

ПРОИСХОЖДЕНИЕ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ
СЕРИЙ
ОСТРОВНЫХ
ДУГ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ
СЕРИЙ
ОСТРОВНЫХ
ДУГ

18435



МОСКВА „НЕДРА” 1985



Происхождение вулканических серий островных дуг/Т. И. Фролова, И. А. Бурикова, А. В. Гуцин и др.— М.: Недра, 1985, 275 с., ил.

На основании изучения вулканических серий Курильской, Алеутской (Командоры), Малой Антильской и Южно-Сандвичевой островных дуг устанавливаются генетические типы вулканических серий: толеитовые, известково-щелочные (андезитовые) и субщелочные и их место в пространственно-временных координатах соответствующих структур. Определяются термодинамические условия выплавления (обособления) исходных магм островных дуг. Рассматривается потенциальная рудоносность вулканических серий, определяемая условиями их становления. Развивается стройная концепция генезиса островодужного вулканизма на основе современных данных.

Для петрографов, геохимиков и геологов, занимающихся вопросами петрологии магматических пород.

Табл. 37, ил. 45, список лит. — 50 назв.

Авторы:

Т. И. Фролова, И. А. Бурикова, А. В. Гуцин, В. Т. Фролов, В. Л. Сывороткин

Рецензент: *С. М. Кравченко*, доктор геол.-мин. наук (Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, ИМГРЭ АН СССР и МГ СССР)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Одной из важнейших проблем петрологии в настоящее время является познание природы эндогенных процессов, происходящих в зонах перехода от континентов к океанам, а также причин и направленности преобразования земной коры в этих зонах. В последние десятилетия были установлены особенности проявления магматизма океанов, которые в настоящее время мы можем считать изученными настолько, что какие-либо неожиданности, кардинально меняющие наши представления о них, вряд ли возможны. Стало известным, как протекают процессы магматической дифференциации в океанах, к каким результатам они приводят, какой состав имеют исходные или близкие к исходным магмы, по крайней мере с того момента, когда они обособляются и начинают свой путь к поверхности. Это факт чрезвычайной важности, так как ранее, когда петрологами изучался только магматизм континентов, в интерпретации вопросов генезиса всегда оставалась неразрешимая альтернатива: на какой стадии и где приобретаются те или иные свойства магматических пород — в земной коре или в мантии Земли. Изучив результаты великого эксперимента, поставленного самой природой, а именно магматизма океанов, мы получили устойчивый эталон мантийного магматизма, с которым можно сравнивать другие крупные геоструктуры.

Магматизм зон перехода, приуроченный к стыку континентальных и океанических сегментов Земли, принципиально отличающийся как от океанического, так и от магматизма стабильных зон континентов, изучается в последние годы особенно интенсивно. Это и понятно, так как вопрос о природе этих зон, о направленности процессов, идущих в них, является главной составной частью любых современных геотектонических гипотез. Активные зоны перехода и есть те структуры, которые мы можем сопоставлять с геосинклиналями прошлого и, пользуясь принципом актуализма, восстанавливать отдельные периоды истории этих последних. По методу обратной связи изучение древних геосинклиналей, развитие которых можно проследить в течение длительного времени от их заложения до замыкания, позволяет уточнить место временных зон перехода среди других подвижных зон Земли.

Настоящая работа основана на детальном геолого-петрографическом изучении ряда островов Курильской островной дуги; наиболее крупными из них являются Кунашир, Парамушир и Шикотан, а также острова Командорского блока Алеутской дуги — Медный и Беринга. В результате проведенных исследований установлено пространственное и временное распределение различных типов вулканических серий, особенности их состава, зависимость от тектонической обстановки и геодинамического режима. Рассмотрение серий производилось на базе историко-геологического развития перечисленных структур. Изучались в равной степени как четвертичные вулканы,

так и породы их основания. На основании полученных данных обсуждаются вопросы происхождения вулканических серий островных дуг, причем особенное внимание уделяется известково-щелочным сериям; производится сравнение вулканических серий островных дуг с сериями других геоструктур, как океанических, так и континентальных.

Авторы отдают себе отчет, что столь сложная проблема не может пока еще получить окончательное решение и что вопросы, оставшиеся дискуссионными, продолжают преобладать. Они, однако, надеются, что фактический материал, приведенный в данной книге, пополнит сведения об островных дугах, их магматизме и геологии и может быть в дальнейшем использован другими исследователями.

Настоящая работа проводилась Дальневосточным геологическим институтом Дальневосточного научного центра Академии наук СССР и кафедрой петрографии Московского государственного университета. Все химические и количественные спектральные анализы выполнены в лаборатории Киевского государственного университета им. Т. Г. Шевченко под руководством М. И. Толстого, В. Ф. Антоненко, И. М. Остафийчук, а анализы на рубидий и редкие земли — в лаборатории ИМГРЭ. Анализы флюидной фазы вулканитов проводились методом высокотемпературной газовой хроматографии в лаборатории Института земной коры СО АН СССР под руководством Ф. А. Летникова. В процессе работы авторы пользовались консультациями и обсуждали ее отдельные аспекты с А. А. Маракушевым, В. Е. Хаиным, А. М. Борсуком, Ю. С. Геншафтом, С. С. Зиминим, С. М. Кравченко, Ф. А. Летниковым, М. Г. Ломизе, Л. Л. Перчуком, Р. А. Ишбулатовым, Б. Н. Пискуновым, К. А. Ушко, В. И. Федорченко, В. С. Шарфманом, Е. Б. Яковлевой. При выполнении полевых работ большую помощь оказали О. А. Шмидт, И. П. Аверьянов, А. И. Абдурахманов, Ю. М. Дубик, Т. К. Злобин. Всем этим лицам авторы выражают свою искреннюю благодарность.

Особо признательны авторы А. Д. Щеглову, В. Г. Моисеенко, С. А. Щеке и В. Г. Сахно, всемерно способствовавшим осуществлению данной работы.

ВВЕДЕНИЕ

Островные дуги, наиболее активные в магматическом отношении структуры зоны перехода, характеризуются специфическим типом магматизма. Широкое развитие в них известково-щелочных или андезитовых вулканических серий — главных поставщиков средних и кислых пород в поверхностный слой Земли — резко контрастирует с глубоко базитовым магматизмом сопредельного океана.

Происхождение известково-щелочных серий — сложная и дискуссионная проблема современной петрологии — уже давно привлекает умы исследователей, а в последние годы интерес к ней возрос. В результате проведенных исследований как в нашей стране (В. В. Белоусов, Ю. М. Шейнманн, О. Н. Вольнец, Г. С. Горшков, А. А. Маракушев, С. А. Федотов, Ю. С. Геншафт, В. Ф. Белый, И. Д. Рябчиков, В. А. Жариков, Р. А. Ишбулатов, Е. К. Мархинин, А. А. Кадик, В. И. Федорченко, Б. Н. Пискунов, М. Г. Ломизе, С. А. Шека, И. Н. Говоров, В. Г. Сахно и др.), так и за рубежом (А. Рингвуд, Д. Грин, Т. Грин, А. Миаширо, Д. Вилкинсон, Х. Куно, Е. Осборн, С. Тейлор, А. Пальдерваарт, Г. Иодер, Ц. Тилли, Д. Гилл и др.) выявлены особенности тектонического положения, геодинамического режима, проявления и вещественного состава вулканитов известково-щелочных серий. Установлена чрезвычайно высокая энергоемкость процессов образования известково-щелочных магм, которая достигается только в наиболее активных структурах Земли (островных дугах, активных окраинах и орогенных вулканических поясах континентов и в геосинклиналиях прошлого).

Однако, несмотря на достигнутые успехи, в проблеме происхождения известково-щелочных серий остаются нерешенными ряд вопросов: 1) уровень земной оболочки и субстрат, где зарождаются исходные известково-щелочные магмы, 2) состав исходных магм, их взаимоотношение с толеитовыми и субщелочными магмами, с которыми они тесно связаны пространственно, 3) механизм эволюции, приводящий к образованию больших объемов средних и кислых пород при резком замедлении темпа роста железистости, 4) характер связи с зонами Заварицкого-Беньофа.

Множество ответов на поставленные вопросы и соответственно гипотез происхождения средних и кислых пород само по себе говорит о недостатке фактического материала для решения этой проблемы. Все эти гипотезы могут быть разделены на две группы: одна из них предполагает полностью или частично коровое происхождение известково-щелочных серий с большими объемами средних и кислых пород, вторая — мантийное. Первая группа включает целый ряд гипотез, различающихся способом вовлечения материала коры в магмообразование. Вероятно, это может быть многоступенчатое превращение субдуцированной океанической земной коры в зонах Беньофа с фазовым переходом ее в кварцевый эклогит, частичным его плавлением и взаимодействием с веществом мантии [24], или парциаль-

ное плавление глубоких горизонтов земной коры, преимущественно амфиболитов [6, 22 и др.]. К этой же группе относятся гипотезы, предполагающие частичное вхождение материала коры в магмы известково-щелочных серий: контаминация базальтовой магмы сиалической корой, согласно И. Кармайклу (1964 г.), И. Николлсу (1971 г.), В. Вилькинсону (1966 г.), ассимиляция высокоглиноземистых океанических (пелитовых) осадков толентовой магмой [25], магматическое замещение материала континентальной коры базальтовой магмой, по А. А. Маракушеву и др. (1977 г.).

Гипотезы второй группы, предполагающие мантийное происхождение известково-щелочных серий, могут быть разделены на гипотезы непосредственного плавления ультраосновного материала мантии и на гипотезы дифференциации базальтовых магм, выплавленных из мантии в специфических условиях, среди которых главную роль играют состав и режим флюидов. Наиболее обоснованные гипотезы непосредственного плавления выдвигались И. Куширо (1968, 1972 гг.), указывавшим на определяющую роль давления воды. Различные варианты гипотез образования известково-щелочных серий за счет базальтовых магм мантийного происхождения известны со времен Н. Боуэна (1928 г.), а затем последовательно развивались Д. Кеннеди (1955 г.), Х. Куно (1978 г.) и Е. Осборном (1959, 1962, 1969 гг.). Последний обратил внимание на роль давления кислорода при кристаллизации базальтовых магм, а И. Р. Холлоуэй и К. В. Бернем (1972 г.) придавали большое значение давлению воды и соответственно фракционированию амфибола в этом процессе. В. А. Жариков и Р. А. Ишбулатов (1978 г.) предполагали образование известково-щелочных магм в мантии в результате выноса части щелочей потоками мантийных флюидов. Б. В. Иванов, А. А. Кадик и др. (1981 г.) считали происхождение андезитов полигенетичным.

Становится очевидным, что проблема происхождения больших объемов средних и кислых пород, связанных с известково-щелочными сериями, может быть решена только комплексно, при синтезе всех геологических и петрологических данных, полученных при детальном изучении тех структур, где они развиты. Одними из таких структур являются островные дуги.

Основная цель настоящей монографии — выделение, типизация и выяснение генезиса вулканических серий островных дуг — имеет не только петрологическое значение, но и направлена на понимание характера взаимодействия таких разнотипных сегментов земной коры, как континенты и океаны, способствуя решению проблемы происхождения океанов, определяя современный режим литосферы и пути прогнозирования полезных ископаемых в зоне перехода. Эта цель не может быть достигнута с помощью какого-то одного, например только петрологического, метода. В условиях фрагментарности выходов геологических образований на островных дугах даже установление всех петрографических типов, входящих в ту или иную ассоциацию вулканитов, нередко требует изучения наслоенных пород, в обломочном материале которых удастся найти недостающие звенья, отсутствующие в разрезе. Таким образом, петрогенетические исследования тесно связаны с литогенетическими. На стадиях формацион-

ного анализа и историко-геологической интерпретации, а также при расшифровке геодинамического режима, определяющего рамки термодинамических условий генерации магмы и ее продвижение на поверхность литосферы, петрологические выводы комплексированы с палеовулканологическими и другими палеогеографическими и палеотектоническими реконструкциями, а также с геофизическими методами.

Максимальная комплексность исследований — главный принцип, которым мы стремились руководствоваться при выполнении данной работы. Поскольку регионально-стратиграфическое расчленение в большинстве изученных регионов находится в стадии разработки, мы вынуждены были проводить исследования, включающие описание и расчленение разрезов, их корреляцию и выделение регионально-стратиграфических единиц, согласно принципам, разработанным в 1974 г. Г. П. Леоновым и другими советскими геологами. Разработка региональной стратиграфической шкалы считается одной из важных задач, поскольку свиты, т. е. комплексы слоев, отвечающие самостоятельным этапам геологического развития региона, — основа их формационного расчленения.

Следующий этап, формационный анализ — совокупность петролитогенетических исследований и палеогеографических (палеовулканологических) реконструкций, позволяющих определить генетические типы вулканических и осадочных образований и геологическую обстановку их образования. Понимая геологическую формацию генетически (а магматическая формация является частным случаем геологической), мы определяем ее как историко-геологическую, точнее — историко-генетическую общность парагенетических ассоциаций генетических типов (отложений, фаций, магматических пород), отвечающую устойчиво существовавшей в пределах того или иного региона геологической обстановке. Последняя, в свою очередь, определяется сочетанием эндогенных и экзогенных условий. Таким образом выделяются формации (формационные типы), к которым следует относить ту или иную «конкретную формацию» — свиту или магматический (вулканический) комплекс.

Петро-литогенетические исследования включают: петрографическое изучение горных пород; выделение петро- и литотипов, т. е. пород, обладающих типичным устойчивым сочетанием признаков — состава, структур и текстур, формы тела, геохимического типа и парагенетическим родством с другими породами и типами; выделение парагенетических ассоциаций петро- и литотипов и их изучение; установление распределения их на площади и в разрезе и степени тяготения к той или иной фации конкретной формации (комплекса); отношение петро- и литотипов по комплексу собственных петрографических признаков, парагенетическим связям и фациальной приуроченности к определенным генетическим типам вулканических и осадочных образований.

Геологическая обстановка формирования той или иной конкретной формации (свиты, вулканического комплекса) определялась на основании вышеперечисленных исследований и фациального анализа. Из-за небольшой площади островов и фрагментарности выходов

последний использовался ограниченно, что, естественно, делало несколько незавершенным и регионально-стратиграфическое расчленение, так как не могла быть определена выдержанность регионально-стратиграфических единиц на всей или большей площади региона. В связи с этим повышались требования к петро-литогенетическому и формационному анализу, которые по методу обратной связи помогали выбрать геологические границы, отвечающие важным переломным моментам истории и существенной смене обстановок.

В работе использовалась классификация генетических типов пород. Часть ее, касающаяся наиболее широко распространенных вулканических образований базальтового состава, приведена в учебнике МГУ «Петрография», т. I (1976 г.), а классификация морских отложений опубликована В. Т. Фроловым в 1984 г.

Результаты формационного анализа и петрографического изучения вулканических образований позволяют выделить серии вулканических пород, которые непосредственно являются предметом нашего исследования.

Вулканические серии представляют собой ряды горных пород, связанные не только пространственно-временной близостью, но и общностью происхождения из единой родоначальной магмы в результате ее эволюции под влиянием разнообразных процессов петрогенезиса (дифференциации различного типа — магматической, кристаллизационной, флюидной, взаимодействия с вмещающими породами и т. д.), т. е. являются генетическими. Таким образом, если выделение комплексов (формаций) производится главным образом геологическими методами, то выделение серий нуждается в большом объеме петрологического исследования.

Фактический материал по вулканическим породам островных дуг разнороден. Детально исследован ряд современных вулканов, продукты которых заведомо относятся к единой серии (вулканы Тятя, Эбеко, Алайд и др.). При изучении мезозойских, палеогеновых и неогеновых вулканических пород среди последних были выделены вулканические комплексы (конкретные формации) и исследования вулканитов этих комплексов отнесены к одной или нескольким генетическим сериям. Фактический материал по петрологическому составу серий использован во второй части работы, где интерпретируется их генезис.

Часть I

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ ОСТРОВНЫХ ДУГ И ИХ ФОРМИРОВАНИЕ

ВНЕШНИЙ ХРЕБЕТ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (МАЛАЯ КУРИЛЬСКАЯ ГРЯДА)

Малая Курильская гряда образует внешнюю антиклинальную структуру в системе Курильской островной дуги (рис. 1). Она представлена островами Шикотан, Полонского, Зеленый, Юри, Танфильева, Анучина (рис. 2) и продолжается подводным хребтом Витязь вдоль западного борта Курильского глубоководного желоба, а в направлении на юго-восток переходит в структуры п-ова Немуро (о-в Хоккайдо). В настоящее время внешняя гряда вместе с сопредельными территориями испытывает общее поднятие со средней скоростью 2 мм/год [10].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ

Экспонированный над уровнем моря разрез начинается с верхнего мела. Вулканогенные образования четко стратифицированы и подчинены осадочным толщам. Залегание пород моноклинальное, с пологим (5—20°) наклоном слоев в сторону Тихого океана. Они разбиты продольными разрывными нарушениями типа сбросов, которые прослеживаются уступами в рельефе и на юго-восточном склоне хр. Витязь. Многочисленны и поперечные разрывы типа сбросо-сдвигов. Последовательность напластования слоев все еще трактуется противоречиво [5, 26]. В целом известные образования подразделяются нами на три комплекса, разделенных несогласиями. Наиболее древним является отрадненский комплекс ($K_2^?$ отг), представленный только субвулканическими образованиями. На нем несогласно залегает верхнемеловой комплекс, объединяющий три свиты: крабозаводскую ($K_2st-cpkr$), хромовскую (K_2cpchr) и малокурильскую (K_2mmk). Выше несогласно залегает зеленовская свита ($N_1^{1-2?}$). Наслоенные морские среднемиоцен-четвертичные отложения подводного склона островов Малой Курильской гряды (N_1^2-Q) не получили еще регионально-стратиграфического расчленения (рис. 3).

Отрадненский комплекс ($K_2^?$ отг) обнажается в устье бухты Отрадной на северо-западной стороне о-ва Шикотан (см. рис. 2) и представлен массивом (до 1 км в диаметре) субвулканических андезитобазальтов, прорванных дайками базальтов (мощностью до 15 м). Ранее эти образования рассматривались в составе матакотанской свиты [5], что неправильно, так как отложения свиты становятся чрезвычайно неоднородными, объединяющими совсем разные и самостоятельные этапы развития региона.

