редкоземельных элементов при наиболее высоких содержаниях скандия, кобальта, железа и противоположны в этом отношении всем изученным нами базальтам этого района.

Базальты Курильской островной дуги имеют такое же распределение редкоземельных элементов, как и океанические толеиты (рис. 26). Однако относительное содержание редкоземельных элементов в них выше, чем в океанических базальтах. Последовательно оно увеличивается от наиболее древних базальтов (матакотанский комплекс) в зеленевскому и, затем, вновь понижается от раннечетвертичных к современным базальтам.

Базальтовая модель магматического субстрата вулканической зоны Курильских островов предполагает полное его расплавление. Такие базальты в результате дифференциации от океанического базальта, богатого элементами группы железа, до плагиоандезитобазальта и андезита островной дуги, обедненного элементами группы железа, должны быть богаче родоначальным Sc, редкоземельными элементами и др., чего не наблюдается в действительности. Кривые фракционирования базальтов всех магматических комплексов Курильской островной дуги относительно океанических толеитов сходны между собой и с кривой для щелочных базальтов Срединно-Тихоокеанских гор. Наиболее приближены по содержанию РЗЭ, нормализованных по иттербию, к океаническим толеитам плагиобазальты матакотанского комплекса и четвертичные базальты. Тяга, т.е. раннее отделение родоначального расплава из субстрата не привело к обогащению его редкоземельными элементами и скандием. Кристаллизации плагиоклаза, которая должна привести к значительному обогащению остаточного расплава легкими РЗЭ и европием, по-видимому, не было.

Таким образом, приведенные данные позволяют сделать вывод, что магматическим субстратом базитов Курильской островной дуги не могли быть породы океанической коры, погружающиеся под континентальную вдоль сейсмофокальной зоны. Исходное вещество современных вулканических, неогеновых и меловых комплексов дуги и северо-западной части Тихого океана имеет сходный состав и наиболее близко по составу к источенному хондриту — лердолиту. Исходя из спектра РЗЭ, вероятно также, что магматический субстрат базальтовых расплавов под Курильской островной дугой является более близким к хондриту, чем субстрат океанических базальтов.

#### ЛАТЕРАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ БАЗИТОВ С ПОЗИЦИЙ ГЛУБИННОЙ ПЕТРОЛОГИИ

Мы рассмотрели в предшествующих разделах только те сведения, которые помогли бы выявить особенности пространственной изменчивости вулканических образований на территории Камчатского полуострова и Курильских островов. Объяснения петрохимической изменчивости вулканических пород изменениями глубин залегания пластинообразной сейсмофокальной зоны, представляющей собой условную геометрическую конструкцию из сейсмических измерений, неудовлетворительны.

Несомненной для Курило-Камчатской области является только корреляция петрохимического типа вулканических пород известковощелочного или плагио-типа — с особым распределением сейсмичности на ее территории. Только этот тип вулканических пород характеризует островные вулканические дуги обрамления Тихого океана, сопровождаемые сходным распределением сейсмичности на площади и по глубине. Правомерно поэтому предположение, что сейсмичность вулканических поясов островных дуг содержит интегральную информацию о тектоническом режиме района и условиях образования известково-щелочных высокоглиноземистых (плагио-типов) базитовых ассоциаций. Отсутствие корреляции между изменчивостью химического состава базитов и глубинами локализаций сейсмичности, проявление несопряженных площадных вариаций содержания главных породообразующих окислов обязывает с сомнениями относиться к утверждениям о прямой зависимости между сейсмичности и латеральной изменчивостью химического состава базитов. Эта

Таблица 6

Оксиды	1	2	3	4	2а	3а	4а
SiO <sub>2</sub>	45,16	50,34	47,32	50,24	44,65	44,7	44,52
TiO <sub>2</sub>	0,71	0,89	1,31	0,84	0,69	0,63	0,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,54	12,76	17,31	18,56	2,63	1,81	0,9
FeO	8,5	9,42	9,09	9,14	8,41	8,4	8,44
MnO	0,14	0,16	0,23	0,10	0,14	0,13	0,14
MgO	37,47	10,30	8,05	6,61	40,85	40,95	43,2
CaO	3,08	9,88	9,71	10,39	2,41	2,25	1,8
K <sub>2</sub> O	0,57	2,83	3,37	2,34	0,35	0,22	0,26
Na <sub>2</sub> O	0,13	1,42	1,17	0,57	0	0	0,06

1 — пиролит [20];

2 — низкоглиноземистый базальт (гр. 75);

3 — субщелочной базальт (гр. 68);

4 — плагиобазальт (гр. 66);

2а, 3а — остаток при удалении из пиролита 10% состава 2 и 3 соответственно;

4а — остаток при удалении 15% состава 4 из пиролита.