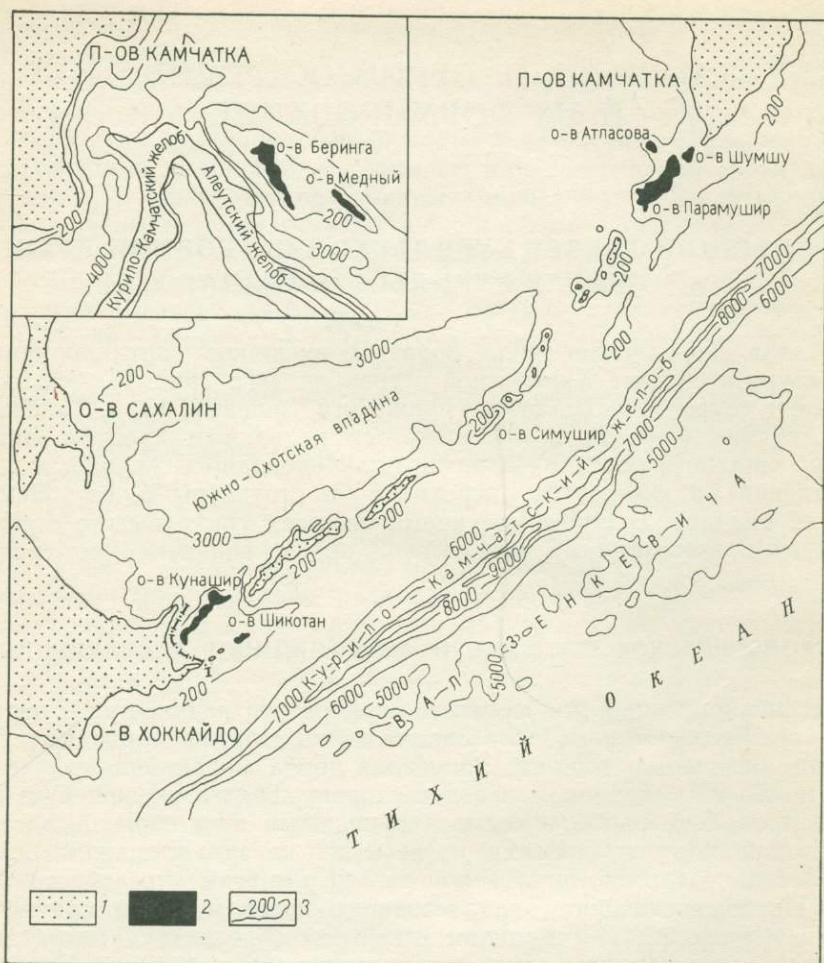


Рис. 1. Схематическая карта островных дуг
 1 — островная суша; 2 — район исследований; 3 — изобаты (в м)

Суперкрупные образования, которые несомненно прорывались субвулканическими андезито-базальтами, остаются ниже уровня моря. Вероятно, раньше часть их рельефно выступала на дне моря, поскольку залегающие выше шаровые базальты прислонены к ним. Следующая за базальтами хромовая свита залегает с размывом на породах отрадненского комплекса (см. рис. 2 и 3). Этим и определяется возраст комплекса как дохромовский, т. е. докампанский, а если считать крабовозаводскую свиту сантонской, то, возможно, отрадненский комплекс и досантонский. Судя по структуре массива, он имел кровлю мощностью, вероятно, не менее сотни метров. Для ее денудации требовалось время. Кроме того, конгломераты хромовой свиты срезают часть массива, и обильные его фрагменты в виде

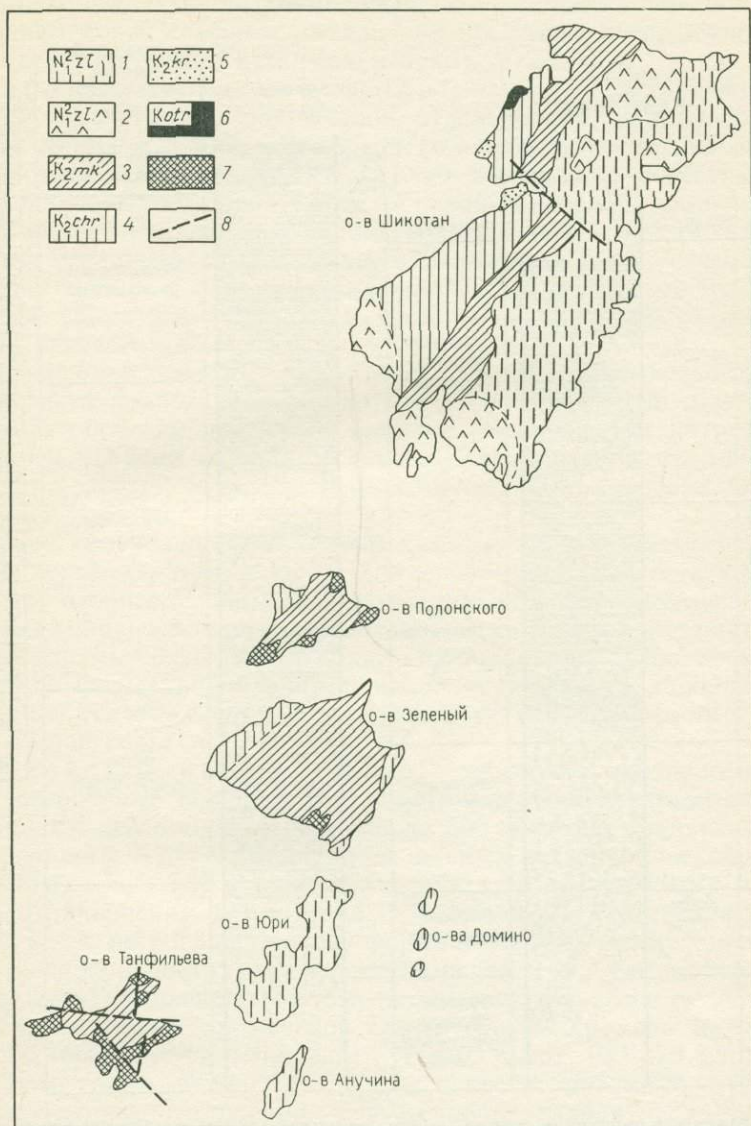


Рис. 2. Схематическая геологическая карта островов Малой Курильской гряды
 1—2—зеленовская свита (1—лавы, пирро- и экзокластические брекчи базальтового и андезито-базальтового состава, 2—субвулканические и интрузивные образования); 3—малокурильская свита (терригенно-кремнистый флиш); 4—хромовая свита (конгломераты, брекчи и песчаники базальтового и андезито-базальтового состава); 5—крабовозводская свита (подушечные и шаровые базальты); 6—субвулканические андезито-базальты отрядненского комплекса; 7—трахибазальтовые и трахидолеритовые силлы в малокурильском флише; 8—тектонические разрывы

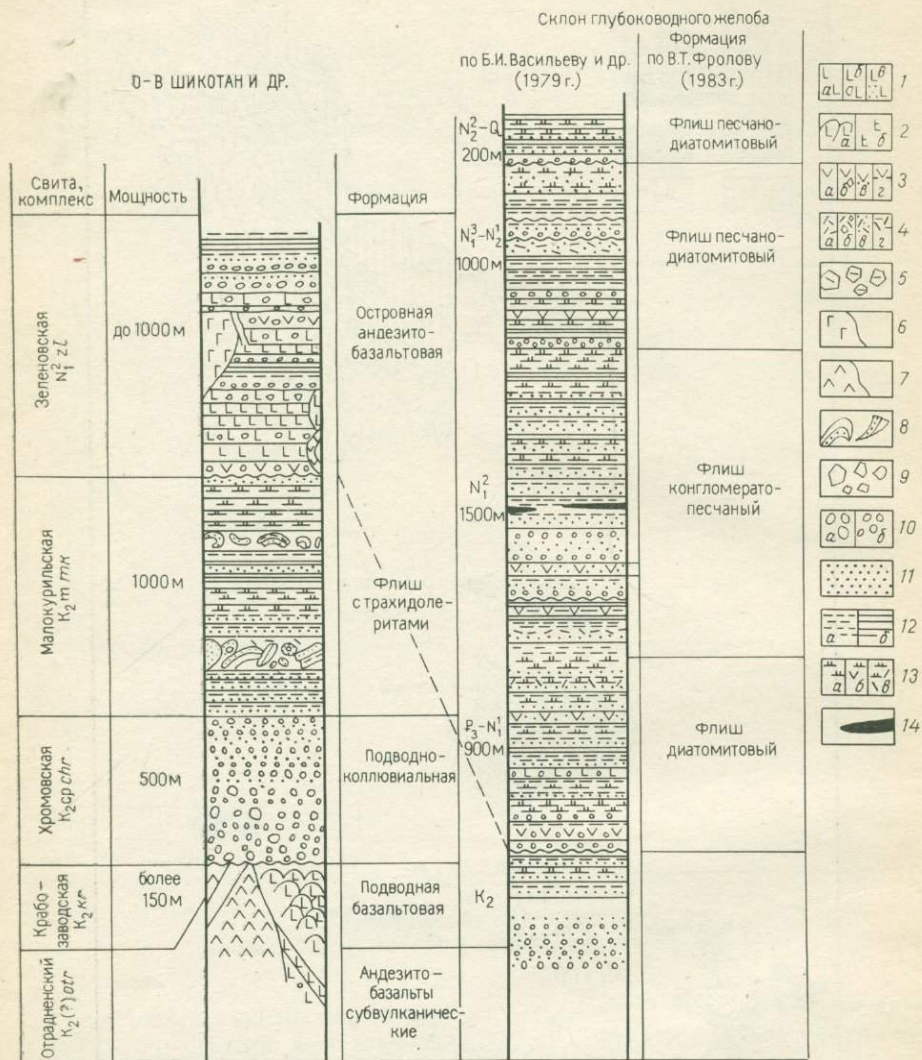


Рис. 3. Малая Курильская гряда и приостровной склон глубоководного желоба
 1 — базальты (а), их грубые туфы (б) и песчаные (в); 2 — базальты шаровые (а) и силлы трахитобазальтов (б); 3 — андезиты (а) и их туфы грубые (б), песчаные (в) и пелитовые (г); 4 — дациты и риолиты (а) и их туфы грубые (б), песчаные (в) и пелитовые (г); 5 — пемзы; 6 — габброиды; 7 — андезитобазальты и андезиты субвулканические; 8 — олистостромы; 9 — брекчи и дресвяники; 10 — конгломераты (конгломерато-брекчи — а, гравелиты — б); 11 — песчаники; 12 — алевролиты (а), глины (б); 13 — диатомиты (а), туфодиатомиты среднего (б) и кислого (в) состава; 14 — линзы углей

валунов, галек и песка образуют нижнюю часть этой свиты. Условно комплекс считается позднемеловым.

Позднемеловой комплекс объединяет три свиты, которые залегают друг на друге согласно с четкими и резкими границами.

Крабовозводская свита ($K_{2st}?$ —*срkr*) представлена однородными базальтами с подушечной отдельностью, обнажающимися на мысе Анама и в бухте Крабовой (о-в Шикотан) только верхней своей частью (150 м). Ранее [5, 26] они включались в состав матакотанской свиты, которая, таким образом, оказалась резко разнородной. Формационная и историко-геологическая самостоятельность базальтов заставляет выделять их в отдельную свиту, отвечающую этапу растяжений и подводных излияний базальтовой магмы. Перекрывается свита конгломератами хромовской свиты по резкой границе без углового несогласия.

При внешнем сходстве конгломератов и конгломерато-брекчий верхней части крабовозводской свиты с хромовскими они отличаются более полимиктовым составом обломков, включающим интрузивные основные и средние породы, силициты, аргиллиты, местный гнало- и лавокластитовый, а также седиментокластовый материал, и являются подчиненными.

Возраст свиты определяется по кампанскому возрасту перекрывающих конгломератов и по позднемеловому облику остатков иноцерамов и глобигерин из межшаровых заполнений. Время излияния базальтов условно датируется сантоном — кампаном. Формационная принадлежность свиты несомненна: это подводная слабо дифференцированная формация базальтов, накапливавшаяся в довольно глубоководных условиях вблизи островного уступа при режиме растяжений земной коры.

Хромовская свита ($K_{2ср}$ *chr*) — довольно однородные циклично построенные конгломераты, конгломерато-брекчии, гравелито-дресвяники и песчаники мощностью до 500 м, резко сменяющие шаровые базальты и перекрывающиеся флишем малокурульской свиты. В прежних схемах [5] конгломераты вместе с подушечными базальтами и отраденским комплексом составляли матакотанскую свиту, которая из-за петрографической, формационной и историко-геологической неоднородности расчленена нами на три самостоятельных региональных комплекса. Поэтому конгломератовую часть мы выделяем под названием хромовской свиты (бухта Хромова на северо-восточном берегу о-ва Шикотан). Преобладают (60—70 %) грубообломочные, часто неслоистые породы и несортированные, мусорные обвально-осыпные отложения. Сгруженность слабая. Заполнитель обильный, песчано-гравийный. Мощность пластов 0,5—5 м, реже 10—15 м. В верхней части заметно градационное уменьшение зерна, что указывает на достаточно глубоководные условия отложения. Постепенный переход грубообломочных слоев в песчано-гравийные, нередко тонкослоистые, сближает отложения с турбидитовыми и позволяет относить многие из них к отложениям грязекаменных, зерновых или песчаных потоков, а весь парагенезис определять как присклонный и коллювиальный. Преобладают обломки базальтов (60—75 %) и андезито-базальтов, иногда красно-бурого цвета. Весь

комплекс вулканитов и характер свиты весьма сходен с зеленовской свитой миоцена, что нередко давало повод к их объединению [26]. Однако помимо их различного геологического положения, свиты различаются и составом: зеленовская — существенно вулканическая, а хромовская — авулканическая, состоящая целиком из продуктов экзогенного перемива пород вулканического хребта, сложенного породами базальт-андезито-базальтовой формации.

Мощность элементарных циклитов варьирует от 0,4 до 10—15 м, реже до 20—30 м. Они слагают пачки—мезоциклиты (10—50 м), в основании которых преобладают грубые накопления, а верхи — более тонкие. В целом заметно общее уменьшение зерна и грубообломочности отложений снизу вверх по разрезу, и вблизи кровли встречаются не только растительные остатки, но и раковины иноцерамов и других морских организмов, позволяющие определить позднемеловой кампанский возраст свиты [5].

Отсутствие косой слоистости, четкая стратификация, ясные признаки градационности несомненно указывают на достаточно глубоководные условия накопления. Мы относим хромовскую свиту к подводной коллювиальной вулканитовой формации, формировавшейся на склоне вулканического хребта, возможно, в значительной мере синхронно с вулканической деятельностью.

Малокурильская свита (K_2pmk) — средне- и тонкоциклитовый, терригенно-вулканитовый кремниевый флиш с мощными (до 100 м) олистостромами, с силлами трахибазальтов, особенно многочисленными на о-ве Танфильева и на п-ове Немуро (о-в Хоккайдо). Характер свиты выдержанный. На о-ве Шикотан ее отложения слагают его среднюю, наиболее пониженную часть, согласно залегая на более грубых, но в верхней части весьма сходных отложений хромовской свиты, и с небольшим ($5-10^\circ$) угловым несогласием и большим (палеоген) перерывом перекрываются эффузивно-осадочной, в основном субаэральной зеленовской свитой нижнего (?) — среднего миоцена.

Песчаники (50—70 %) — полимиктовые, в основном вулканитовые и седиментито-вулканитовые, серые с зеленым оттенком, сложенные обломками основных и средних эффузивов, многие из которых происходят с того же вулканического хребта, который поставлял материал и для хромовской свиты. Обломки песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин имеют подчиненное значение. Единично встречаются метаморфические сланцы, гнейсы, кварциты, амфиболиты, метапесчаники и метаэффузивы. Мощности песчаных пластов 10—15 м, но встречаются и мощные (до 5—10 м). Чаще всего они градационны от подошвы или только в верхней части, содержат уплощенные фрагменты песчано-алеврито-глинистых элементов циклитов, прихотливо изогнутых или разорванных. Цемент песчаников глинистый, известковый или кремниевый, нередко обильный. Крепость средняя и высокая. На подошве — язычковые механоглифы — слепки борозд размыва струями течений, а также биоглифы — ходы илоедов и др.

Гравелито-дресвяники (10—15 %) сходны с грубыми песчаниками, плохо сортированы. Конгломераты и конгломерато-брекчии (3—5 %) сходны с гравелито-дресвяниками, чаще они мелкогалечные, с еди-

ничными крупными гальками и валунами. Алевролиты (10—15 %) сильно глинистые, темно-серые, залегают обычно в верхней части циклитов. Глины (3—5 %), часто аргиллитоподобные, залегают в кровле флишевых циклитов прослойками от 1—2 мм до 10—15 см, полимиктовые, гидрослюдисто-хлоритовые, с редкими фораминиферами. Нередко они перекрываются сверху опоковидными или фарфоровидными силицитами (3—5 %) опал-халцедонового состава, с радиоляриями, сильно засоренными алевролитовой и карбонатной примесью. В них или в их подошве развиты биотурбидиты или ихнитолиты. Вещество этих прослоев нередко стянуто в эллипсоидальные или линзовидные кремневые или карбонатные конкреции (1—30 см).

Олистостромовые горизонты (0,5—100 м), составляющие до 5—10 % свиты, встречаются через 20—200 м в разрезе и представляют собой линзы без слоистости, сортировки и стратификации. Олистолиды достигают размера 20—30 м. Это фрагменты — блоки той же формации, нередко мощные (до 15—20 м) песчаники, иногда изогнутые в складку. Встречаются и экзотические обломки, и окатанные валуны и гальки габброидов и других интрузивных основных пород, базальтов, андезито-базальтов, в основном происходящие из хромовской свиты, материал которой начал переоткладываться. Выклинивание некоторых олистолитов на запад (бухта Цунами) свидетельствует о восточном источнике сноса и расположения суши к востоку от современного положения о-ва Шикотан.

Туфы кислого состава (1—2 %) выделяются своим белым и светло-серым цветом. Прослой их тонкие (1—30 см), слабо градационные, структура витрокластическая и кристалловитрокластическая мелко-тонкопесчаная и алевритовая. Стекло глинизировано или превращено в кремневую массу с цеолитами. Источник их, очевидно, лежит за пределами Малой гряды. Возраст малокурильской свиты по иноцерамам определяется как кампан-маастрихтский.

Формационный тип — песчаный флиш с кремневой тенденцией. Основными формациеобразующими генетическими типами являются турбидиты, отложения песчаных потоков, включая и флюксотурбидиты, и олистостромы. Распространены кремневые и карбонатные планктогенные отложения и отложения донных течений типа контуритов. Определенную роль играют нептунические песчаные и дресвяные дайки и силлы. С флишем совмещены силлы трахибазальтов. Верхняя часть свиты не вскрыта из-под несогласно срезающей зеленовской свиты. Обнаженная часть оценивается в 1000 м.