изменчивость проявляется как постепенное изменение содержаний одного или небольшого количества породообразующих оксидов, не приводящее к изменению определяющих характеристик самих пород в целом. Объяснение этому можно найти только в том случае, если факторы, определяющие подобную изменчивость, действуют на сформировавшийся в основных чертах расплав. В пользу этого положения имеются петрологические и геофизические данные.

На основании геофизических измерений в районе Авачинской группы вулканов [90, 91, 92] сделан вывод о том, что с глубины 90 км, на которой происходит изменение состояния астеносферного вещества, вверх до глубин в 20 км простирается тело, экранирующее сейсмические волны. Оно представляет собой неправильный сужающийся кверху конус сечением от 15 X 40 км до 7 X 7 км. На уровне подошвы коры конус преобразуется в полосу, вытянутую вдоль вулканов Авачинской группы. Эти глубины сопоставимы с глубинами отделения расплавов различных типов от пиролита на схеме О.Х. Грина и др. [20, 21], основанной на экспериментальных данных, и соответствуют условиям кристаллизации безводных минералов глубинных ксенолитов [89]. Изменение состава расплава путем отделения остаточной кристаллической фазы происходит в верхней части интервала глубин, в пределах верхних 20—25 км. Температуры кристаллизации плагиоклаза в андезитобазальтах вулкана Головина на о. Кунашире по отношению самария в фенокристах к самарию в стекле всегда ниже 1340°. Вариации глубин отделения кристаллической фазы и концентрации расплава определяют возможные пути его дифференциации. Отделение на глубинах менее 35 км оливина от расплава и частично — ортопироксена приводит к обогащению расплава глиноземом. На больших глубинах отделяется, главным образом, глиноземистый ортопироксен и расплав обогащается щелочами при менее выраженном росте содержаний окиси алюминия и кальция. Увеличение глубин фракционирования расплавов приводит к появлению низкоглиноземистых базальтов с повышенными содержаниями суммы оксидов железа и магния и несколько повышенными содержаниями окиси калия.

Частичное плавление пиролита диапира, поднимающегося с глубин

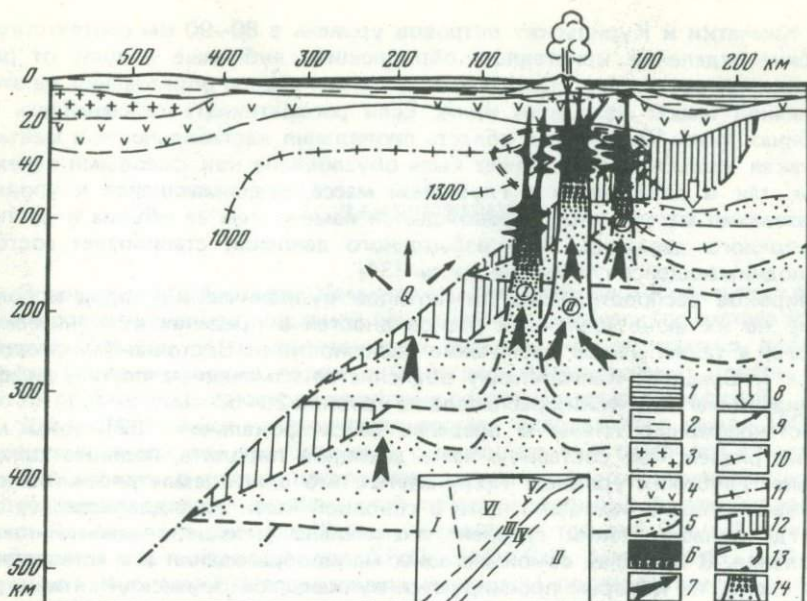


Рис. 27. Схема глубинного строения южной части Курильского вулканического пояса (на основе разреза из [81])

1 — водная толща; 2 — осадочные и вулканогенно-осадочные породы; 3 — "гранитный" слой; 4 — "базальтовый" слой; 5 — астеносферные линзы (слои); 6 — предполагаемый переход участка частичного выплавления магмы в магматический очаг; 7 — направление подъема астеносферных "диапир"; 8 — предполагаемое компенсационное опускание слоев под желобом; 9 — поток глубинного тепла; 10 — предполагаемая изотерма 1300°; 11 — изотерма 1000°; 12 — сейсмофокальная зона; 13 — зона разуплотнения пород; 14 — астеносферный "диапир" с частично расплавленным пиролитом.

Блоки в верхней мантии: I — континентальный; II — океанический; III — фокальная зона землетрясений; IV — наклонный блок с аномально высокими скоростями сейсмических волн; V — разуплотненный блок под районами активного вулканизма; VI — область повышенного теплового потока

около 240 км, может привести, в зависимости от условий, к образованию как высокоглиноземистых расплавов, так и более щелочных. Изменение состава пиролита при выплавлении из него базальтов различных петрохимических типов иллюстрирует таблица 6. Состав остатка наиболее близок к составам оливина, ортопироксена при небольшом добавлении к нему клинопироксена. Доля оливина в остатке растет при выплавлении щелочного базальта, а пироксена и особенно — клинопироксена — в кристаллическом остатке при выплавлении низкоглиноземистых базальтов из пиролита.

Общая схема глубинных процессов в Курило-Камчатской области изображена на рис. 27. Основой для нее послужили разрез по профилю залив Терпения на о. Сахалине — о. Итуруп (Курильские острова) [76], схема распределения глубинных температур вдоль обобщенного профиля ГСЗ, сведения об общей тенденции поведения геоизотерм при переходе от океана к континенту [59], а также схему образования магм Д.Х. Грина и А.Е. Рингвуда [20] и Н.Л. Добрецова [24].

По-видимому, мы должны принять, что для всех вулканических райо-

нов Камчатки и Курильских островов уровень в 80–90 км соответствует глубине отделения кристаллов, образующих глубинные нодулы, от расплавленной массы, т.е. образованию магмы. Уровень образования же этой первичной массы находится ниже. Если рассматривать сейсмичность на глубинах ниже 100 км как область проявления неустойчивости в мантии, то такая неустойчивость может быть обусловлена как фазовыми переходами, так и плавлением в глубинной массе, поднимающейся к уровню образования магмы, что сопровождается изменением ее объема и ростом избыточного давления. Рост избыточного давления стабилизирует состояние поднимающейся глубинной массы [34].

Широкое распространение плагиотипов вулканических пород и появление на их фоне щелочных разновидностей в пределах вулканических поясов, а также общее увеличение щелочности от Восточно-Камчатского пояса к Срединно-Камчатскому объясняется изменением глубин дифференциации магматических расплавов на уровнях 20–60 км.

Астеносферные линзы в пределах сейсмофокальной [82] зоны мы рассматриваем как составную часть диапиров пиролита, поднимающихся с более глубоких уровней. Принимается, что очаги землетрясений оконтуривают область неустойчивости в головной части этих диапиров, ту зону, где адиабатический градиент значительно меньше градиента точки плавления. В пределах самой же зоны магмообразования и в астеносферных слоях, на которые проецируются вулканы, сейсмическая активность резко уменьшается [91]. Таким образом, лобовая часть астеносферного пузыря [24] или пояса, совпадающего по протяженности с вулканическим поясом, соответствует по ширине астеносферной линзе на схеме П.И. Токарева.

С позиций сказанного выше параллельное проявление зон плагиобазальтов во фронтальных частях Восточно-Камчатского и Срединно-Камчатского поясов объясняется проникновением двух полос диапиров к поверхности на сходные глубины и одинаковыми условиями изменения расплавов на глубинах 60–20 км. Сброс кристаллического остатка при отделении магм и локализация его на уровне отделения расплава от диапира, т.е. несколько выше сейсмофокальной зоны, обуславливает их погружение и образование линз, выделяемых как участки с повышенными скоростями сейсмических волн. Они интерпретируются также как слои истощенной мантии.

Если допустить наклон астеносферных слоев к континенту, повышается вероятность всплывания астеносферных диапиров: такой наклон усиливает гравитационную неустойчивость системы, состоящей из слоев плотного вещества и частично разуплотненного.

Таким образом, особенности латеральной изменчивости петрохимического состава четвертичных базитов вулканических поясов Камчатского полуострова и Курильских островов находят объяснение только с позиций изменений магматических расплавов на более высоких уровнях, чем глубины их образования и тем более — уровни сейсмичности. Уровню сейсмичности отчасти может соответствовать уровень образования расплавов, определяющих при всех последующих преобразованиях характерные черты высокоглиноземистых известково-щелочных (плагио-типов) пород.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые для территории Камчатского полуострова и Курильских островов проведен анализ площадной изменчивости химического состава четвертичных базитов. В предшествующих работах рассматривались вариации состава вулканических пород либо вкрест вулканических поясов, либо по их простирацию на основе частичных петрохимических профилей.