Зеленовская свита ($N_1^{1-2}zl$) — сложно построенная, фациально изменчивая пирокластическая толща базальтов и андезито-базальтов, их туфов и экзогенных продуктов перемыва (см. рис. 3), а также тесно связанных с ними силлов, даек и более крупных субвулканических тел — гипабиссальных габброидов, долеритов. Многочисленны и экзогенные, нептунические песчаные, дресвяные и брекчиевые дайки и силлы мощностью до 3—5 м. Сохраняются первичные, нередко значительные (до 10—20°) наклоны лавовых потоков и туфов. Общий же, региональный наклон слоев свиты на юго-восток в среднем около 5°. Угловое несогласие в основании свиты 5—10°.

Свита сверху не фиксирована в разрезе. На о-ве Шикотан от размыва сохранилась нижняя ее часть, около 400 м мощностью. Она слагает юго-восточную зону острова с рельефом, обусловленным выходами отпрепарированных интрузивных массивов Шикотан и Брусилова, а также силлов и даек гор Нотори, Томари и др. На юго-восточной стороне острова полигенерационные серии даек, падающие на северо-запад под углом $50-60^\circ$, принимались за наслоенные образования и выделялись как самостоятельный дмитровский комплекс [26]. По условиям залегания и петрографическому сходству все они отнесены к зеленовской свите [33].

Эффузивы — преимущественно лавовые брекчии, реже потоки, составляют до 20—30 % свиты и представлены базальтами и андезито-базальтами часто с красно-бурым оттенком, указывающим на субаэральность части извержений.

Туфы (30—40 %) преимущественно грубые, брекчиевые, моновулканитовые, реже смешанные, относящиеся к шлаковым конусам и тефровым, а также резургентным накоплениям. Неслоистые в отдельных пластах (0,5—10 м) толщи туфов имеют грубую слоистость, обозначенную уменьшением размера зерен в кровле пластов и нередко перемытостью их. Сортировка и окатанность в туфах отсутствуют.

Экзогенные осадочные породы (20—30 %) в основном грубообломочные — обвально-осыпные, наземные и прибрежно-морские, и пролювиальные, или лахаровые, в меньшей мере — песчаные, прибойные и отложения прибрежных течений с характерной косой слоистостью. Обломочный материал местный вулканический. Встречаются также диориты, габбро, габбро-диабазы, горблендиты, аргиллиты, обломки древесины и листья растений, двустворки и кораллы [2]. Последние позволяют считать возраст свиты ранне-(?) среднемиоценовым.

Вследствие наращивания разреза свиты на юго-восточных островах (Зеленый, Юри и Ануцина) и на подводном склоне Малой гряды ее мощность может быть оценена в 700—800, до 1000 м.

По генетическому составу образований свита весьма пестра: помимо наслоенных, эффузивных и осадочных, она включает интрузивные гиабиссальные тела — мелкие массивы, дайки и силлы, сходные по составу с эффузивами, внедрявшиеся неоднократно в ходе накопления потоков и осадочных слоев, т. е. сингенетичные им. Многофазные массивы габброидов Шикотан и Брусилова формировались в завершающую фазу проявления вулканизма, поскольку они метаморфизуют не только флиш верхнего мела, но и породы самой зеленовской свиты. Туфы в основном субаэральные и отчасти морские. Осадочные породы как континентальные, так и мелководно-морские. По суперкрупным образованиям это вулканогенно-осадочная островная андезито-базальтовая формация. Учитывая участие (10—15 %) гиабиссальных субвулканических тел, формация вулканоплутоническая.

Среднемиоценово-четвертичные отложения (N_1^2-Q) развиты в основном на подводных склонах островов, и только на высоких террасах о-ва Шикотан сохранились маломощ-

12435

ные плейстоценовые морские отложения. На основании находок диатомей, силикофлагеллят, пеллеципод, спор, пыльцы и других форм выделяются не только возрастные аналоги зеленовской свиты (ранний—средний миоцен, возможно, и поздний олигоцен), но и поздний миоцен—ранний плиоцен и поздний плиоцен—плейстоцен (см. рис. 3). Литологически все эти единицы разреза сходны. Преобладают тонко- и среднециклитовые песчаники, алевролиты, глины, диатомиты, часты конгломераты, туфы разного состава, единично встречаются потоки базальтов и других эффузивов. Некоторые песчаники содержат линзочки бурого угля, что позволяет относить их к терригенно-планктоногенному песчано-диатомитовому флишу, формирование которого продолжается и в современной геологической обстановке. Формационное лицо определяется турбидитами и другими типами отложений спазматических потоков и планктоногенными диатомитами. Более грубый их состав в основании разреза по сравнению с плиоцен-четвертичными, видимо, является отражением постепенного погружения как Южно-Курильской синклинали, так и внешнего склона Курил, включая Внешнюю синклираль и фронтальную антиклиналь [2]. Этот процесс продолжается и в настоящее время. Он происходил и происходит сопряженно с поднятием Малокурильской антиклинали, на западное крыло которой наложился позднекайнозойский—антропогенный прогиб—восточная часть Южно-Курильской синклинали.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Одна из главных особенностей магматизма Малой гряды—преобладание пород основного состава при отсутствии образований более высокой кремнекислотности. Все комплексы представлены породами базитового состава нормальной щелочности и субщелочными.

Крабовозаводский комплекс шаровых базальтов соответствует объему крабовозаводской свиты (см. рис. 3). Он представлен серией потоков различной мощности, сложенных однородными базальтами с шаровой или подушечной отдельностью, и секущих даек базальтов.

В основании комплекса (бухта Крабовая) это мощные потоки до 20—40 м. Подушки имеют эллипсоидальную форму диаметром от 0,5 до 1—2 м, иногда до 10 м. Базальты массивные, с поверхности стекловатые. Межшаровое пространство составляет не более 10—15%, по типу—это поровый и пленочный цемент обычно полиминерального состава: преобладают кальцитовый и кремневый, яшмовый цемент, обычны здесь гейландит, анальцит, апофиллит. Шары и подушки однородны, без ясно выраженного зонального строения. Лишь в их центральной части иногда несколько асимметрично по отношению к центру развиты миндалины (до 15—20 см), выполненные вторичными минералами: кальцитом, халцедоном, хлоритом, апофиллитом, цеолитом и др. В подушках, а также и в межшаровом пространстве нередки обломки (до 0,5 м) пелитоморфных и перекристаллизованных известняков, зеленых, желтых и красных яшм, часто слоистых с радиоляриями и пелагическими фораминиферами, гялокластолитов и витрокластических туфов, а также песча-

ников. Пелагическая фауна свидетельствует о достаточно глубоководных условиях излияния базальтов.

В верхней части комплекса базальты существенно отличаются от нижних. Они слагают потоки небольшой мощности с четкой шаровой отдельностью. Шары имеют правильную округлую форму и зональное строение. Их центральные массивные части сменяются сначала миндалекаменными базальтами с мелкими округлыми порами, а в краевых частях шаров — крупнопористыми разностями с миндалинами, ориентированными перпендикулярно поверхности шара. Цементирующая масса гиалокластитовая, интенсивно хлоритизирована и гематитизирована. Шары имеют бурую окраску. Подобная неоднородность строения толщи подушечных лав, видимо, тесно связана с вязкостью базальтовых магм, которая увеличивалась в верхней части комплекса, очевидно, за счет интенсивного отделения летучих компонентов. Об этом также говорит широкое развитие в этих базальтах миндалекаменных текстур.

Базальты крабозаводского комплекса относятся к порфировому, реже афировому типу с объемом вкрапленников 25—30% в центральной части подушек до 10—12% — в краевой. Характерен оливин-клинопироксен-плаггиоклазовый парагенезис. Во вкрапленниках преобладают плаггиоклазы (80%), обычно деанортитизированные с образованием вторичных агрегатов эпидота, альбита, серицита, в меньшей степени альбитизированные, иногда замещенные цеолитами и анальцимом. Плаггиоклазы часто обладают зональным строением с концентрическим расположением измененных включений стекла. Вкрапленники авгита составляют около 20%. Редко встречаются единичные зерна оливина (до 0,1 мм), частично замещенные хлоритом.

Основная масса сложена вулканическим стеклом (~40%), микролитами деанортитизированного или альбитизированного плаггиоклаза, зернами пироксена, магнетита, преобразованными в агрегат вторичных минералов хлорита, идингсита, карбоната, цеолита, эпидота и др. Структура гиалопилитовая, микролитовая.

Кристаллизация шаровых базальтов происходила в два этапа. Часть вкрапленников, видимо, выделилась еще на интрателлурическом этапе, а основная часть породы застывала на поверхности с образованием значительного объема стекла. Слаборпорфировый облик шаровых базальтов, резкое преобладание плаггиоклаза (~80%) и его ранняя кристаллизация, поздняя кристаллизация титаномагнетита в основной массе, а также низкая степень эксплозивности говорят о невысоком содержании летучих компонентов в исходном расплаве и низкой степени их окисленности в начальный период кристаллизации базальтов.

Базальты пересыщены кремнеземом и по содержанию щелочей относятся к калиево-натриевому типу ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=2,5\div 3$), (рис. 4, табл. 1). Главные особенности химического состава заключаются в стабильно повышенных значениях глинозема, суммарного железа (рис. 5) и кальция и сравнительно низких титана и магния (рис. 6).

Общий уровень содержания микроэлементов довольно низкий (табл. 2) по сравнению с толеитовыми базальтами островных дуг

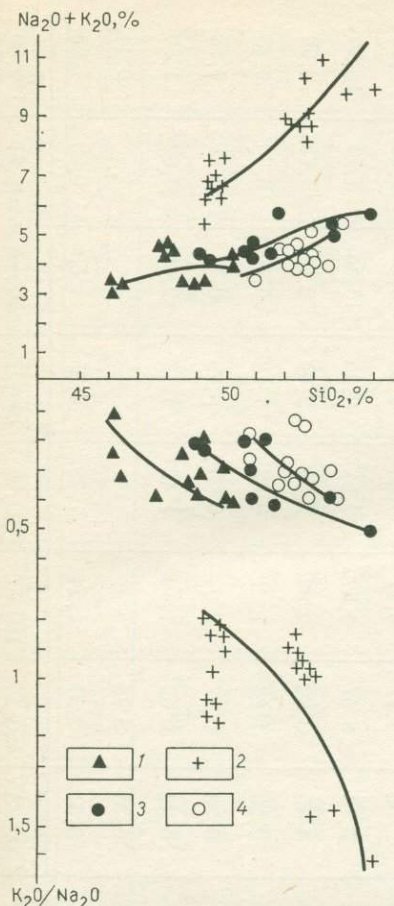


Рис. 5. Соотношение содержания окиси магния и суммарного железа в породах вулканических комплексов Малой Курильской гряды

1 — субвулканические андезито-базальты отрадненского комплекса; 2 — шаровые базальты крабовозводского комплекса; 3 — трахибазальтовые силлы малокурильского комплекса; 4 — базальтовые лавы зеленого комплекса; 5 — базальтовые и андезито-базальтовые лавы и пластовые тела ноторо-томаринского комплекса

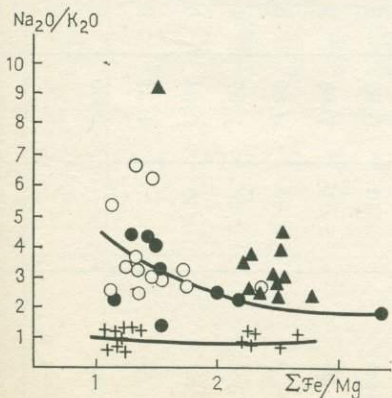
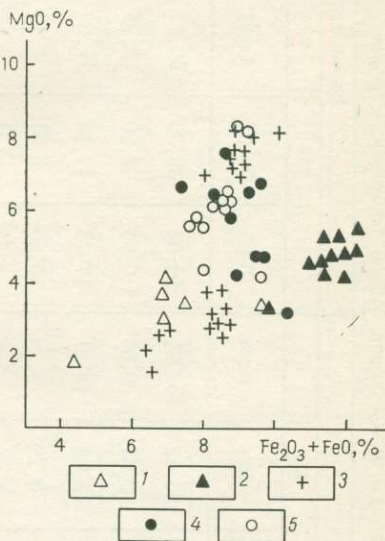


Рис. 6. Зависимость отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и $\Sigma \text{FeO}/\text{MgO}$ в породах вулканических комплексов Малой Курильской гряды. Условные обозначения см. рис. 4

Рис. 4. Зависимость содержания щелочей и отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ к кремнезему в породах вулканических комплексов Малой Курильской гряды

1 — шаровые базальты крабовозводского комплекса; 2 — трахибазальтовые силлы малокурильского комплекса; 3 — базальтовые лавы зеленого комплекса; 4 — базальтовые и андезито-базальтовые лавы и пластовые тела ноторо-томаринского комплекса



Химический состав магматических пород Малой Курильской гряды

Окислы	Отраденский комплекс						Крабозаводский комплекс					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Ку-34	Б-468	Б-468а	Б-468б	Б-466д	Б-466	Б-121	Б-121а	Г-89/2	Г-89/3	Г-89/4	Б-469
SiO ₂	55,40	54,54	54,71	50,90	56,42	54,81	50,04	49,36	50,12	46,05	48,55	48,96
TiO ₂	0,60	0,57	0,55	0,63	0,61	0,64	0,90	0,90	0,99	1,00	0,99	0,98
Al ₂ O ₃	18,30	18,02	18,20	18,66	18,30	18,01	17,28	17,13	17,02	17,21	17,21	16,60
Fe ₂ O ₃	4,60	3,07	2,27	4,02	3,79	3,19	5,50	5,31	6,14	7,20	5,31	5,08
FeO	2,90	3,77	4,49	3,68	2,60	3,95	6,28	6,06	5,12	5,03	6,73	6,28
MnO	0,20	0,13	0,14	0,16	0,20	0,13	0,19	0,18	0,22	0,36	0,13	0,23
MgO	3,40	3,87	3,05	4,68	2,06	4,17	4,17	4,26	4,60	5,47	4,82	5,10
CaO	7,21	7,08	9,63	8,78	7,73	8,07	9,57	9,97	9,90	10,35	9,74	10,20
Na ₂ O	3,60	3,56	3,90	3,72	4,45	3,82	2,82	2,76	2,64	2,74	2,72	2,60
K ₂ O	2,00	2,57	1,28	0,91	2,23	1,63	1,21	0,62	1,12	0,70	0,70	0,75
P ₂ O ₅	0,40	0,34	0,26	0,51	0,28	0,27	0,24	0,25	0,29	0,31	0,29	0,28
H ₂ O ⁻	—	1,31	0,46	1,97	0,22	0,89	1,13	1,40	1,16	2,05	0,82	1,50
CO ₂	—	0,35	0,26	0,18	0,35	0,26	—	—	—	—	—	0,44
П. п. п.	—	0,56	0,96	1,21	0,51	0,31	1,24	1,75	0,95	1,50	1,60	1,50
Сумма	98,81	99,74	100,25	100,07	99,75	100,15	100,57	99,95	100,27	99,97	99,61	100,50

Оксиды	Крбозаводский комплекс						Хромовский комплекс				
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
	Б-471	Б-471а	Б-312	Б-312/1	Б-312/2	Б-471г	Б-467г	Б-468и	Б-468з	Б-468м	Б-471е
SiO ₂	47,61	48,73	48,81	46,20	46,38	53,62	46,37	47,52	54,83	53,58	55,00
TiO ₂	0,77	0,85	0,85	0,86	0,83	0,77	0,69	0,68	0,52	0,56	0,76
Al ₂ O ₃	17,31	17,48	15,76	16,84	17,94	16,34	19,12	17,28	18,57	18,75	16,61
Fe ₂ O ₃	5,98	6,14	8,44	7,60	9,21	5,06	5,99	5,35	3,35	3,83	2,24
FeO	4,13	4,76	3,05	3,68	2,60	4,58	2,69	2,87	2,47	2,42	4,13
MnO	0,32	0,33	0,34	0,32	0,32	0,31	0,23	0,19	0,12	0,17	0,30
MgO	4,28	4,48	5,09	7,08	4,77	3,06	4,89	4,87	2,65	3,86	3,06
CaO	10,48	9,35	7,41	8,01	9,54	7,93	12,04	11,33	7,37	7,65	5,95
Na ₂ O	3,22	2,98	3,24	2,72	2,34	4,25	2,84	3,78	4,45	4,08	5,71
K ₂ O	1,30	1,03	1,30	0,30	0,78	1,95	1,29	0,91	2,42	2,34	0,94
P ₂ O ₅	0,28	0,27	0,30	0,26	0,33	0,36	0,25	0,23	0,24	0,22	0,53
H ₂ O ⁻	2,07	1,51	2,61	3,29	3,04	0,64	1,12	1,15	0,74	0,88	1,97
CO ₂	0,88	0,18	—	—	—	0,35	1,14	1,68	0,44	0,18	0,88
П. п. п.	1,60	1,45	2,94	3,31	2,12	0,87	1,11	2,23	1,73	1,10	1,44
Сумма	100,23	99,54	100,14	100,47	100,20	100,09	99,77	100,10	99,90	99,62	99,52

Окислы	Хромовский комплекс						Малокурильский комплекс				
	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
	Б-312з	Б-311б	Б-316/1	Б-316/2	Б-316/3	Б-316/4	Б-104б	Б-104в	Б-104д	Б-107	Б-107а
SiO ₂	64,24	49,00	47,69	46,04	47,12	47,93	49,28	49,37	49,73	49,57	49,83
TiO ₂	0,50	0,66	0,93	0,60	0,75	0,84	0,54	0,51	0,54	0,59	0,56
Al ₂ O ₃	14,86	17,57	20,11	21,11	18,30	18,20	15,26	14,52	14,49	14,50	16,24
Fe ₂ O ₃	3,36	6,71	5,81	4,72	5,89	6,55	3,65	3,85	4,34	3,90	4,00
FeO	3,36	2,87	4,49	5,47	5,47	5,21	5,21	5,30	4,49	5,21	4,31
MnO	0,18	0,18	0,14	0,15	0,16	0,21	0,16	0,18	0,17	0,20	0,12
MgO	1,82	6,23	4,16	4,65	4,93	4,22	8,04	7,66	7,14	7,95	6,11
CaO	3,55	8,96	10,66	11,65	10,96	9,74	6,85	7,01	8,14	7,01	6,74
Na ₂ O	5,04	3,44	3,22	2,46	3,00	3,18	2,85	2,97	3,12	3,25	3,81
K ₂ O	1,30	1,40	0,78	0,32	0,54	0,88	3,28	3,23	3,59	3,58	3,56
P ₂ O ₅	0,26	0,30	0,25	0,04	0,21	0,14	0,40	0,46	0,50	0,49	0,47
H ₂ O	0,31	1,26	1,18	1,14	1,46	1,99	1,80	1,87	1,32	1,03	1,81
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,00	1,49	1,07	1,20	1,25	1,28	2,25	2,66	2,74	2,41	2,44
Сумма	99,78	100,07	100,49	99,55	100,04	100,37	99,57	99,59	100,31	99,69	100,00

Оксиды	Малокурильский комплекс											
	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46
	Б-107б	Б-109	Б-109а	Б-109б	Б-103	Б-103а	Б-103б	Б-103в	Б-103г	Б-110	Б-110а	Б-104е
SiO ₂	49,30	49,22	49,78	49,92	52,81	53,22	52,92	52,69	52,60	52,15	52,36	52,65
TiO ₂	0,50	0,50	0,44	0,48	0,56	0,50	0,60	0,57	0,52	0,51	0,51	0,68
Al ₂ O ₃	16,09	13,81	15,51	15,56	16,96	17,13	16,93	16,95	17,15	18,38	18,27	17,57
Fe ₂ O ₃	3,55	4,13	3,80	3,55	3,77	4,24	4,54	3,97	3,83	4,36	4,67	3,42
FeO	4,40	5,83	5,47	5,56	4,67	3,95	3,77	4,31	4,40	4,13	3,95	3,59
MnO	0,14	0,18	0,21	0,18	0,23	0,20	0,22	0,17	0,19	0,18	0,18	0,12
MgO	7,07	8,23	6,98	7,07	3,20	3,29	3,88	3,68	3,59	3,29	3,09	2,81
CaO	6,20	8,36	6,47	6,74	4,31	4,30	3,91	3,64	4,54	3,03	3,23	3,64
Na ₂ O	3,95	2,80	3,58	3,46	4,35	4,25	4,25	4,60	4,00	4,55	4,68	4,40
K ₂ O	3,42	2,30	3,00	2,96	4,24	4,50	4,28	4,46	4,22	4,23	4,02	6,52
P ₂ O ₅	0,54	0,43	0,50	0,51	0,74	0,72	0,73	0,81	0,73	0,59	0,61	0,77
H ₂ O	1,69	1,58	1,54	1,60	1,20	1,18	0,97	1,24	1,41	1,02	1,00	0,96
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	2,93	2,07	2,43	2,43	2,59	2,37	2,62	2,58	2,43	2,91	2,99	2,73
Сумма	99,78	99,44	99,71	100,02	99,63	98,35	99,62	99,67	99,61	99,33	99,56	99,86

Оксиды	Малокурильский комплекс		Зеленовский комплекс									
	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58
	Б-108а	Б-111а	Г-84/1	Г-84/2	Г-84/3	Г-84/5	Г-84/6	Г-84/7	Б-206а	Б-206б	Б-206в	Б-313
SiO ₂	53,41	54,99	51,44	49,00	53,60	49,21	50,86	50,50	51,65	55,01	50,84	53,69
TiO ₂	0,65	0,36	0,84	1,00	0,90	0,86	0,92	0,89	0,98	0,84	0,62	0,74
Al ₂ O ₃	17,83	17,48	16,70	17,75	16,30	17,21	17,93	17,93	18,53	16,79	17,34	17,57
Fe ₂ O ₃	2,62	4,10	4,14	5,68	7,21	5,66	4,49	4,49	4,88	7,46	3,88	4,74
FeO	4,13	2,15	4,04	3,68	2,42	3,95	4,13	4,13	4,04	3,23	4,85	2,42
MnO	0,12	0,10	0,18	0,19	0,10	0,19	0,18	0,16	0,18	0,11	0,20	0,10
MgO	2,72	2,42	6,44	6,50	4,87	6,86	5,76	5,76	4,07	3,01	7,56	4,57
CaO	3,64	4,31	8,09	8,93	7,70	8,60	8,93	9,04	6,74	6,07	7,69	6,64
Na ₂ O	4,36	3,66	3,64	3,36	3,54	3,22	3,10	3,18	3,95	3,70	3,18	2,90
K ₂ O	6,35	6,00	0,78	0,78	1,40	0,78	1,00	1,00	1,72	1,86	1,32	2,24
P ₂ O ₅	0,68	0,24	0,29	0,31	0,24	0,23	0,26	0,26	0,40	0,31	0,23	0,44
H ₂ O-	0,24	1,22	1,93	1,99	1,44	0,13	1,74	1,88	2,32	0,68	1,80	2,36
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	3,09	3,15	1,38	1,25	1,02	3,33	1,07	1,11	0,88	0,71	0,91	1,51
Сумма	99,85	100,18	99,89	100,42	100,74	100,23	100,37	100,33	100,34	99,78	100,42	99,92

Окислы	Зеленовский комплекс											
	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
	Б-118б	Б-118д	Б-313б	Б-313/б	Г-91/з	Г-91/5	Г-91/6	П-1	П-3	Б-203б	Б-203в	Б-203г
SiO ₂	48,73	49,66	48,87	50,05	59,96	55,56	51,42	50,38	50,93	52,15	50,93	50,63
TiO ₂	0,59	0,83	0,53	0,51	0,38	0,56	0,80	0,60	0,65	0,84	0,68	0,80
Al ₂ O ₃	17,52	16,91	16,85	16,48	16,30	16,85	19,84	16,90	18,16	17,48	17,52	18,80
Fe ₂ O ₃	7,20	4,08	4,89	5,68	4,47	5,27	5,23	4,61	4,13	4,20	3,88	5,35
FeO	2,60	6,01	3,76	3,68	1,62	1,88	3,59	3,77	4,58	4,49	4,94	3,68
MnO	0,20	0,23	0,18	0,16	0,11	0,11	0,12	0,15	0,17	0,18	0,18	0,15
MgO	6,30	6,98	7,66	7,31	3,76	4,16	4,38	7,97	6,64	5,91	7,17	4,65
CaO	9,70	9,70	7,92	8,01	5,54	5,48	8,22	8,62	8,93	7,69	8,63	7,28
Na ₂ O	3,20	3,07	3,72	3,64	3,86	3,94	3,22	3,14	3,04	3,48	3,26	3,74
K ₂ O	0,80	0,31	0,94	1,16	1,20	1,54	0,80	0,40	0,50	1,18	0,64	1,15
P ₂ O ₅	0,13	0,15	0,24	0,19	0,17	0,21	0,30	0,11	0,13	0,32	0,17	0,23
H ₂ O ⁻	1,75	0,85	2,12	1,56	1,36	1,81	0,65	1,68	0,92	1,57	1,50	0,31
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,81	1,22	2,56	1,81	1,35	2,27	1,28	1,22	0,90	0,74	1,06	2,96
Сумма	99,53	100,00	100,24	100,24	100,08	99,64	99,85	99,55	99,68	100,23	100,56	99,73

Оксиды	Зеленовский комплекс											
	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82
	Б-203з	Б-203к	Б-203л	Б-203е	Г-82/2	Г-82/4	Б-205а	Б-205б	Б-205г	Б-205д	Б-205ж	Б-307
SiO ₂	49,52	52,56	51,74	51,43	50,50	60,56	50,43	52,17	59,74	51,32	50,97	51,14
TiO ₂	0,54	0,75	0,80	0,70	0,41	0,80	0,48	0,63	0,87	0,81	0,57	0,48
Al ₂ O ₃	17,96	17,28	18,02	17,48	18,84	16,66	14,97	18,25	16,36	18,20	20,22	16,48
Fe ₂ O ₃	3,46	4,54	4,74	6,68	2,68	2,39	4,14	3,74	4,32	4,94	3,39	4,16
FeO	5,74	3,95	3,86	2,42	4,40	3,05	3,95	3,59	2,87	4,49	4,13	3,68
MnO	0,16	0,15	0,16	0,11	0,11	0,11	0,12	0,13	0,14	0,14	0,09	0,13
MgO	5,47	5,43	5,43	5,72	8,29	2,35	8,38	5,22	2,23	4,65	3,68	8,41
CaO	8,34	7,68	8,09	7,68	9,04	4,05	6,47	4,98	3,23	7,55	8,76	8,01
Na ₂ O	3,62	3,20	3,19	3,32	3,10	5,90	2,98	3,86	4,96	3,52	4,30	3,24
K ₂ O	0,68	1,63	0,86	1,30	0,78	3,22	1,89	2,54	2,10	0,98	0,90	0,88
P ₂ O ₅	0,52	0,29	0,26	0,23	0,10	0,34	0,16	0,20	0,42	0,28	0,06	0,21
H ₂ O-	2,45	1,85	1,85	2,10	0,78	0,16	3,51	1,97	1,01	2,29	0,52	1,96
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,58	0,99	1,21	1,16	1,14	0,95	2,26	2,22	1,78	1,19	2,43	1,50
Сумма	100,04	100,30	100,21	100,40	100,17	100,54	99,74	99,50	100,03	100,36	100,02	100,28

Окислы	Зеленовский комплекс							Ноторо-томаринский комплекс			
	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93
	Б-307/1	Б-307/4	Б-307/5	Б-309	Б-309/1	Б-309/5	Б-310/1	Г-86/1	Г-86/2	Г-86/3	Г-87/1
SiO ₂	54,05	52,78	54,42	52,32	52,49	53,08	50,44	50,71	52,14	52,04	52,84
TiO ₂	0,65	0,53	0,53	0,54	0,59	0,86	0,54	0,89	0,65	0,60	0,77
Al ₂ O ₃	16,45	15,22	18,66	15,58	17,03	17,75	18,48	18,29	18,29	17,93	15,76
Fe ₂ O ₃	3,98	4,03	3,99	4,24	3,48	4,69	3,68	5,91	5,31	4,84	4,37
FeO	3,86	3,68	3,59	3,86	3,86	3,95	4,67	2,60	2,24	3,32	4,49
MnO	0,14	0,16	0,15	0,14	0,15	0,16	0,14	0,17	0,12	0,13	0,16
MgO	5,30	8,00	4,43	7,73	5,19	5,31	6,23	6,42	5,60	5,96	8,00
CaO	5,49	8,67	6,16	6,93	7,22	7,08	7,80	8,93	8,41	8,62	8,38
Na ₂ O	4,34	3,14	4,00	4,64	3,98	3,54	3,36	3,18	3,34	3,04	2,90
K ₂ O	1,82	0,68	1,20	0,94	1,50	1,20	1,70	0,88	1,00	0,88	1,10
P ₂ O ₅	0,19	0,13	0,22	0,24	0,23	0,35	0,25	0,21	0,20	0,16	0,19
H ₂ O-	1,06	2,03	0,98	1,51	1,06	1,44	0,89	1,48	1,22	1,55	0,77
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	2,52	1,29	1,79	2,12	3,28	1,27	1,76	0,94	1,08	0,99	0,66
Сумма	99,85	100,34	100,12	100,79	100,06	100,68	99,94	100,61	99,60	100,06	100,39

Окислы	Ноторо-томаринский комплекс											
	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105
	Б-207б	Б-207в	Б-207г	Б-207д	Б-207ж	Б-314/2	Б-314/3	Б-314/4	Б-314/5	Б-315	Б-314/1	Б-204в
SiO ₂	52,34	52,81	51,88	52,90	52,32	52,76	53,51	50,88	53,78	52,71	51,08	53,55
TiO ₂	0,80	0,87	0,87	0,66	0,68	0,70	0,65	0,74	0,99	0,71	0,50	0,63
Al ₂ O ₃	17,70	17,70	17,65	17,16	19,30	17,57	17,39	15,58	17,48	17,02	18,48	17,83
Fe ₂ O ₃	3,20	4,49	5,44	3,54	4,14	3,89	3,95	3,59	6,09	5,62	5,21	2,02
FeO	4,76	3,95	3,23	5,21	3,95	4,67	4,49	5,56	3,65	3,05	3,23	5,03
MnO	0,16	0,12	0,13	0,15	0,13	0,16	0,15	0,19	0,16	0,24	0,22	0,11
MgO	5,71	5,52	6,11	6,00	4,47	5,98	5,98	8,19	4,16	5,76	5,53	5,72
CaO	8,49	8,22	8,09	7,95	7,95	8,32	7,70	9,44	7,00	8,16	7,39	8,09
Na ₂ O	3,37	3,09	3,15	3,05	3,44	3,18	3,00	2,96	3,90	3,14	3,72	4,22
K ₂ O	0,49	0,95	1,26	1,01	1,21	0,50	0,94	0,54	1,54	1,00	1,10	0,83
P ₂ O ₅	0,26	0,24	0,23	0,24	0,24	0,31	0,23	0,13	0,26	0,29	0,19	0,09
H ₂ O	1,00	1,34	1,53	1,14	0,71	0,86	0,96	1,51	0,72	1,47	1,46	0,80
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,24	0,71	0,88	0,73	1,20	1,23	1,13	1,16	0,75	0,96	1,58	1,30
Сумма	99,52	100,01	100,45	99,74	99,74	100,13	100,08	100,47	100,48	100,13	99,69	100,22

Оксиды	Интрузивный комплекс массивов Шикотан и Брусилова											
	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117
	Б-204г	Б-204д	Б-204е	Б-204ж	Б-204з	Б-472д	Б-472в	Б-208а	Б-208б	Б-208в	Б-208г	Б-208ж
SiO ₂	50,39	55,45	46,90	49,65	54,98	50,01	50,57	49,32	50,11	52,20	52,13	52,18
TiO ₂	0,48	0,56	0,70	0,59	0,54	0,63	0,79	0,42	0,98	0,87	0,83	0,84
Al ₂ O ₃	19,06	17,83	15,06	19,23	17,73	17,83	18,88	14,86	18,18	19,16	19,35	19,49
Fe ₂ O ₃	2,86	2,44	3,86	3,57	2,40	4,09	3,79	4,45	7,22	6,37	4,74	4,85
FeO	5,12	5,39	8,35	5,03	5,30	4,49	4,76	4,85	3,14	3,32	3,59	3,86
MnO	0,16	0,14	0,20	0,12	0,13	0,16	0,16	0,17	0,18	0,15	0,19	0,15
MgO	6,59	5,62	11,93	6,97	5,76	6,11	4,89	9,11	5,04	3,88	3,88	3,97
CaO	10,38	7,82	9,98	10,11	7,54	9,35	9,63	10,65	7,28	7,15	7,68	7,41
Na ₂ O	3,12	3,43	1,86	3,00	3,78	3,33	3,68	2,26	3,42	2,80	3,66	3,83
K ₂ O	0,36	0,92	0,26	0,38	1,13	0,86	0,71	0,44	1,18	1,21	1,35	1,39
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,09	0,10	0,21	0,17	0,27	0,24	0,34	0,36	0,37	0,24
H ₂ O ⁻	0,36	0,12	0,20	0,18	0,42	1,87	1,23	2,47	1,94	1,21	0,15	1,30
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,66	0,62	0,97	0,86	0,39	0,72	0,06	0,48	1,28	1,15	1,90	0,95
Сумма	99,69	100,48	100,36	99,79	100,31	99,62	99,42	99,72	100,29	99,83	99,83	100,46

Примечание. Отрадненский комплекс (1—6): 1—6 — субвулканические андезито-базальты, бухта Отрадная, о-в Шикотан (1 — массивные андезито-базальты, южный берег, 2, 3 — андезито-базальты со столчатой отдельностью, южный берег бухты, 4 — трещиноватые андезито-базальты, южный берег бухты, 5 — массивные андезито-базальты, северный берег бухты, 6 — дайка столчатых андезито-базальтов, рвущая отрадненский комплекс). Крабововский комплекс (7—18): 7—12 — шаровые базальты, бухта Крабовая, о-в Шикотан (7 — массивный базальт, 8 — базальт из центра подушки, 9 — базальт из центра подушки, 10 — базальт из края подушки, 11 — базальт из края подушки, 12 — массивный базальт); 13—18 — шаровые базальты, мыс Анама, о-в Шикотан (13 — базальт из центра подушки, 14 — базальт из края той же подушки, 15 — базальт из центра подушки, 16 — пористые базальты из края подушки, 17 — массивный шаровой базальт, 18 — базальт из центра подушки). Хромовский комплекс (19—29): 19—22 — обломки магматических пород в конгломератах, бухта Отрадная, о-в Шикотан (19 — пироксеновый базальт, 20 — плагиоклазовый базальт, 21 — андезито-базальт отрадненского комплекса, 22 — пироксен-плагиоклазовый андезито-базальт); 23—24 — обломки в конгломератах к югу от мыса Анама, о-в Шикотан (23 — флюидалный андезито-базальт, 24 — гранодиорит, обломок в конгломератах на границе с шаровыми базальтами); 25 — обломок базальта в конгломератах, бухта Крабовая, о-в Шикотан; 26 — обломок базальта в конглобрекчиях, бухта Звездная, о-в Шикотан; 27—29 — дайки базальтоидов, рвущие матаканский комплекс, бухта Звездная, руч. Водопадный, о-в Шикотан (27 — меланократовое габбро, 28 — афиновый базальт, 29 — пироксеновый базальт). Малокурильский комплекс (30—48): 30—38 — шохонитовые базальты (меланократовые разности), о-в Танфильева: 30—32 — силл (в 1 км к югу от пос. Танфильева — 10 м); 30 — в зоне нижнего контакта, 31 — в 3 м выше нижнего контакта, 32 — вблизи кровли; 33—35 — силл мыса Боевой — 15 м; 33 — нижняя часть, 34 — центральная часть, 35 — верхняя часть силла: 36—38 — силл к востоку от мыса Зоркий (36 — вблизи кровли, 37 — в 3 м от верхнего контакта, 38 — вблизи подошвы); 39—45 — шохонитовые базальты (лейкократовые разности), о-в Танфильева: 39 — нижняя часть силла в 500 м к северу от пос. Танфильева, 40 — центральная часть, 41 — верхняя часть, 42 — нижняя зона выклинивания силла, 43 — верхняя зона выклинивания силла, 44 — верхняя часть силла к востоку от мыса Зоркий — 12 м, 45 — центральная часть; 46—48 — лейкократовые прожилки в силлах (46 — нодуль диаметром около 3—5 см, 47 — линзовидный прожилок мощностью от 0,5 до 2 см, 48 — прожилок в силле мыса Зоркий мощностью 0,5—1 см). Зеленоский комплекс (49—89): 49—58 — лавовые потоки, бухта Церковная, о-в Шикотан; 49—54 — серия лавовых потоков (снизу вверх): 49 — базальт первого (нижнего) потока, 50 — базальт второго потока, 51 — андезито-базальт шестого потока, 52 — базальт десятого потока, 53 — базальт тринадцатого потока; 54 — базальт четырнадцатого (верхнего) потока, 55 — базальт центральной части потока, 56 — андезито-базальт пористый, кровля потока, 57 — базальт афиновый, лавовый поток, 58 — андезито-базальт из зоны закали лавового потока. Обломки в вулканических брекчиях, бухта Церковная, о-в Шикотан (59—62): 59 — пироксеновый базальт, 60 — пироксеновый базальт, 61 — базальт с варно-