Для исследования изменчивости состава использовано около 1500 химических анализов, обработанных с помощью многомерного статистического анализа с целью построения петрохимической классификации и определения главных особенностей петрохимического состава пород Курило-Камчатского региона. Решены уравнения трендов 2, 3 и 4 степени и построены карты трендов для  $\Sigma\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и отношения  $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ . Используются материалы по геологическому строению четвертичных вулканических поясов, а также некоторые геофизические данные.

В результате сравнительного анализа материалов мы пришли к выводу о более сложном характере изменчивости состава четвертичных пород на этой территории, иных, чем это принято считать, соотношениях между различными элементами геологической структуры и химическим составом пород и представлениях о природе латеральной изменчивости базитов.

Вулканические районы Камчатского полуострова и Курильских островов представляются как специфические по ассоциации петрохимических типов пород по отношению к прилегающим океаническим и континентальным районам. Широко распространенные породы известковой серии образуют главным образом базитовые формации и меньше — салитовые. Небольшие участки поясов занимают андезитовая, андезитобазальтовая и дацит-липаритовая формации субщелочной (промежуточной) серии. В пространственном распространении формаций отражается зональность строения Срединно-Камчатского пояса и северного фланга Восточно-Камчатского пояса, с тенденцией к существенному распространению плагиобазальт-плагиоандезитобазальтовой и плагиоандезит-плагиобазальтовой формаций во фронтальных частях поясов и плагиоандезитовой — в тыловых. В тыловой зоне Срединно-Камчатского пояса, на участке его расширения, проявляются формации субщелочной серии.

Площадная изменчивость петрохимического состава базитов проявляется в основном как постепенное изменение содержаний одного или небольшого количества породообразующих окислов, не приводящее к изменению определенных петрохимических характеристик пород в целом.

По тенденциям латеральной изменчивости состава базитов вулканический пояс Курильской дуги противопоставляется поясам Камчатского полуострова.

Отсутствие асимметричных, односторонне направленных по отношению к границе океан—континент вариаций петрохимического состава базитов Камчатских вулканических поясов четко проявляется на кар-



тах трендов уровня 3 и 4 степени для  $\Sigma\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ . Узор трендов в первом приближении совпадает с узором изолиний мощностей коры.

Особенности латеральной изменчивости состава базитов Курильской дуги согласуются с границами трех ее районов, совпадающими с блоками коры континентального (фланги дуги) и промежуточного между океаническими и континентальными (центральный район) типов строения. В зонах высоких градиентов мощностей коры изменчивость состава вулканических пород не обнаруживает таких корреляций.

Таким образом, устанавливается несколько типов латеральной изменчивости химического состава вулканических пород. Один из них должен быть определен как вариации химического состава базитов в границах вулканического пояса. Этот тип проявляется в основном как постепенное изменение содержаний некоторых окислов, не влияющее на изменение главных петрохимических характеристик пород в целом. Второй тип изменчивости проявляется в изменениях соотношений между породообразующими окислами при росте содержаний  $\text{SiO}_2$  в породах в структурно сопряженных, геологически одновозрастных вулканических поясах, вытянутых вдоль границ континента и океана. Оба типа изменчивости определяются направлением и скоростью дифференциации от исходных пород и имеют отношение к происхождению дифференциации вулканических комплексов.

Латеральные вариации химического состава базитов не могут быть объяснены, исходя из представлений о частичном плавлении опускающихся вдоль сейсмофокальных зон частей литосферы. С этой точки зрения необъяснимы: 1) независимость изменчивости состава базитов от глубин залегания сейсмофокальной зоны; 2) зависимости между изменчивостью химического состава и мощностью коры. Сейсмофокальная зона, по-видимому, не представляет собой единый вещественно и структурно связанный сейсмопроводящий слой, который определяет концентрацию и природу очагов землетрясений вдоль границ континентальной и океанической литосферной плит. В его объеме объединены очаги землетрясений различной природы, энергии, структурной приуроченности и связанные в единый слой искусственными геометрическими построениями. Если главные характеристики исходных пород вулканических поясов определяются глубинами их образования, то особенности латеральной и вертикальной изменчивости базитов в пределах Курило-Камчатской вулканической системы не объяснимы с позиций наклоненной под континент астеносферы. В этом случае пришлось бы принять, что глубины образования исходных известково-щелочных базальтов соответствуют 50–300 км, а температуры 1000–1600°.