литовой структурой, 62 — пироксен-плагиоклазовый базальт. Обломки в вулканических брекчиях, мыс Край Света, о-в Шикотан (63—65): 63 — пироксен-плагиоклазовый андезит, 64 — пироксен-плагиоклазовый андезито-базальт, 65 — пироксен-плагиоклазовый базальт; 66—67 — обломки базальтов в вулканических брекчиях бухты Маячной. Базальтовые силлы к северо-западу от маяка Шанберга (68—73): 68—70 — нижний силл (68 — в 12 м от кровли, 69 — в 5 м от кровли, 70 — в 1,5 м от кровли); 71—73 — верхний силл (71 — вблизи подошвы, 72 — в 6 м от подошвы, 73 — в 12 м от подошвы); 74 — обломок базальта в вулканических брекчиях, вмещающая толща. Интрузивные и субвулканические образования Дмитровской бухты (75—89): 75 — габбро, западный берег бухты, 76 — сениновый прожилок мощностью до 30 см, секущий габбро (Г-82/2), 77 — габбро, северный берег бухты, 78—81 — серия даек, секущих габбро (Б-205а): 78 — плагиоклазовый базальт мощностью от 0,1 до 4 м, 79 — пироксен-плагиоклазовый трахибазальт мощностью 4,3 м, 80 — плагиоклазовый базальт мощностью 3,7 м; 81 — полосчатое габбро, секущееся серией даек, центральная часть бухты, 82 — габбро, центральная часть бухты; 83—84 — дайки, секущие габбро (Б-307): 83 — афиновый базальт, зона закали мощностью до 20—30 см, 84 — пироксеновый базальт; 85 — массивные габбро-базальты, центральная часть бухты; 86 — габбро-долериты, северная часть бухты; 87 — дайка базальта, секущая габбро-долериты (Б-309), ее центральная часть; 88 — габбро-долериты, северная часть бухты; 89 — афиновый базальт, тонкие прожилки с зонами закали в габбро-долеритах (Б-309/5). Ноторотомаринский комплекс (90—104): 90—93 — гора Томари, о-в Шикотан: 90 — базальт, подножие юго-западного склона, 91 — андезито-базальт, в 80 м выше по юго-западному склону, 92 — крупноплагиоклазовый андезито-базальт вблизи вершины, 93 — пироксен-плагиоклазовое андезито-базальты, вершина горы Томари (отн. высота 356,3 м); 94—104 — гора Ноторо, о-в Шикотан: 94—96 — лавовый поток мощностью 9 м, подножие горы Ноторо, юго-восточный склон (94 — андезито-базальт из нижней части потока, 95 — андезито-базальт из центральной части потока, 96 — базальт из верхней части потока); 97—98 — андезито-базальты вблизи вершины г. Ноторо; 99—104 — юго-восточный склон горы Ноторо (99—101 — потоки андезито-базальтов со столчатой отдельностью, 102 — лавовый поток, южный склон горы Ноторо, 103 — андезито-базальт, вершина горы Ноторо, 104 — обломок базальта из вулканических брекчий, подножие горы Ноторо). Интрузивный комплекс гор Шикотан и Брусилова (105—117): 105—112 — габброиды горы Шикотан, юго-восточный склон, северная часть о-ва Шикотан (105 — габбро-диорит, средняя часть склона, 106 — габбро, в 50 м выше по склону, 107 — габбро-диорит, вблизи вершины горы Шикотан, 108 — габбро-долерит, вершина, 109 — габбро-долерит, перевальная часть, 110 — габбро-диорит, в 500 м к северо-востоку от вершины, 111 — габбро, контактовая зона, 112 — габбро, в 40 м от контакта); 113—117 — габброиды горы Брусилова, восточный склон, юго-западная часть о-ва Шикотан (113 — габбро, подножие горы Брусилова, 114 — габбро, вблизи вершины, 115—116 — габбро-норит, вершина горы Брусилова, 117 — габбро-диориты, перевальная часть вершины).

Средние содержания микроэлементов (в г/т) в вулканических породах Малой Курильской гряды

Комплекс	Порода	Cr	Ni	Co	V	Mo	Cu	Zn	Pb	Zr	Sc	Ga	Y	Ba	Rb	n
Отраденский	АБ (1)	10	7,6	22	237	1,3	—	86	11,7	—	—	—	—	—	31	4
	АБ (2)	7	6	21	210	1,0	—	130	11,7	—	—	—	—	—	16	1
Крабозаводский	Б (1)	18	14,7	19	296	2,5	140	78	3,2	173	26	13,5	20,7	—	34	3
	Б (2)	24	18	26	332	3,3	162	97	6,3	191	22	16,2	16,9	590	36	6
Хромовский	Б (1)	27	18	21	257	1,9	93	80	3,7	160	21	14,3	18,2	300	13	5
	АБ	14	7	27	260	1,0	—	90	14	—	—	—	—	—	46	5
	Гн	72	25	25	160	1	—	100	12	—	—	—	—	—	48	1
	Б (2)	32	18	15	136	4,1	64	60	11	159	11	12	12	300	—	2
Малокурильский	ТБ (1)	92	61	20	155	3	113	62	10,2	159	13	15,3	13,1	630	—	7
	ТБ (2)	19	19	15	136	3	143	75	11,2	171	11	15,8	14,2	740	—	7
	ТАБ	15	15	15	149	4	151	66	12	163	12	17	13,5	620	—	3
Зеленовский	Б (1)	50	27	20	259	0,3	106	65	7,0	162	17	15,7	15,8	250	18	7
	АБ (1)	39	24	15	109	1,7	43	58	6,1	161	13	10,8	12,4	360	—	6
	Б (2)	49	30	20	295	2,8	82	79	10,5	165	16	17,6	17,7	642	—	10

Комплекс	Порода	Cr	Ni	Co	V	Mo	Cu	Zn	Pb	Zr	Sc	Ga	Y	Ba	Rb	n
Зеленовский (бухта Дмитрова)	Б (2)	46	43	23	287	2,6	143	83	8,9	196	19	18,5	16,5	620	—	8
	Г	42	34	19	181	2,3	83	73	6,2	147	13	13,1	14,2	320	—	10
	АБ	42	25	17	153	1,8	71	60	6,3	136	14	11,8	14,1	600	—	8
	А	13	9	12	182	2,9	70	42	10,3	183	15	15,1	11,6	700	—	2
Ноторо-томаринский	Б	41	32	23	266	2,6	78	86	8,8	167	15	17,0	21,7	460	—	5
	АБ	46	33	20	260	2,4	108	77	7,3	171	19	15,5	17,2	470	—	11
Интрузивный комплекс	Г (1)	37	26	23	169	2,6	106	74	7,4	181	18	16,7	16,6	610	—	7
	Г (2)	41	32	23	266	2,6	78	83	8,8	167	15	17,0	21,7	460	18	5
	Г (2а)	78	31	30	290	1	—	80	1,1	—	—	—	—	—	12	2
	Г (2б)	27	22	26	250	1	—	80	1,1	—	—	—	—	—	23	2

Примечание. Отраденский комплекс: АБ(1) — субвулканические андезит-базальты, АБ(2) — дайка базальта; крабовозовский комплекс: Б(1) — базальты мыса Анама, Б(2) — базальты бухты Крабовая; хромовский комплекс: Б(1) — обломки базальтов, бухты Отрадная и Крабовая, АБ — обломки андезит-базальтов, бухта Отрадная, Гн — гнейс (валуны), Б(2) — дайка базальта; малокурильский комплекс: ТБ(1) — трахибазальты меланократовые, ТБ(2) — трахибазальты лейкократовые, ТАБ — лейкократовые ритмичные прожилки в трахибазальтах; зеленовский комплекс: Б(1) — обломки базальтов,

бухты Церковная и Маячная, АБ — обломки андезит-базальтов там же, Б(2) — потоки базальтовых лав, бухта Церковная, Б(2) — сллы базальтов к востоку от мыса Край Света, Г — штоки габбро, бухта Дмитрова, АБ — дайки андезит-базальтов, бухта Дмитрова, А — дайки андезитов, бухта Дмитрова; ноторо-томаринский комплекс: Б — базальты, гора Томари, АБ — андезит-базальты гор Ноторо и Томари; интрузивный комплекс: Г(1) — габбро горы Бруслова, Г(2) — габбро горы Шикотан (а — меланократовое, б — лейкократовое).

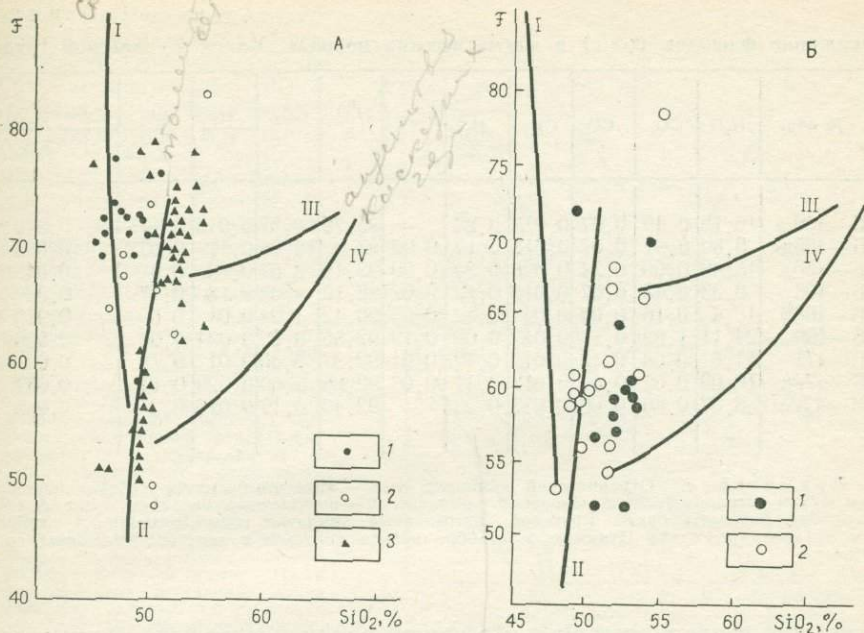


Рис. 7. Зависимость коэффициента фракционирования (F) от содержания кремнезема в породах вулканических комплексов Малой Курильской гряды

А: 1 — шаровые базальты крабовозаводского комплекса, 2 — базальты в обломках конгломератов хромовского комплекса, 3 — трахибазальты силлов малокурильского комплекса; Б: 1 — базальтовые лавы зеленовского комплекса, 2 — базальтовые и андезито-базальтовые лавы и пластывые тела ноторо-томаринского комплекса. Линии дифференциации: I — Скеергарда, II — толентовской серии, III — андезитовой серии, IV — Каскадных гор

[14]. Низкие содержания хрома, никеля и кобальта тесно связаны с низкой магнезиальностью базальтов крабовозаводского комплекса (см. рис. 5). Слабопорфировый облик пород в свою очередь ведет к снижению и содержания ванадия, который обычно концентрируется в магнетитах и пироксенах. Поэтому наиболее низкие значения этих элементов отмечаются в базальтах мыса Анама, где развиты породы более афирового облика по сравнению с базальтами бухты Крабовая. Понижение содержаний микроэлементов от резкопорфировых базальтов нижних частей комплекса (бухта Крабовая) к менее порфировым (мыс Анама) характерно и для литофильных элементов (см. табл. 2). Эта закономерность объясняется, видимо, более интенсивным отделением летучих и выносом данных элементов с газовой фазой, в которой они более растворимы по сравнению с элементами группы железа. Низкие значения Co/Ni и V/Cr отношений свидетельствуют о незначительных глубинах выплавления базальтов крабовозаводского комплекса.

Эволюция базальтов идет по феннеровскому пути с накоплением железа (рис. 7) и не выходит за пределы базальтовых составов, что характерно для толентовского типа дифференциации. Характерной особенностью верхнемеловых базальтов является несоответствие между дифференциацией с накоплением железа и поздней кристаллизацией

Содержание флюидов (мл/г) в магматических породах Малой Курильской гряды

№ п/п	№ обр.	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	H ₂ O, %	CO ₂ , %	H ₂ H ₂ O	CO CO ₂	CO+CH ₄ +H ₂ CO ₂ +H ₂ O
1	Б—466/а	16,15	0,40	0,07	0,013	0,23	—	95,79	2,37	0,014	0,175	0,019
2	Б—466д	5,89	0,91	0,07	0,013	0,12	0,02	83,9	12,96	0,17	0,077	0,033
3	Б—466з	15,48	0,60	0,24	0,028	0,34	0,09	92,19	3,57	0,02	0,4	0,04
4	Б—468	9,33	0,43	0,67	0,013	0,12	0,02	88,19	4,06	0,13	0,17	0,02
5	Б—468б	12,4	0,16	0,08	0,04	0,12	0,05	96,42	1,24	0,01	0,5	0,019
6	Б—469	24,11	1,62	0,10	0,012	0,09	0,12	92,55	6,22	0,004	0,06	0,008
7	Б—471	11,5	0,68	0,13	0,01	0,12	0,01	92,37	5,46	0,01	0,19	0,02
8	Б—472д	16,00	0,62	0,07	0,013	0,47	0,06	92,86	3,60	0,029	0,11	0,037
9	Б—472е	8,87	0,40	0,08	0,013	0,23	—	92,49	4,17	0,026	0,2	0,035

Примечание. Отрадненский комплекс: 1—5 — андезито-базальты субвулканические (устье бухты Отрадная); крабоводский комплекс: 6 — подушечные базальты мыса Анама, 7 — шаровые базальты бухты Крабовой; интрузивный комплекс горы Шикотан: 8 — габбро (40 м от контакта, бухта Цунами); 9 — габбро вблизи контакта с зеленевскими брекчиями, там же.

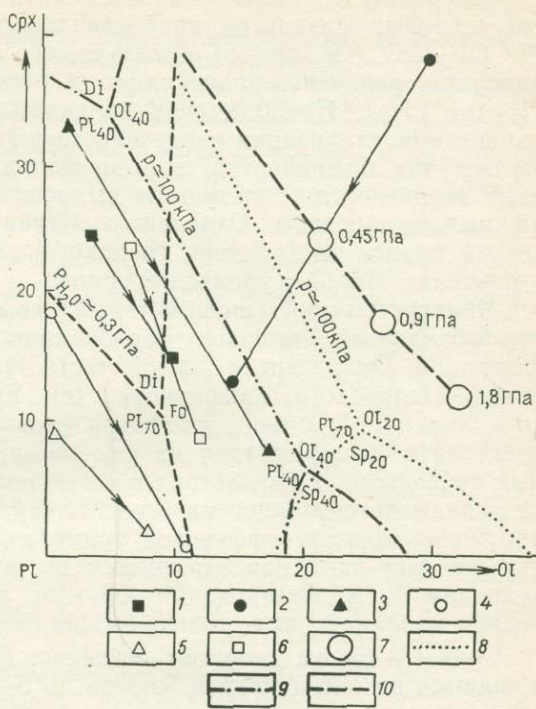
магнетита, с одной стороны, и высокой окисленностью по данным химического анализа — с другой. По-видимому, часть Fe₂O₃ в шаровых базальтах вторична. Это подтверждается и крайне низкими значениями отношения H₂/H₂O в крабоводских базальтах (табл. 3), которое рассматривается как показатель их высокой окисленности.

Для оценки условий обособления базальтовых магм использовались экспериментально изученные системы кремнезем — клинопироксен — оливин — плагиоклаз. Составы пород анализировались на плоскости Pl—Cpx—Ol упрощенной базальтовой системы АВ—Ап—Ol—Cpx. Вершинами треугольника клинопироксен — плагиоклаз — оливин являются следующие нормативные минералы (%): 1) плагиоклаз (Pl) определяется как сумма нормативных полевых шпатов; влияние ортоклазовой примеси на фазовые равновесия примерно такое же, как влияние альбитового компонента, что оправдывает включение нормативного ортоклаза в плагиоклазовый компонент; нормативный состав плагиоклаза, от которого зависит положение фазовых полей на диаграмме, определяется в данном случае как отношение нормативного анортита к сумме нормативных полевых шпатов; 2) оливиновый компонент (Ol) равен сумме нормативных форстерита, фаялита и оливинового компонента нормативного гиперстена; 3) количество клинопироксена (Cpx) равно нормативному клинопироксену (50 % волластонита, 50 % энстатита и ферросилита).

Так как содержания оливинового и клинопироксенового компонентов при нормативном пересчете сильно зависят от степени окисленности железа, которая часто возрастает при вторичных процессах, при обработке анализов немногие сильно окисленные базальты (с нормативным гематитом) пересчитывались на безгематитовый состав путем перевода части окисного железа в закисное.

Рис. 8. Нормативные составы и соотношения вкрапленников оливина (Ol), клинопироксена (Срх) и плагиоклаза (Pl) в базальтах и андезито-базальтах вулканических комплексов Малой Курильской гряды на части тройной барцентрической диаграммы Срх—Ol—Pl (в %) и положение псевдоэвтектических точек и котектических точек линий по данным экспериментальных исследований

1—3 — базальты (1 — крабоводский комплекс, 2 — малокурильский комплекс, 3 — зеленковский комплекс); 4—6 — андезито-базальты (4 — малокурильский комплекс, 5 — зеленковский комплекс, 6 — ноторо-томаринский комплекс). Условные обозначения, отвечающие соотношениям вкрапленников и нормативных составов соответствующих им пород, соединены линиями, стрелка направлена в сторону нормативного состава породы. 7 — совместная кристаллизация оливина, клинопироксена и плагиоклаза при давлениях 0,45; 0,9 и 1,8 ГПа в сухих условиях (пунктирная линия показывает направление смещения точки эвтектики при изменении сухих давлений примерно от 0,2 до 1,8 ГПа); 8—10 — котектические линии (8 — при давлении 100 кПа для плагиоклаза с 70 % An и Ol с 20 % фаялита, 9 — при давлении 100 кПа для Pl с 40 % фаялита, 10 — при давлении воды 0,3 ГПа для Pl с 70 % An, форстеритом и диопсидом)



На рис. 8 и подобных ему показано положение псевдовариантных точек и псевдомонвариантных линий, отвечающих составам расплавов, равновесных с двумя или тремя фазами. Они соответствуют сечениям тетраэдра альбит — анортит — оливин — клинопироксен. В дальнейшем для краткости эти точки будут называться эвтектиками, а линии — котектиками. Построение этих линий приведено нами по данным экспериментальных исследований при давлении около 100 кПа и при давлении воды около 0,3 ГПа. Кроме того, на диаграммах (см. рис. 8) показано примерное положение точек температурного минимума (Pl, Ol, Срх) для «сухих» давлений 0,45; 0,9 и 1,8 ГПа, рассчитанных по данным Л. Х. Коэна, К. Ито и Дж. Кеннеди (1970 г.), О. А. Луканина (1974 г.), Н. И. Хитарова, В. А. Пугина (1974 г.) и др.

Поскольку положение котектик сильно зависит от содержания анортитового компонента в плагиоклазовой составляющей и железистости — магнезиальности расплава, рассчитано положение двух котектических линий, из которых одна соответствует содержанию анортита в полевошпатовом компоненте 70 % и железистости оливина и клинопироксена около 20 %, а другая — плагиоклазу № 40 и железистости цветных минералов 40 %.

Рассмотрение положения модалных и нормативных парагенезисов шаровых базальтов крабовозводского комплекса на диаграмме $P1-O1-Crx$ (см. рис. 8) показало, что обособление магматического расплава, вероятно, происходило в относительно «сухих» условиях ($P=0,1$ ГПа). Преобладание во вкрапленниках плагиоклаза и его ранняя кристаллизация свидетельствуют об отделении основной массы летучих компонентов еще до излияния базальтовых магм. По всей вероятности, с летучими выносились и некоторые легко подвижные компоненты. Отделению летучих способствовал геодинамический режим растяжения, господствующий в поздне меловое время в пределах Малой Курильской гряды.

Малокурильский (шошонитовый) комплекс субщелочных базальтов объединяет силловые образования малокурильской флишевой формации. Он развит в южной части Малой гряды на островах Зеленый, Полонского, Танфильева (см. рис. 2) и на п-ове Немуро (о-в Хоккайдо); объем трахибазальтов в разрезе формации увеличивается с северо-востока на юго-запад. Синхронность гипабиссальных субщелочных базальтоидов вмещающей их малокурильской свите доказывается южнее на о-ве Хоккайдо, где К. Яги в 1969 г. обнаружены прослои эффузивов трахибазальтового состава. Абсолютный возраст этих лав датируется им в 84—88 млн. лет (по определениям А. А. Цветкова 50—68 млн. лет; щелочные силлы значительно моложе флиша, в котором они залегают).

Силлы в целом залегают согласно. По простиранию они прослеживаются на сотни метров, иногда до 5—7 км. Мощность колеблется от нескольких метров до десятков и даже сотен метров (мысы Неприступный и Удачный) на о-ве Танфильева. Для всех базальтоидов характерна пластовая, иногда крупноглыбовая до столбчатой отдельность. В эндоконтактах наблюдаются зоны закалки мощностью в несколько сантиметров.

По составу и характеру строения выделяется два типа силлов: мощные, последовательно расслоенные, и маломощные, однородные по составу. Согласно исследованиям К. Яги (1968 г.), Ю. А. Неворова (1970 г.) и А. А. Цветкова (1982 г.), детально изучавших мощные, расслоенные силлы, в них наблюдается изменение состава от подошвы к кровле — от ортоклаз-оливиновых габбро-норитов через калиевые тешениты до монзонитов, монцодиоритов и сиенитов.

Маломощные силлы представлены массивными темно-серыми трахибазальтами и трахидолеритами от плотных тонкозернистых, почти афанитовых разностей до крупнозернистых пород с отдельными вкрапленниками до 1,5—2 см. Монотонность их окраски нарушается наличием тонких лейкократовых послойных прожилков трахиандезито-базальтов мощностью до 3—5 см, составляющих не более 1—2 % от общей мощности силла.

Маломощные силлы о-ва Танфильева подразделяются на два типа: оливинсодержащие меланократовые и пироксен-плагиоклазовые (безоливиновые) трахибазальты и трахидолериты (табл. 4). С каждым парагенетическим типом трахибазальтов ассоциируют и различные парагенезисы прожилковых лейкократовых базальтоидов, сохраняющие некоторые общие с ними черты. Общность тех и других

Минеральный состав оливиновых и пироксен-плаггиоклазовых субщелочных трахибазальтов и лейкократовых прожилков

№ обр.	Оливиновые трахибазальты				Основная масса
	Вкрапленники				
	P1	Срх	O1	Σ	
Б-104 (подошва)	8,5	11,1	12,9	32,5	67,5
Б-104в (центральная часть)	10,4	21,5	12,2	44,1	59,9
Б-104д (кровля)	12,4	12,5	9,9	34,8	65,2
Б-107г (подошва)	14,4	8,7	6,6	29,7	70,3
Б-107а (центральная часть)	7,4	6,9	8,0	22,3	77,6
Б-107б (кровля)	10,4	11,0	8,4	29,5	70,6
Пироксен-плаггиоклазовые трахибазальты					
Б-103 (подошва)	9,2	—	—	9,2	90,8
Б-103а (центральная часть)	8,0	0,5	—	8,5	91,5
Б-103б (кровля)	5,3	5,0	—	10,3	89,7
Лейкократовые прожилки трахиандезито-базальтов					
Б-104г	4	7,2	2,3	13,5	86,5

выражается не только в их тесной связи в пространстве, но и в наличии сходных минеральных парагенезисов, близких составах минеральных фаз и сходной последовательности кристаллизации как в силлах, так и в прожилках, связанных с ними.

В меланократовых трахибазальтах преобладает во вкрапленниках оливин-хризолит с железистостью 15—20% (табл. 5), реже он находится в равных количествах с плаггиоклазом, будучи нередко заключен внутри более крупных кристаллов плаггиоклаза. Плаггиоклаз, составляющий в целом до 70% породы, образует во вкрапленниках две равные по количеству генерации довольно стабильного состава: крупные зональные кристаллы Ap_{70} в центре до Ap_{60-50} в краевой части и более мелкие призматические кристаллы Ap_{60-50} . Отдельные фенокристаллы окружены оторочкой из калиевого полевого шпата, содержат включения бурого свежего стекла, идиоморфные зерна рудного минерала и в краевых частях — вроски мелких зерен пироксена из основной массы. Клинопироксен максимально развит в нижних и центральных частях силлов, практически не изменен, нередко имеет зональное и двойниковое строение, по составу отвечает авгиту (см. табл. 5) с железистостью 24—26%. Кроме того, обычно присутствуют небольшие пластинки и призмочки биотита. Железистость биотита более высокая (до 75%). Рудный минерал — титаномагнетит образует либо самостоятельные кристаллы кубической формы, либо вроски в оливине и клинопироксене. Основная

Таблица 5

Химический состав породообразующих минералов-вкрапленников
оливиновых трахибазальтов Малой Курильской гряды

Окислы	Оливин	Пироксены			Биотиты		Титаномагнетит				
		Центр зерна	Край зерна	Центр зерна	Центр зерна		Вкрапленники			Включения в клинопироксене	
SiO ₂	35,38	49,5	50,7	He	He	He	He	He	He		He
TiO ₂	0,02	0,3	0,2	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	2,3
Al ₂ O ₃	0,06	3,6	3,0	4,1	3,6	11,7	12,7	1,8	4,7	3,5	5,4
Σ FeO	18,10	8,3	8,5	8,5	8,5	23,7	25,5	90—95	90—95	90—95	90—95
MgO	47,10	14,6	14,7	14,0	14,0	8,0	8,1	0,5	2,8	1,1	2,8
CaO	0,08	20,2	20,2	19,5	20,0	0,1	0,1	0,3	He опр.	He опр.	0,3
Сумма	100,65	96,5	97,3	—	—	—	—	~100	~100	~100	~100
f	17,6	24,1	24,4	25,9	25,9	62,4	75,1	—	—	—	

масса сложена плагиоклазом, клинопироксеном, оливином, магнетитом, калиевым полевым шпатом, иногда анальцимом и очень мелкими участками бурого стекла. Структура долеритовая в наиболее раскристаллизованных разностях до гиалопилитовой в стекловатых.

Пироксен-плагиоклазовые (безоливиновые) трахибазальты силлов отличаются от оливиновых разностей более светлой окраской, низкой степенью порфировости и отсутствием оливина (см. табл. 4). Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз более кислого состава в двух генерациях: An₅₀₋₆₀ и An₄₅. Клинопироксен развит неравномерно и находится в резко подчиненном количестве, по составу также отвечает авгиту. Встречаются единичные зерна биотита и очень редко оливина. Основная масса сложена на 80 % плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, в промежутках между которыми находится стекло с зернами клинопироксена, магнетита, иногда анальцима. Структура гиалопилитовая, микролитовая, и долеритовая. Кристаллизация трахибазальтов обоих типов многоэтапна. Первыми в интрателлурическую стадию кристаллизуются темноцветные минералы — оливин, при отсутствии оливина — клинопироксен и титаномагнетит. Процесс кристаллизации плагиоклаза является более длительным: первая генерация выделяется вслед за оливином и кристаллизуется близко во времени с клинопироксеном, входя в интрателлурический парагенезис, вторая генерация завершает кристаллизацию вкрапленников, продолжаясь совместно с биотитом и в поверхностных условиях. Кристаллизация основной массы начинается, в отличие от вкрапленников, с плагиоклаза и калиевого полевого шпата (анортклаза), темноцветные минералы являются более поздними.

Таким образом, главные различия обоих типов силлов выражены в объеме и составе минералов вкрапленников (см. табл. 4) и практически не отражаются в составе минеральных фаз, за исключением плагиоклаза (см. табл. 5). А в то же время прожилковые лейкократовые трахиандезито-базальты, развитые в этих силлах, отличаются от вмещающих их трахибазальтов довольно резко. Наиболее детально нами изучались прожилковые трахиандезито-базальты в оливниновых меланократовых разностях. Количество темноцветных минералов в них резко сокращается и соответственно увеличивается количество плагиоклаза, калиевого полевого шпата и биотита. Уменьшается степень порфиоровости пород от 8—10% вкрапленников до почти афировых разностей (см. табл. 4). Меняются составы и главных породообразующих минералов (табл. 6). Плагиоклаз становится более кислым: во вкрапленниках Ap_{45-50} до Ap_{40} в основной массе. Клинопироксены изменяют состав с повышением общей железистости при уменьшении содержаний магния и кальция (см. табл. 6) и становятся более титанистыми (до 0,9%). В то же время в биотитах наблюдается обратная тенденция: происходит уменьшение общей железистости при увеличении содержания магния и уменьшении титана. Подобная обратная корреляция железистости клинопироксена и биотита в трахибазальтах силлов и их прожилковых лейкократовых разностях, видимо, связана с более ранней кристаллизацией пироксена по сравнению с биотитом, что при увеличении железистости первых ведет к ее понижению в последних.

Изучение прожилковых разностей и вмещающих трахибазальтов граничной зоны показало, что она не является резко прямолинейной, как это кажется в обнажениях, а наблюдаются проникающие кристаллы плагиоклаза из одного типа пород во второй. Поэтому граница оказывается неровной, как бы «смазанной». Подобные контакты обычно наблюдаются при одновременной кристаллизации двух

Таблица 6

Состав минералов-вкрапленников в лейкократовых трахиандезито-базальтах

Окислы	Клинопироксен	Биотит				Титаномагнетит	
		таблитчатый	призматический			кубический	удлиненный
SiO ₂	49,0	36,1	36,4	37,2	Не изм.	0,3	0,2
TiO ₂	0,9	3,9	2,1	1,4	1,4	4,5	3,5
Al ₂ O ₃	4,0	11,3	12,4	12,5	12,0	3,1	2,4
Σ FeO	11,0	24,5	19,5	17,5	19,0	90—95	90—95
MgO	13,3	10,1	11,2	15,7	11,5	0,5	0,2
CaO	19,0	0,1	Не изм.	Не изм.	Не изм.	Не изм.	Не изм.
Сумма	97,2	86,0	81,6	—	—	100	100
f	31,6	56,2	49,3	38,5	48,1	—	—

жидких сред и, видимо, исключены в случае проникновения жидкого расплава в уже затвердевшую породу. В этом случае различия в составе породообразующих минералов трахибазальтов и лейкократовых прожилков, видимо, связаны с их кристаллизацией из первично расслоенного расплава.

Таким образом, анализ парагенезисов вкрапленников, обычно весьма обильных, в частности наличие в них гидроксилсодержащих минералов и раннее выделение магнетита, оливина и пироксена по сравнению с плагиоклазами, не оставляет сомнения в том, что их кристаллизация происходила в условиях высокого содержания летучих, среди которых существенную роль играл водный флюид. Гипабиссальный характер локализации магм, вероятно, способствовал сохранению в ней высокого давления летучих вплоть до застывания пород, и лишь перед кристаллизацией основной массы часть их, возможно, была утеряна.

По составу все малокурульские базальты относятся к низкотитанистым субщелочным трахибазальтам (см. рис. 4) со сравнительно высоким содержанием K_2O , равным Na_2O или преобладающим над ним. Сумма щелочей в среднем колеблется от 6—7% до 10—12% (см. табл. 4).

Оливиновые трахибазальты и трахидолериты — наиболее основные (SiO_2 49,5%), низкоглиноземистые (Al_2O_3 12—14%) породы с высоким содержанием магния (7,5—8%), при отношении железа к магнию, близком к единице (см. рис. 5 и 6).

Пироксен-плагиоклазовые (безоливиновые) трахибазальты отличаются от первых более высокой кремнекислотностью (SiO_2 52,4%), повышенной глиноземистостью (16—17,5%) и отношением железа к магнию от 2 до 2,5 (см. рис. 5), а также более низким отношением Na_2O/K_2O , равным 0,7 (см. рис. 6). Содержание кальция в них понижается до 3—4%. Прожилковые трахиандезито-базальты близки по химическому составу к безоливиновым разностям силлов, но отличаются еще более высокой кремнекислотностью (53—56%) и щелочностью, главным образом за счет K_2O (6—7%).

Таким образом, при переходе от меланократовых разностей к лейкократовым трахиандезито-базальтам наблюдается постепенное увеличение кремнекислотности, содержания щелочей (см. рис. 4), глинозема, железистости (см. рис. 7) при одновременном уменьшении TiO_2 , MnO , MgO , CaO и ΣFeO (см. табл. 4). Такая же эволюция состава наблюдается и в крупных силлах от подошвы к кровле. Однако, если в последних мы видим непрерывную смену составов пород, то маломощные силлы о-ва Танфильева образуют дискретный ряд с четко выраженным разрывом в содержаниях всех петрогенных окислов (см. рис. 4—7). Эта дискретность наблюдается и в распределении микроэлементов. Оливиновые разности проявляют отчетливую тенденцию к накоплению Cr , Ni в меньшей степени Co по сравнению с пироксен-плагиоклазовыми трахибазальтами (см. табл. 2). Еще более резко эти различия проявлены при сравнении с лейкократовыми прожилками трахиандезито-базальтов, характеризующихся минимальными значениями этих элементов. Подобная дискретность практически не выражена при распределении таких эле-

ментов, как Cu , Zn , Pb , Zr , Sc , Ga , V , Ba (см. табл. 2), которые более или менее равномерно распределены во всех породах. Лишь незначительное их понижение отмечается в меланократовых разностях трахибазальтов. Близкая закономерность установлена и в крупных расслоенных силлах А. А. Цветковым в 1981 г. на мысе Неудачный и К. Яги в 1969 г. на п-ове Немуро. Их содержания в целом близки к базальтам и андезито-базальтам островодужного типа (см. табл. 2).

К. Яги, Ю. А. Неверов, А. А. Цветков и другие исследователи ведущим механизмом дифференциации расплавов этого типа считают кристаллизационную дифференциацию, происходящую *in situ*. Этот процесс обуславливает железомagneзиальное фракционирование (см. рис. 7), связанное с накоплением оливина и пироксена, приводящее к обогащению расплава железом, титаном и ванадием. Мощные расслоенные силлы субщелочных базальтов легко укладываются в эту схему.

Маломощные недифференцированные силлы образуют две контрастные пространственно разобщенные группы. Соотношения вкрапленников и валового состава этих пород анализировались на диаграмме $\text{O1}-\text{Crх}-\text{Pl}$ (см. рис. 8). Оливиновые и пироксен-плагноклазовые трахибазальты во вкрапленниках содержат много клинопироксена, что свидетельствует о достаточно высоких давлениях водного флюида в процессе их кристаллизации (см. табл. 3). Обогащение двух типов расплавов, вероятно, можно объяснить последовательным расслоением магмы в глубинных условиях, что подтверждается высокими температурами кристаллизации минералов субщелочных базальтов (1240°) — см. рис. 9. В процессе предполагаемой флюидно-магматической дифференциации магма в верхней части очага обогащается летучими компонентами, щелочами, глиноземом и кремнеземом, в то время как ее центральные и более нижние зоны накапливают магний, хром и никель. Пульсационная подача такого расслоенного расплава с разных глубин привела к формированию маломощных силлов меланократовых трахибазальтов, производных глубоких зон очага, и лейкократовых менее глубинных и в большей степени обогащенных летучими. Быстрое остывание этих тел препятствовало проявлению процессов дифференциации, в отличие от медленно охлаждающихся крупных силлов, где этот процесс проявлен очень широко. Появление прожилков трахиандезито-базальтов нельзя объяснить процессом послойного глубинного расслоения магмы. Нельзя их относить и к более поздним кислым дифференциатам ис-

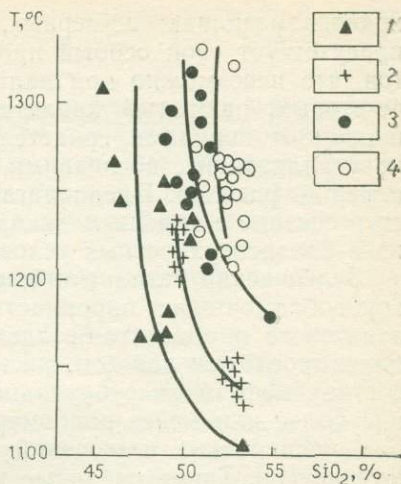


Рис. 9. Температурный режим вулканических комплексов Малой Курильской гряды в процессе их эволюции. Вулканические комплексы: 1 — крабовозадский, 2 — малокурильский, 3 — зеленовский, 4 — ноторо-томаринский

ходного расплава: во-первых, потому что в разных типах силлов присутствует свой особый прожилковый тип трахиандезито-базальтов, что невозможно при наличии единого магматического очага, и, во-вторых, размытый характер граничной зоны прожилков с вмещающими породами свидетельствует об их близко одновременной кристаллизации с последними, а не о более позднем внедрении в застывший расплав. Предполагается, что образование полосчатых текстур связано с явлением ликвационного распада гомогенного расплава в близповерхностных условиях (возможно, в камере силла).