Наблюдаемые корреляции между составом четвертичных базитов, особенностями его изменчивости, распределением активных вулканов относительно границ вулканических поясов с одной стороны и положением сейсмофокальной зоны, глубинами ее залегания, мощностями земной коры — с другой, показывают, что вулканизм и сейсмичность определенного типа представляют собой сопутствующие явления. Вероятна их обусловленность комплексом физических факторов, интерпретируемых как тектонически активные. Проявление асимметрии латеральной изменчивости состава вулканических пород не является исключительным явлением и характерно не только для окраинно-континентальных, но также и для внутриокеанических районов.

Результаты исследований синтезированы в заключительном разделе. Уделено внимание правомерности гипотезы причинно-следственной связи между магматизмом и процессами в сейсмофокальной зоне. Оценивается вероятность образования базальтов одного петрохимического типа при различных условиях (на различных глубинах залегания сейсмофокальной зоны), магматическая продуктивность сейсмофокального слоя. Рассматриваются причины существования различных типов вулканитов в пределах небольшого по площади района (одного вулкана), возможности генетической самостоятельности групп пород с различными корреляционными соотношениями между породообразующими окислами, и в частности, андезитов. Для этих целей привлекаются также известные экспериментальные данные.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Андреев А.А.* Мощность осадочных отложений в Южно-Курильском проливе (по гравиметрическим данным). — В кн.: Естественные геофизические поля Дальневосточных окраинных морей Владивосток, 1977, с. 64—68.
2. *Артемьев М.Е., Бодин Дж.* Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей. — Физика Земли, 1978, № 2, с. 3—17.
3. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
4. *Бейли Э.Г., Блейк М.К.* Тектоническое развитие западной Калифорнии в позднем мезозое. — Геотектоника, 1969, № 3,4.
5. *Богданов Н.А.* Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. — Геотектоника, 1969, № 3, с. 3—16.
6. *Васильев Б.И.* Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов северо-западного сектора Тихого океана. — ДАН СССР, 1975, т. 225, № 4, с. 899—901.
7. *Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А.* Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука, 1979. 106 с.
8. *Вегман Е.* Ярусная тектоника и схемы дифференциации горных пород. — В кн.: Зарубежная тектоника. М.: Изд-во ин. отр. лит., 1957, с. 201—220.
9. *Власов Г.М.* Прихотские складчатые области (Сахалин, Курильские острова, Камчатка и Корякское нагорье). — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. М.: Госгеотехиздат, 1958, с. 223—236.
10. *Власов Г.М.* Камчатка, Курильские и Командорские острова — звено дуг Восточной Азии. — В кн.: Геология СССР, т. 31, ч. 1. М.: Недра, 1964, с. 677—690.
11. *Власов Г.М.* Островные дуги Тихого океана. — В кн.: Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978, с. 5—36.
12. *Власов Г.М., Борисов О.Г.* О некоторых закономерностях пространственного распределения кальдер. — В кн.: Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 132—138.
13. *Власов Г.М., Попкова М.И.* О типах ортогеосинклиналей. — Геотектоника, 1978, № 5, с. 9—17.
14. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки Огородов Н.В., Кожемыка Н.Н., Важевская А.А., Огородова А.С. М.: Наука, 1972. 190 с.
15. Геология дна Филиппинского моря. Ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1979. 262 с.
16. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 720 с.
17. Геология СССР, т. 31, ч. 1, М.: Недра, 1964. 733 с.
18. *Горячев А.В.* Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966. 235 с.
19. *Грин Д.* Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии. — В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 25—44.
20. *Грин Т.Х., Рингвуд А.Е.* Происхождение серий изверженных щелочноземельных пород. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970, с. 207—222.
21. *Грин Т.Х., Грин Д.Х., Рингвуд А.Е.* Происхождение высокоглиноземистых базальтов и их взаимоотношения с кварцевыми толеитами и щелочными базальтами. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970, с. 223—239.
22. *Гусев А.А., Шумилина Л.С.* Геометрия сейсмоактивного объема коры и мантии в районе Камчатки и Командорских островов. — В кн.: исследования по физике землетрясения. М.: Наука, 1976, с. 194—200.
23. *Добрецов Н.Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые ком-

- плексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
24. Добрецов Н.Л. Некоторые петрологические и геологические аспекты строения астеносферы. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 93—101.
  25. Добрецов Н.Л. Модель глаукофансланцевого метаморфизма и ее отношение к проблемам францисканской толщи Калифорнии. — Геология и геофизика, 1978, № 11, с. 7—13.
  26. Добрецов Н.Л., Добрецов Г.Л. Классификация магматических формаций по петрохимическим и морфологическим — фациальным признакам. — В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск, 1972, с. 7—24.
  27. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
  28. Ерохов В.Ф., Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф. Петрохимические особенности лав надводных вулканов Курильских островов. — Тр. СахКНИИ, вып. 35. Владивосток, 1975, с. 21—26.
  29. Ерохов В.Ф., Кичина Е.Н., Остапенко В.Ф. Петрохимические особенности лав подводных вулканов Курильских островов. — В кн.: Вопросы исследований вещества северо-западного сектора Тихого океана. Владивосток, 1977, с. 21—26.
  30. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М.: Наука, 1969. 212 с.
  31. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника и металлогения. М.: Недра, 1979. 231 с.
  32. Иванов Б.В., Горельчик В.И. Тектоника, сейсмичность и вулканизм района Ключевой группы вулканов. — В кн.: Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевой группы вулканов. Владивосток, 1976, с. 42—51.
  33. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 437 с.
  34. Кеннеди Дж., Хиггинс Г. Температуры плавления в мантии Земли. — В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 104—113.
  35. Колман Р.Г. Офиолиты. М., Мир, 1979. 262 с.
  36. Косыгин В.Ю., Павлов Ю.А., Попов Е.И. Районирование аномального гравитационного поля южной части Охотского моря. — В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 35—41.
  37. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкрест окраин континентов и островных дуг. — В кн.: Окраины континентов островные дуги. М.: Мир., 1970, с. 249—262.
  38. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Избранные труды, т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1952, 440 ч.
  39. Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 228 с.
  40. Магматические формации активных окраин континентов на примере юга Дальнего Востока. М.: Наука 1980. 178 с.
  41. Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967. 265 с.
  42. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь. Москва: Мысль, 1970. 190 с.
  43. Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 11—15.
  44. Марченко А.Ф. О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки. — В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Хабаровск, 1975, с. 234—245.
  45. Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1970, 212 с.
  46. Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977. 350 с.
  47. Некоторые особенности эволюции и геологический эффект четвертичного вулканизма Камчатки/Кожемьяка Н.Н., Огородов Н.В., Мелекесцев И.В., Ермаков В.А. — Бюлл. Вулканогеол. станции, № 51. М.: Наука, 1975, с. 94—103.
  48. Океанология. Т. 2 Геофизика, вып. 2 М., 1979. 407 с.
  49. Остапенко В.Ф., Кичина Е.Н. Вещественный состав лав подводных вулканов Курильской дуги. — В кн.: Геология дна Дальневосточных морей. Владивосток, 1977, с. 24—45.
  50. Павлов Ю.А., Еремينا Г.Ф., Лютая Л.М. Мощность земной коры в зоне сочленения Азиатского континента с Тихим океаном, по сейсмическим и гравиметрическим данным. — В кн.: Естественные геофизические поля Дальневосточных окраинных морей. Владивосток, 1977, с. 26—31.
  51. Парфенов Л.М. Схема тектоники Советского Дальнего Востока и некоторые вопросы магматизма. — В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 3—25.
  52. Пискунов Б.Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология по-