Зеленовский базальт-андезито-базальтовый комплекс представлен грубообломочными пирокластическими и лавовыми брекчиями базальтового и андезито-базальтового состава, чередующимися с редкими прослоями лав (см. рис. 3), и интродуцированными близкими по составу эффузивам субвулканическими дайками и силлами. Последние более или менее равномерно развиты по разрезу, образуя в зонах субширотных нарушений системы сложнопостроенных дайковых комплексов. Такие дайковые комплексы выделены на юго-восточной окраине о-ва Шикотан (бухта Дмитрова) и в юго-западной его части (бухта Звездная, мыс Угловой). Это сложная ассоциация секущих и пластовых, небольших по размерам тел, сложенных габбро, габбро-диабазами, габбро-диоритами, долеритами и различными базальтами как афировыми, так и порфиоровыми, а также разнообразными их брекчиями. Взаимоотношение рвущих тел внутри комплекса сложное, количество последовательных внедрений достигает 5—6. Наиболее ранние — мелкие тела габброидов, затем фиксируются различные дайки и силлы базальтов и последние — маломощные дайки афировых базальтов и андезито-базальтов. Особенно многочисленны генерации брекчированных внедрений: помимо интрузивных широко распространены тектонические разрывные, протрузивные и нептунические. Все породы зеленовского комплекса имеют вследствие гематитизации характерную красновато-лиловую окраску, характерную для вулканитов континентального происхождения. Грубообломочный характер отложений, отсутствие в них четкой стратификации и небольшая доля осадочных образований говорят о близости центров извержения. Постройки возвышались над уровнем моря, а накопление лав и обломочного материала происходило преимущественно в наземных условиях или в прибрежной зоне, периодически заливавшейся морем, причем формирование осадочных прослоев постоянно подавлялось поступлением вулканического материала и грубых продуктов разрушения. Вблизи таких центров увеличивается объем лав в разрезе и резко уменьшается количество осадочного материала. Наличие центра предполагается в северной части бухты Церковная, где выделяется до 17 небольших потоков мощностью от 2—3 до 5 м. Нижние и верхние контакты их неровные с карманами и заливами. Строение потоков зональное. Вблизи подошвы развита 5—10-сантиметровая миндалекаменная зона с ориентированными вдоль напластования миндалинами. Центральная часть потоков массивная, с редкими круглыми миндалинами. Вблизи кровли развита более широкая миндалекаменная зона, чем в подошве, иногда составляющая до трети мощности потока. Миндалины крупные (до 2—

4 см), неправильной формы, частично выполнены хлоритом, эпидотом, карбонатом, цеолитами и опалом. Обломки этих лав встречаются среди брекчий выше по разрезу.

Преобладают базальты и андезито-базальты резко порфирирового типа с вкрапленниками до 25—30%. По составу парагенезисов выделяются лейкократовые и более меланократовые разновидности. Лейкократовые, существенно плагиоклазовые базальты и андезито-базальты распространены преимущественно в лавах, реже встречаются в обломках брекчий. Более меланократовые — пироксен-плагиоклазовые, пироксеновые и реже оливинсодержащие разновидности преобладают в многочисленных обломках.

В лейкократовых породах плагиоклаз составляет до 80% объема, являясь единственным минералом-вкрапленником. Он образует две генерации: зональные корродированные кристаллы Ap_{60-70} (до 1 см), иногда оплавленные, с вростками титаномагнетита и призматические зерна Ap_{50} (0,3—0,8 мм) без следов коррозии. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза и изометричными зернами клинопироксена диопсид-авгитового ряда, часто хлоритизированными до полных псевдоморфоз. Стекло сохранилось частично, содержит рассеянную вкрапленность титаномагнетита. В основной массе первым выделяется плагиоклаз, затем клинопироксен, титаномагнетит и стекло.

В меланократовых базальтах плагиоклаз также является главным породообразующим минералом, но наряду с ним появляются темноцветные, среди которых наиболее распространен клинопироксен, реже оливин и базальтическая роговая обманка. Клинопироксен образует несколько генераций: в гомогенных обособлениях, во вкрапленниках и в основной массе. Клинопироксен — авгит во вкрапленниках составляет 15—20% и образует единичные зерна (до 0,5 см). Состав его идентичен клинопироксену плагиоклазовых базальтов. Такие кристаллы нередко бывают зональными, сдвойникованными и окружены черной опацитовой каймой. Часто зерна клинопироксена срastaются, образуя мономинеральные включения, которые отделены от основной массы опацитовой каймой. Форма включений округлая, как бы оплавленная, размер 1—1,5 см.

Вкрапленники роговой обманки и псевдоморфозы по оливину также имеют черную опацитовую кайму. Титаномагнетит встречается во всех породах, образуя вкрапленники и мелкие зерна в основной массе. Основная масса отвечает по составу парагенезисам вкрапленников ранних этапов кристаллизации. Характерны структуры: в эффузивах — микролитовая и гиалопилитовая, в субвулканических породах — интерсерральная и пилотакситовая.

Резко порфирировый тип структур, ранняя кристаллизация титаномагнетита и клинопироксена, наличие гидроксилсодержащих минералов при широком развитии грубой пирокластики ($E=90\%$), обилие миндалекаменных текстур в лавах свидетельствуют о высоком содержании летучих компонентов в исходном расплаве. Простые и устойчивые парагенезисы основной массы, характерные для всех типов пород зеленовского комплекса, свидетельствуют о нивелировке

различий в исходных расплавах в процессе ранних этапов кристаллизации при отделении водного флюида и вкрапленников. При этом расплавы приближались к эвтектическим соотношениям клинопироксен — плагиоклаз. Фаза становления поздних субвулканических тел, с которой связано появление пироксенсодержащих базальтов, сопровождается накоплением летучих в расплаве, которые сохраняются вплоть до кристаллизации в них основной массы.

Вулканические породы зеленовского комплекса слабо дифференцированы по составу. Они сложены непрерывным рядом пород от базальтов до андезито-базальтов (андезиты — единичные обломки в брекчиях) нормальной щелочности (см. рис. 4). Характерной чертой этих пород является сравнительно высокое содержание глинозема, общей щелочности (до 5,5 %) и низкое — титана и кальция (см. табл. 1). Отношение $\Sigma\text{FeO}/\text{MgO}$ колеблется от 0,8 до 2, что связано с наличием лейкократовых и меланократовых разностей.

Лейкократовые базальты более глиноземистые и более калиевые при пониженных в целом значениях магния, кальция и железа. При этом окисленность железа возрастает в два раза, что скорее всего связано с излиянием лав в наземных условиях. Меланократовые разности отличаются понижением общей щелочности, главным образом калия, глинозема, и повышением содержаний магния и кальция. По всем особенностям минерального и химического состава все породы зеленовского комплекса относятся к известково-щелочной (гиперстеновой) серии. Высокий темп роста железистости связан с некоторым «осушением» пород, зафиксированным в смене парагенезисов (см. рис. 7). Однако уже на уровне значений $F=60-65$ линия дифференциации начинает отклоняться в сторону известково-щелочных серий. Общий уровень содержания микрокомпонентов в породах зеленовского комплекса близок известково-щелочному ряду островных дуг [14]. По сравнению с меловыми базальтами Малой гряды они максимально отличны от толеитовых крабозаводских базальтов и трахибазальтов малокурильского комплекса. В магнезиальных разностях пород заметно увеличение содержаний хрома и никеля при стабильных значениях ванадия и кобальта. Содержания литофильных элементов меняются мало. Некоторое их накопление отмечается в продуктах дифференциации.

Все породы зеленовского комплекса пересыщены кремнеземом; лишь в наиболее меланократовых разностях, слагающих поздние субвулканические дайки базальтов, появляется оливин. Эти различия в химическом составе субвулканических пород являются отражением эволюции исходного расплава, который на стадии формирования субвулканов испытывает две тенденции дифференциации: анортозитовую и известково-щелочную.

Эволюция исходной базальтовой магмы, вероятно, началась еще на стадии интрателлурического этапа с выделения темноцветных компонентов как в виде вкрапленников, так и их гомеогенных обособлений, и титаномагнетита, к которым позднее присоединился плагиоклаз. Этому способствовало первоначально высокое содержание летучих в расплаве. Достаточно сильные эксплозивные взрывы, в результате которых была сформирована мощная толща пирокластических

образований, сопровождали излияния этого расплава и свидетельствовали о периодическом бурном отделении летучих компонентов. Оставшийся при этом расплав в магматическом очаге обогащался, хотя и незначительно, кремнеземом, глиноземом, кальцием, щелочами и обеднялся магнием и железом. Кратковременные периоды покоя сопровождалась излияниями порфировых, преимущественно плагиоклазовых лав. Порфировый тип пород с длительной стадией интра-теллурической кристаллизации позволяет предполагать, что ведущим процессом является кристаллизационная дифференциация. Реальность этого процесса доказывается появлением в разрезе плагиопорфировых лав и аналогичных им по составу субвулканических тел. Процесс эволюции происходил гомодромно. При этом уровень кислотности, как начальный, так и конечный, различаются мало и практически не достигают состава андезитов, но различия в парагенезисах пород выражены более отчетливо. Процесс дифференциации сопровождался потерей летучих, главным образом на стадии кристаллизации основной массы. Интенсивное их отделение привело к широкому развитию миндалекаменных текстур в лавах и послужило, видимо, одной из главных причин того, что родоначальный расплав не эволюционировал далее андезито-базальтов. Основные породы, развитые в заключительные фазы проявления зеленковского вулканизма (поздние дайки базальтов), представляют собой как бы придонные «остатки», последние порции крупных магматических очагов, питавших вулканическую зону.

Особенности эволюции вулканизма и пульсационный характер флюидного режима отражаются и при анализе нормативных составов пород на диаграмме P_1 — Cr_x — O_1 (см. рис. 8). Начальные фазы вулканизма, отвечающие формированию пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых базальтов, отвечают наиболее низкотемпературным эвтектическим составам при давлениях воды около 0,2 ГПа. Это подтверждается и первоначальной кристаллизацией клинопироксенов из расплава. Последние фазы, соответствующие поздним субвулканическим базальтам, отвечают эвтектике при более низком давлении воды около 0,1 ГПа. С этим, вероятно, связано некоторое увеличение в них кремнекислотности по сравнению с базальтами начальной стадии.

Итак, эволюция исходного расплава в промежуточных очагах сопровождалась вертикальным их расслоением с отделением кристаллической фракции, что и обусловило появление базальтовых пород в конце формирования комплекса. Первоначально высокое содержание летучих в расплаве привело к сильно взрывному характеру вулканизма, сменявшемуся периодически спокойным излиянием лав и завершившемуся внедрением разнообразных по составу субвулканических пород.

Ноторо-томаринский базальт-андезито-базальтовый комплекс включает эффузивные массивы Ноторо и Томари, сложенные переслаиванием лав и пластовых тел базальтов и андезито-базальтов мощностью 15—20 м, разделенных вулканическими брекчиями.

Петрографический состав пород весьма однообразен и сходен с породами зеленковского комплекса. Преобладают базальты и анде-

зито-базальты с резко выраженной плагиофировой структурой и с вкрапленниками от 10—15 до 25—30 %, темноцветные минералы находятся в резко подчиненном количестве. От пород зеленцовского комплекса плагиоклаз отличается более основным составом от Ap_{72} во вкрапленниках до Ap_{64} в основной массе. Состав клинопироксена стабилен, соответствует диопсид-авгиту, в основной массе более железистый.

В аксессуарных количествах развит и довольно высокомагнезиальный оливин (до 2 %), обычно сильно резорбированный, сохранившийся только в реликтах ($Fa=12\%$) и замещенный серпентином, иддингситом и другими вторичными минералами. Магнетит образует изометричные кристаллы (не более 0,1 мм) и развит в основной массе. Кристаллизация начиналась с выделения оливина, затем плагиоклаза (ядра кристаллов) и клинопироксена первой генерации, оплавленная или корродированная форма которых свидетельствует о первоначально глубинных условиях кристаллизации и последующей затем резорбции. Это подтверждается и равномерным распределением вкрапленников плагиоклаза и оливина в разных частях потоков. В поверхностных условиях начинается кристаллизация второй генерации вкрапленников: плагиоклазовые ядра обрастают более кислыми краевыми зонами, выделяются самостоятельные изометричные кристаллы плагиоклаза и клинопироксена второй генерации, неравномерно распределенного в потоке.

Все породы очень однородны по составу, образуя ряд нормальной щелочности (см. рис. 4). По содержаниям петрогенных окислов и микрокомпонентов они близки к зеленцовским вулканитам (см. табл. 1, 2), отличаясь незначительным увеличением кремнезема, глинозема и кальция (см. рис. 6). Они обладают высокими значениями $CaO/(Na_2O+K_2O)$ и K_2O/TiO_2 , что при высокой глиноземистости позволяет относить их к известково-щелочным базальт-андезито-базальтовым сериям, пересыщенным кремнеземом (содержание нормативного кварца достигает 5 %). Так же, как и в зеленцовском комплексе, они характеризуются довольно высоким темпом роста железистости при дифференциации (см. рис. 7, Б), что связано с некоторым осушением расплавов, выраженным в ранней кристаллизации плагиоклаза. Некоторое отклонение в сторону известково-щелочных дифференциатов наблюдается на уровне $F=65-68$, когда летучие вновь накапливаются по мере эволюции.

Соотношения нормативного плагиоклаза, клинопироксена и оливина в породах ноторо-томаринского комплекса отвечают (см. рис. 8) эвтектическим составам при давлениях воды около 0,1 ГПа, а соотношения вкрапленников свидетельствуют о первичной кристаллизации плагиоклаза, что возможно только при относительно невысоком давлении водного флюида. Таким образом, при близком нормативном составе эволюция пород ноторо-томаринского комплекса связана главным образом с фракционированием плагиоклаза, в то время как в зеленцовском комплексе она определяется фракционированием темноцветных (см. рис. 6). Причиной этому является различный режим летучих компонентов. Общие черты минерального и химического состава, свойственные породам зеленцовского и ноторо-томарин-

ского комплексов, позволяют предполагать единые условия генерации их магм. Не исключено, что проявление ноторо-томаринского вулканизма связано с заключительными фазами формирования зеленовской формации (дайки базальтов).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ЭТАПЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Формационные типы мезо-кайнозой Малых Курил, их вещественный состав сходны с таковыми многих геосинклиналей, особенно с вторичными прогибами геосинклинальных систем, заложенных на жестком основании. Магматические комплексы, в которых преобладают дифференцированные серии преимущественно известково-щелочного типа, разнообразны по химическому составу и отвечают зрелым магматическим очагам, свидетельствующим о сложном, неоднородном составе земной коры и верхней мантии. Это полностью соответствует геофизическим данным о переходном типе коры и наличии «гранитного» слоя.

Наличие обломков гранитов, гнейсов, кварцитов, метаморфических сланцев, метапесчаников, метаэффузивов, амфиболитов в осадочных и эффузивных образованиях указывает на состав допоздне-мелового фундамента Малой Курильской гряды. Об этом же говорят результаты драгирования юго-западного склона пролива Буссоль и структур Малой гряды [2], показавшие наличие обломков кварцитовидных песчаников и метаосадочных пород, биотитовых и мусковитовых гранитов, яшм и других силлицитов, диоритов и разнообразных по составу и степени преобразования эффузивных и интрузивных базитовых пород. Все это подтверждает давно высказанное предположение Е. М. Рудича (1962 г.), С. Ю. Желубовского (1964 г.) и выводы К. Ф. Сергеева (1976 г.), Б. И. Васильева и др. (1979 г.) о наличии под дугой складчатого фундамента, переработанного последующими тектоническими и магматическими процессами. Непосредственными выходами фундамента на поверхность следует считать и метаморфические породы зоны Хидака (о-в Хоккайдо), расположенной западнее п-ова Немуро (зона Тисима), который является непосредственным продолжением на юг структур Малой Курильской гряды [36].

Можно сделать более обобщающее заключение о том, что поскольку структурно Малая Курильская гряда, восточное побережье Камчатки и Японские острова являются продолжением друг друга, нет принципиальной разницы в строении и составе их фундамента. Следовательно, геологическая история Курил, в частности Малой гряды, началась по крайней мере еще в раннем палеозое, когда эта территория входила составной частью в геосинклинальную систему окраины Азиатского континента.

В истории развития Малой Курильской гряды выделяются два больших этапа: позднемеловой и неогеновый, разделенных длительным перерывом в разрезе (почти весь палеоген). Кроме того, сохранились образования более раннего (мелового) этапа, зафиксированного отрядным магматическим комплексом, указывающим на су-

ществование в начале позднего (?) мела хребта, сложенного дифференцированными вулканитами известково-щелочного типа, прорванного гипабиссальными интрузиями основного состава. Еще в докампанское время область испытывала растяжения и глубокие расколы, сопровождавшиеся подводными излияниями толентовой магмы (кразоводская свита). Резко дифференцированные движения вслед за этим создали или еще более усилили контрастный рельеф, при котором на склонах вулканического хребта накопилась коллювиальная хромовская свита, частично за счет синхронных вулканитов. Хребет и центры извержения находились на востоке от о-ва Шикотан, о чем свидетельствуют западное направление оползания и разноса обломочного материала, особенно четко выраженные в отложениях малокурильской свиты. Флишевый ее тип — доказательство глубоководности прогиба и существования на востоке от о-ва Шикотан высокого надводного, уже авулканического хребта; вероятно существование и хребта на западе. Скорее всего, флишевый прогиб был не единственным в зоне перехода континента к океану. Одновременно с накоплением терригенно-кремневого флиша происходило излияние лав субщелочных базальтов на о-ве Хоккайдо и внедрение их силлов в полужатвердевшие осадки на островах Полонского, Танфильева и др.

Длительный перерыв в разрезе, падающий почти на весь палеоген и, возможно, самые верхи мела, указывает на общее поднятие области Малой Курильской гряды, а, вероятно, и всех Курил и соответствующей зоны Японии. Новый этап накопления континентальных толщ и одновременно формирования мощных серий даек и малых интрузий начался, очевидно, в раннем миоцене и особенно интенсивно продолжался и закончился в среднем миоцене. Среднемиоценовая вулканогенно-осадочная базальт-андезито-базальтовая зеленцовская формация формировалась в основном при интенсивных растяжениях земной коры преимущественно в наземных островных условиях. Ширина вулканического хребта, созданного кратковременным, но интенсивным магматическим процессом, была, очевидно, около 20—30 км. На его склонах накапливался вулканитовый коллювий, который позднее сменялся формированием более тонких, преимущественно песчано-диатомитовых флишевых толщ, продолжающих накапливаться и ныне. Область Малой Курильской гряды оставалась поднятием, а если и погружалась в неогеновое и плейстоценовое время, то ненадолго и неглубоко. Итак, в раннем миоцене начался современный этап развития зоны Малых Курильских островов.

В вулканической деятельности Малой Курильской гряды также выделяются три этапа, разделенные перерывами, сопровождающимися затуханием вулканизма. Два из них относятся к позднемиоценовому времени, последний — к миоценовому.