- род высокоглинозистой серии. Новосибирск: Наука, 1975. 187 с.
53. *Полеко В.А., Марченко А.Ф., Зуенко В.В., Войнова И.П.* Анализ тренда петрохимических характеристик четвертичных вулканических пород Камчатского полуострова. — ДАН СССР, 1978, т. 239, № 5, с. 1182—1185.
  54. *Полеко В.А., Войнова И.П., Зуенко В.В.* Анализ тренда петрохимических характеристик четвертичных базитов Курильской островной дуги. — ДАН СССР, 1978, т. 243, № 5, с. 1250—1253.
  55. *Полеко В.А., Зуенко В.В.* Магматические породы, формации и методика их исследования. — В кн.: Магматические формации активных окраин континентов. М.: Наука, 1980. 118 с.
  56. Программные комплексы для целевой обработки информации. Новосибирск, 1977. 164 с.
  57. Распределение редкоземельных элементов в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968, 186 с.
  58. *Ригвуд Д.Х.* Состав базальтовых магм, как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 242—258.
  59. *Рингвуд А.Е., Макгрегор И.Д., Бойд Ф.Р.* Петрологическое строение верхней мантии. — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971, с. 144—149.
  60. *Родионов Д.А.* Функции распределения содержания элементов и минералов в изверженных горных породах. М.: Наука, 1964.
  61. *Розинев М.И., Колесников Д.И.* Магматические формации зон новейшего вулканизма. М.: Недра, 1975. 159 с.
  62. *Ростовская М.Н.* О геологической природе магнитных аномалий Южно-Курильского пролива. — В кн.: Геофизические поля островных дуг Востока Азии. Владивосток, 1979. с. 37—39.
  63. *Ротман В.К.* История вулканизма Центральной Камчатки в позднемеловое и кайнозойское время. Автореф. . . канд. геол. минер. наук Л., 1968. 22 с.
  64. *Ротман В.К.* Палеовулканизм Курило-Камчатского региона. — Автореф. . . доктора геол. минер. наук Л., 1975. 34 с.
  65. *Саидова Х.И.* Распределение фораминифер в донных отложениях Охотского моря. — В кн.: Геологические исследования в дальневосточных морях Тр. Института океанологии АН СССР. 1960, т. 32, с. 96—157.
  66. *Святловский А.Е.* Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М.: Наука, 1967. 218 с.
  67. Сейсмичность Камчатки и области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг в 1969—1972 гг. Федотов С.А., Токарев П.И., Кондратенко А.М., Феофилакт В.Д. — В кн.: Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977, с. 7—13.
  68. *Селиверстов В.А.* Офиолиты Восточной Камчатки. — В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М., 1978, с. 177—239.
  69. *Семакин В.П., Юркевич Н.Е., Якушко Г.Г.* Современные вертикальные движения побережья Сахалина по данным морских уровней наблюдений. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия Азиатской части Тихоокеанского кольца. Южно-Сахалинск, 1975, с. 182—187.
  70. *Сергеев К.Ф.* О тектонической принадлежности и геологической истории Курильской островной дуги. — Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1970, вып. 15, с. 102—116.
  71. *Сергеев К.Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976, 239 с.
  72. *Сергеев К.Ф., Туезов И.К.* Тектоническая схема Курильских островов. — Атлас Сахалинской обл. М.: ГУГК, 1967.
  73. *Снеговский С.С.* Исследования МОВ и тектоника южной части Охотского моря и прилегающей окраины Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1974. 88 с.
  74. *Стрельцов М.И.* К вопросу о закономерностях расположения вулканов Курило-Камчатской дуги. — ДАН СССР, 1974, т. 216, № 6, с. 1372—1375.
  75. *Стрельцов М.И.* Дислокации южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 132 с.
  76. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1976, 366 с.
  77. Строение земной коры района Ключевской группы вулканов, особенности тектоники и вулканизма Балеста С.Т., Иванов Б.В., Утнасин В.К., Аносов Г.И. — В кн.: Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976, с. 7—16.
  78. Структурно-формационная карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1:1 500 000. М., 1972.
  79. *Суворов А.А.* Глубинное строение

- земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1975, 103 с.
80. *Тараканов Р.З.* Стрoение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Верхняя мантия. М., 1972, № 9, с. 215—234.
  81. *Тараканов Р.З., Ким Чун Ун.* Об аномальном наклонном слое, прилегающем к фокальной зоне с Тихоокеанской стороны. — Тр. СахКНИИ, вып. 30. Владивосток, 1975, с. 87—99.
  82. *Тараканов Р.З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р.И.* Стрoение Курильской фокальной зоны. — В кн.: Сейсмическое районирование Курильских островов, Приморья и Приамурья. Владивосток, 1977, с. 6—16.
  83. Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм Л.Л. Леонова, Э.И. Пополитов, О.Н. Волюнец, И.Т. Карсанов, Ю.М. Дубик. — В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М., 1978, с. 157—176.
  84. *Токарев П.И.* О связи вулканической и сейсмической активности в Курило-Камчатской зоне. — Тр. лаб. вулканологии АН СССР, вып. 17, 1959.
  85. *Токарев П.И.* О фокальном слое сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1970, № 3, с. 15—30.
  86. *Токарев П.И.* Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и ее связь с вулканизмом. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974, с. 166—175.
  87. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979, 240 с.
  88. *Федорченко В.И.* Генетические типы четвертичных вулканов Курильских островов и перспективы их сероносности. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 9, с. 100—107.
  89. *Федорченко В.И., Родионова Р.И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975, 138 с.
  90. *Федотов С.А.* Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 4, с. 5—17.
  91. *Федотов С.А.* О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. — Изв. АН СССР, Серия геол., 1976, № 5, с. 25—37.
  92. *Федотов С.А., Фарберов А.И.* Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966, с. 43—48.
  93. *Фролова Т.И., Бурикова И.А., Фролов В.Т., Гуцин А.В.* Особенности базальтового вулканизма Малой Курильской гряды. — Бюлл. МОИП, 1977, № 4, с. 38—50.
  94. *Шеймович В.С., Зубин М.И.* Структура земной коры и петрохимия позднекайнозойских вулканов юга Камчатки. — ДАН АН СССР, 1976, т. 230, № 4, с. 934—937.
  95. *Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И.* Кристаллический фундамент Камчатки: строение и эволюция. — Геотектоника, 1979, № 2, с. 80—93.
  96. *Эрлих Э.Н.* Об эволюции четвертичного вулканизма в зоне Срединного хребта Камчатки. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1960, № 2, с. 77—90.
  97. *Эрлих Э.Н.* О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки. — Геотектоника, 1965, № 1, с. 93—105.
  98. *Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973, 243 с.
  99. *Schilling J.G.* Iceland mantle plume: Geochemical study of Reykjanes Ridge. — Nature, 1973, v. 242, N 5400, p. 565—571.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	4
Глава 1	
Вулканические пояса и зоны на Северо-Западе Тихого океана. . . . .	6
Вулканическая дуга Курильских островов . . . . .	8
Четвертичные вулканические пояса Камчатского полуострова . . . . .	14
Западно-Камчатский вулканический пояс . . . . .	15
Восточно-Камчатский вулканический пояс . . . . .	16
Глава 2	
Петрохимическая классификация вулканических пород . . . . .	20
Глава 3	
Магматические формации и особенности их распространения . . . . .	32
Глава 4	
Площадные вариации химического состава четвертичных вулканических пород . . . . .	40
Профильные диаграммы . . . . .	41
Пространственное распределение вулканических пород . . . . .	53
Карты трендов латеральной изменчивости породообразующих окислов базитов . . . . .	57
Глава 5	
Анализ тренда химического состава четвертичных базитов и природа петрохимической зональности . . . . .	71
Строение сейсмофокальной зоны . . . . .	74
Исходный субстрат магматических расплавов . . . . .	79
Латеральная изменчивость химического состава четвертичных базитов с позиций глубинной петрологии . . . . .	83
Заключение . . . . .	87
Литература . . . . .	90

**ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ  
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСТРОВНЫХ ДУГ  
НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ТИХОГО ОКЕАНА**

*Утверждено к печати  
Институтом тектоники  
и геофизики ДВНЦ АН СССР*

Редактор *Л.М. Бекасова*  
Художник *И.А. Максимова*  
Художественный редактор *М.В. Версоцкая*  
Технический редактор *М.К. Серегина*  
Корректор *Р.Г. Ухина*

Набор осуществлен в издательстве  
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27750

Подписано к печати 10.05.84. Т—09149  
Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Универс. Печать офсетная.  
Усл.печ.л. 6,0. Усл.кр.-отт. 6,2. Уч.-изд.л. 7,0  
Тираж 650 экз. Тип. зак. 1426. Цена 1 р. 10 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В—34, 9-я линия, 12



## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. 1984. 16 л. 2 р. 40 к.

В монографии впервые обобщены и проанализированы многочисленные данные по геохимии карбонатитов. Показаны геохимические особенности последних, охарактеризовано распределение редких элементов в рудно-формационных, фациальных и генетических типах этих пород и установлены факторы формирования их редкоэлементного и изотопного состава. Рассмотрены наиболее важные аспекты проблемы генезиса карбонатитов и разработаны петролого geoхимические модели карбонатитообразования.

Для геологов, геохимиков.

Сандомирский П.А., Белов Н.В. Кристаллохимия смешанных анионных радикалов. 1984. 20 л. 2 р. 30 к.

В книге изложена обобщенная кристаллохимическая концепция радикалов из разносортных амфотерных и кислотных оксокомплексов, широко представленных в минералах, и рассмотрена кристаллохимическая природа их изометрии, связанная морфотропными и полиморфными превращениями и явлением политипии.

Для геологов, минералогов, кристаллографов.

*Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":*

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамима-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

1р. 10 к.

4181