Образования самого раннего этапа представлены гипабиссальными андезито-базальтами отрадненского комплекса, относящегося, по-видимому, к завершающим фазам магматической деятельности. Второй, кампан-маастрихтский этап характеризуется проявлением длительно протекавшего вулканизма. Были последовательно сформир-

рованы три вулканических комплекса: 1) толеитовый, входящий в состав крабозаводской свиты, 2) известково-щелочной базальт-андезито-базальтовый в составе хромовской свиты и 3) субщелочной трахобазальтовый (шошонитовый) в составе малокурильского флиша. Позднемеловой магматизм обнаруживает черты закономерной эволюции во времени, которая выражается в направленной эволюции типов исходных магм от толеитовых к известково-щелочным и далее к субщелочным, в увеличении степени дифференцированности магм (появление пород средней основности в поздней малокурильской формации); в изменении особенностей химического состава с увеличением магнезиальности к концу этапа и с увеличением роли K_2O по мере возрастания общей щелочности в том же направлении; в эволюции режима летучих компонентов при кристаллизации магм, что выражено во все более позднем их массовом отделении. Хотя проявление вулканизма этого этапа начинается с формирования подводных толеитовых базальтов, последние существенно отличаются от океанических по высокому содержанию калия (до 1%). Эволюция магматизма в сторону шошонитового ряда так же, как и наличие древнего отрядненского комплекса известково-щелочного типа, очевидно позднего дифференциата предшествующего этапа магматизма, заставляет предполагать, что магматизм Малой Курильской гряды имел место на жесткой континентальной коре. Анализ магматических проявлений показывает, что геодинамический режим растяжений, свойственный началу этапа (крабозаводские толеитовые базальты), по мере развития магматизма сменился режимом относительного сжатия и уменьшения проницаемости с обособлением промежуточных очагов, где осуществлялись процессы дифференциации. Однако время существования этих очагов было невелико, так как магматизм мелового этапа Малой гряды мало дифференцированный, базальтовый.

Миоценовый (?) этап вулканизма Малой гряды существенно отличается от мелового. В течение этого этапа были сформированы два базальт-андезито-базальтовых комплекса известково-щелочного типа, входящие в состав зеленовской свиты: зеленовский и ноторотмаринский. Эти комплексы представлены преимущественно неотсортированными вулканическими брекчиями и конгломерато-брекчиями с редкими прослоями лав и осадочных пород. С вулканическими породами тесно ассоциирует комплекс субвулканических силлов и даек, близких по составу эффузивам, завершающийся интрузиями габбро и диоритов, из которых наиболее крупными являются интрузии массивов Шикотан и Брусилова. Многофазные гипабиссальные тела настолько обильны, что местами вмещающие суперкрупные образования сохраняются лишь в виде ксенолитов. Все это свидетельствует о том, что в миоцене Малая Курильская гряда являлась зоной высокой магматической проницаемости, что и привело к слабой дифференцированности продуктов вулканизма. Вулканиды миоценового этапа отличаются от известково-щелочных вулканидов позднего мела лишь несколько более высоким отношением калия к натрию при более высокой общей щелочности, при низких содержаниях титана и кальция. Они представляют собой последние магмати-

ческие проявления в пределах Малой гряды, являясь отголоском мощного миоценового вулканизма Большой гряды. В дальнейшем Малая гряда становится амагматичной.

ВНУТРЕННИЙ ХРЕБЕТ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (БОЛЬШАЯ КУРИЛЬСКАЯ ГРЯДА)

Большая Курильская гряда — внутренняя, западная часть Курильской островной дуги — прослеживается на 1250 км от мыса Лопатка (Камчатка) на севере до п-ова Сиретоко (о-в Хоккайдо) на

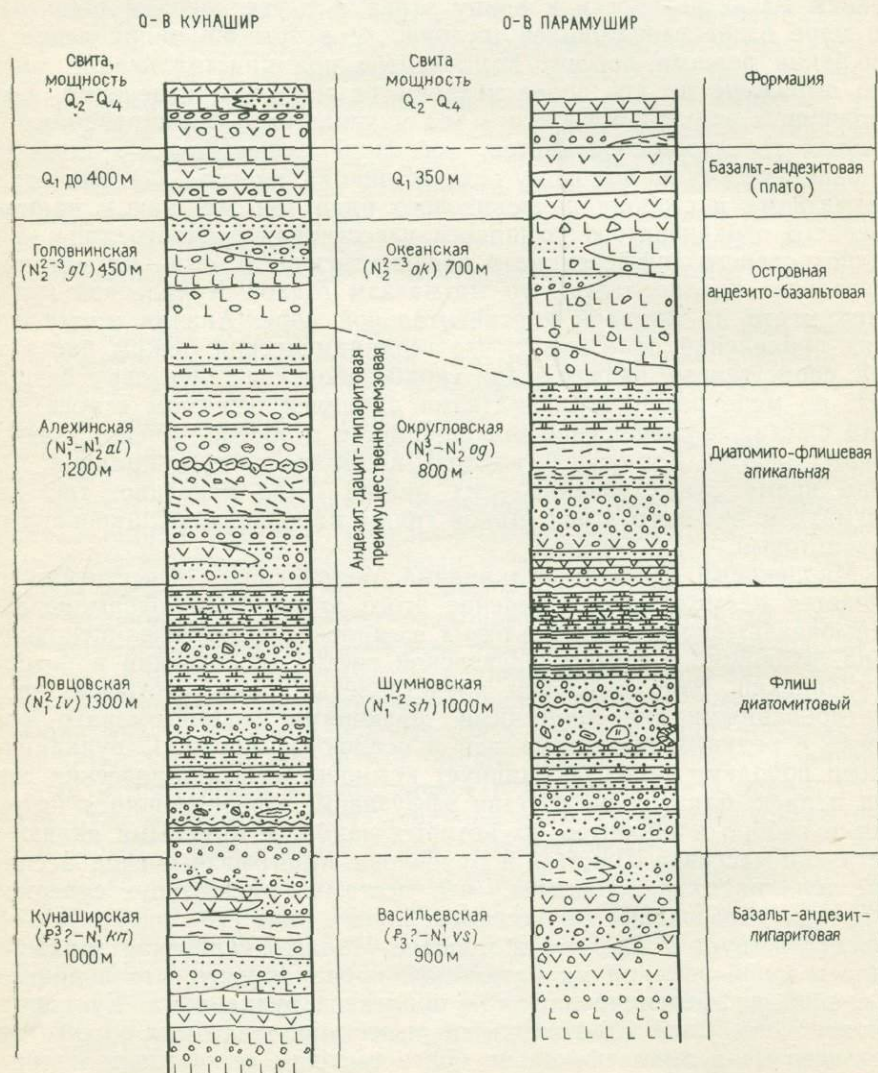


Рис. 10. Сопоставление стратиграфических разрезов островов Кунашир и Парамушир. Условные обозначения см. рис. 3

юге. От внешней Малой гряды она отделена Южно-Курильским проливом шириной до 60 км.

Большая гряда — горное сооружение шириной от 100 до 200 км, возвышающееся над дном прилегающей Южно-Охотской глубоководной впадины более чем на 5000 м. Проливами Буссоль и Крузенштерна гряда разделена на три звена (блока) — Южное, Центральное и Северное (см. рис. 1), в пределах которых выделяют две зоны вулканов: главную — в осевой части гряды и западную — по западному склону хребта и на дне Охотского моря. Общая площадь Большой гряды около 9800 км². Большая гряда высоко сейсмична. Глубина сопряженного с дугой желоба за четвертичный период возросла на 3 км [2]. Сложные новейшие тектонические движения Курильской дуги фиксируются положением морских террас, количество которых достигает десяти и более. Большая гряда испытала сводовое поднятие, суммарный эффект которого за четвертичный период составляет не менее чем 400—500 м, а средняя скорость 1—2 мм/год, т. е. на порядок ниже скорости опускания Курило-Камчатского желоба Южно-Охотской впадины.

Геологическому строению островов Большой гряды посвящены многочисленные работы Г. М. Власова, Ю. С. Желубовского, Г. П. Вергунова, А. Ф. Прялухиной, Б. И. Васильева, В. И. Федорченко, К. Ф. Сергеева, Б. Н. Пискунова, И. П. Аверьянова, М. И. Стрельцова, В. К. Гаврилова, Н. А. Соловьевой, Э. Н. Казаковой, В. Н. Шилова, А. В. Горячева, В. М. Дуничева, В. Е. Бевза, И. Г. Смирнова, Л. С. Жидковой и др. Однако общепринятая стратиграфическая схема не выработана и для разных островов трактуется различно. Нами принята следующая схема (снизу вверх) — см. рис. 10:

о-в Кунашир

- 1) кунаширская свита ($P_3^{3?} - N_1^{1-2}kn$)
- 2) ловцовская „ ($N_1^{2}lz$)
- 3) алексинская „ ($N_1^3 - N_2al$)
- 4) головнинская „ ($N_2^{2-3}gl$)
- 5) плейстоценовые и голоценовые вулканические и осадочные образования

о-в Парамушир

- 1) васильевская свита ($P_3^{3?} - N_1^{1-2}vs$)
- 2) шумновская „ ($N_1^{2}shm$)
- 3) округловская „ ($N_1^3 - N_2og$)
- 4) океанская „ ($N_3^{2-3}ok$)
- 5) плейстоценовые и голоценовые вулканические и осадочные образования

ОСТРОВ КУНАШИР

Геологическое строение и формационное расчленение

Протяженность о-ва Кунашир около 120 км, максимальная ширина в северной части 30 км. На севере выделяются крупные вулканы Тятя (1822 м) и Руруй (1486 м), в средней части — вулкан Менделеева (870 м), а в южной — кальдера вулкана Головнина (рис. 11).

Обнаженная часть представлена неогеновыми и четвертичными образованиями, которые можно подразделить на два структурных этажа. Нижний, образующий цоколь острова, сложен умеренно дислоцированными неогеновыми, а верхний, практически недислоцированный — четвертичными отложениями. В состав нижнего этажа входят два структурных яруса. Относительно сильно дислоцированные кунаширская и ловцовская свиты составляют нижний ярус, а алексин-

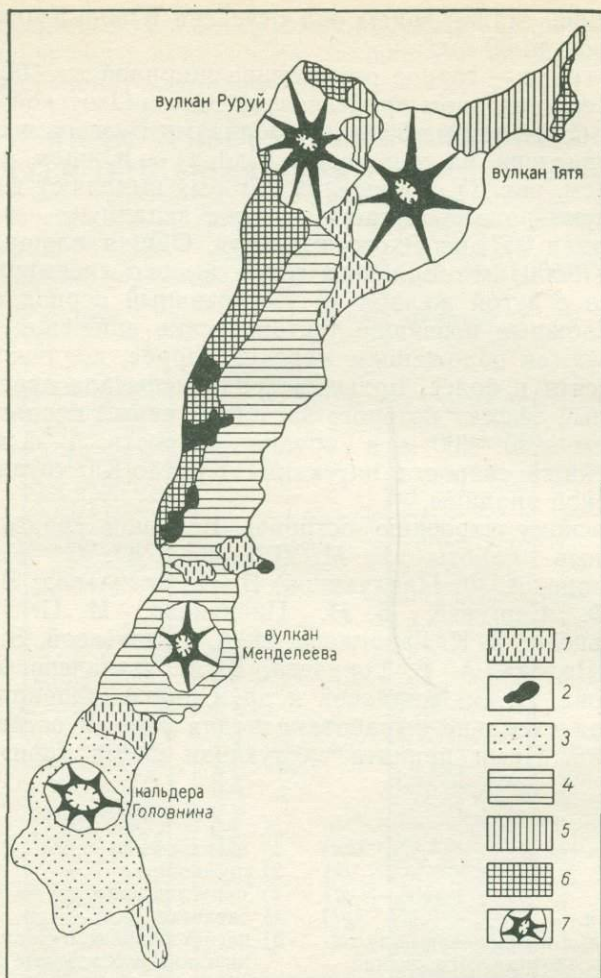


Рис. 11. Схематическая геологическая карта о-ва Кунашир

1 — четвертичные аллювиально-пролювиальные, морские, озерные отложения; 2 — лавовые плато раннеплейстоценового возраста; 3 — головнинская свита; 4 — аলেখинская свита; 5 — ловцовская свита; 6 — кунаширская свита; 7 — современные вулканические постройки

ская и головнинская — верхний. Простираение осей складок обоих ярусов северо-восточное, субпараллельное простиранию острова.

Разрывные нарушения контролируют расположение всех вулканов, маркируются многочисленными интрузивными телами и ограничивают основные тектонические структуры. По одному из субширотных сбросов южная часть острова с вулканами Менделеева и Головинина опущена не менее чем на сотни метров.

За основу стратиграфического расчленения наложенных образований о-ва Кунашир принята схема Л. С. Жидковой и соавторов (1971 г.).

Кунаширская свита ($P_3^{3?}-N_1^{1-2} kn$) — мощная (1000—1200 м) фациально изменчивая толща основных, средних и кислых вулканитов и экзогенно-осадочных пород. Свита обнажена на севере острова в проливе Екатерины, где слагает ядро антиклинали, по западному побережью от мыса Прасолова на севере до мыса Спиридонова на юге и на восточном берегу п-ова Ловцова.

Наиболее низкие горизонты (пролив Екатерины) представлены базальтами, их лавовыми брекчиями, чередующимися с моновулканическими туфовыми и лавокластическими базальтовыми брекчиями. В средней части базальты переслаиваются с риолитами, часто игнимбритоподобными, которые преобладают в верхах свиты (до 100—150 м). На Охотском побережье в районе оз. Валентины заметно преобладают андезиты, которые чередуются с базальтами и фациально их замещают. Осадочные образования — слоистые гравелито-дресвяники, песчаники и алевролиты — обычно плохо или градационно сортированные, моно- или поливулканические, в основном осыпные и отложения щебнистых и песчаных потоков.

Верхняя часть (до 300 м) свиты (п-ов Ловцова) представлена в основном свальными и осыпными брекчиями (до 20—30 м) слабо слоистыми, изотропными, поли- и моновулканическими. Пачки экзокластических брекчий (70—100 м) с обломками риолитов и дацитов до 20—30 % объема. Потоки лав единичны.

Возраст свиты определяется по положению в разрезе [2] и на основании сходства с формацией «зеленых туфов» Хоккайдо как позднеолигоцен-ранне-среднемиоценовой.

Свита полиформационна. Ее нижняя толща представляет собой контрастную базальт-риолитовую формацию, а верхняя — относится к островной, в основном к подводной эффузивно-осадочной, дифференцированной базальт-андезит-риолитовой формации. Возможно, что верхняя и нижняя толщи частично фациально замещают друг друга. О подводных условиях накопления большей части магматических и осадочных образований свидетельствуют градационно-слоистые отложения спазматических потоков, морская фауна и практически полное отсутствие краснокаменного изменения эффузивов.

Ловцовская свита (N_1^{2lv}) — тонко- и грубоциклическая толща песчаников, конгломератов, диатомитов и в меньшей степени алевролитов и пепловых туфов кислого состава, общей мощностью до 1300 м. Обнажена только на п-ове Ловцова, где залегает на кунаширской свите без видимого несогласия, на остальной части острова перекрыта более молодыми образованиями.

В основании свиты залегают конгломерато-брекчии (50—100 м) с прослоями конгломератов, песчаников и тонкоциклических турбидитов, сменяющиеся выше нормальным флишем (100—150 м) с диатомитами (5—30 см), а затем — наиболее мощной и грубой толщей (200—250 м) конгломератов, брекчий, дресвяников, олигостромов — обвальных, осыпных и оползневых отложений. В верхней части свиты (500—700 м) залегает три пачки (по 50—100 м) конгломератов, обуславливающие мезоцикличность (100—300 м).

Обломочный материал полимиктовый, главным образом (на 70—90 %) вулканический, средний, кислый и основной, аналогичный по-

родам кунаширской свиты. Встречаются обломки метаморфических (2—5 %), интрузивных (1—3 %) и осадочных (5—30 %) пород: глинистые, хлоритовые, мусковитовые сланцы, кварциты, амфиболиты, гнейсы, граниты калиевые и плагиограниты, диориты, габброиды, аркозовые и другие песчаники, алевролиты, аргиллиты и глины, кремни, яшмы. Окатанность обломков высокая (до 30—40 %).

Строение свиты циклитовое. Элементарные циклиты (0,1—0,5 м) преобладают (50—60 %). Они построены однотипно и являются турбидитно-планктоногенными. Не менее 20—30 % элементарных циклитов имеют мощность 0,5—5 м, а 10—20 % — более мощные, включающие олистостромы до 50 м и более.

Особенности строения и генетический спектр отложений не оставляют сомнения в том, что ловцовская свита представляет собой конгломерато-песчано-диамитовый флиш с олистостромами и другими типами (обвальными и осыпными) грубых коллювиальных накоплений, относящихся к дикому флишу. Помимо турбидитов встречаются и другие отложения течений, в частности контуриты, представленные однородными алевропелитовыми и тонкопесчаными пластами с мелкой косою слоистостью или неслоистыми. Акцессорным генетическим типом являются тефровые пелловые и мелкодресвяные туфы кислого состава. Свита формировалась при активном тектоническом режиме, в сейсмической зоне, на значительной глубине, у подножья склона в котловинном бассейне при обильном питании обломочным материалом, поступающим с островной суши. Его, однако, было недостаточно для компенсации прогибания.

Находки двустворок и других беспозвоночных [26] позволяют отнести свиту в основном к среднему миоцену.

Алехинская свита ($N_1^3-N_2^1al$) резко выделяется своим светлым цветом и среднекислым составом вулканических пород и экзогенных продуктов их переотложения (1200 м).

Свита залегает с небольшим (5—20°) угловым несогласием и кратковременным перерывом на ловцовской свите и согласно перекрывается головнинской свитой. Ее выходы имеются в средней части острова, в районе мыса Алехин и оз. Лагунное (Охотское побережье) и к югу от пос. Южно-Курильск (на океанском побережье). Имеет близкие соотношения вулканических и осадочных пород. Среди первых резко преобладают пирокластические образования: игнимбриты и пемзовые туфы кислого состава. Экзогенные осадочные породы разнообразны и представлены полным гранулометрическим спектром обломочных, глинистыми и силицитовыми породами — диатомитами и опоками. Многочисленные дайки, силлы, лакколлиты и магматические диапиры кислого и среднего состава тесно связаны генетически и во времени с эффузивами.

Наиболее полный разрез свиты на западном побережье. В верховьях ручья Анатолия [26] видны нижние слои — грубые полимиктовые конгломерато-брекчии (130 м), их туфы, песчаники, опоки, диатомиты. Средняя часть разреза (200—400 м) — андезитовые брекчии, переслаивающиеся с туфами и цикличными конгломерато-брекчиями, песчаниками и алевролитами. Сортировка обломочных пород плохая, что отвечает преимущественно субаэральным спазма-

тическим потокам типа селей и пролювия. Верхняя часть разреза (600—700 м) — слоистые пемзы, пемзовые конгломераты и песчаники, полимиктовые обломочные породы, глины, туфы риолитов и дацитов и игнимбриты. Разрез венчается чисто осадочными циклитовыми полимиктовыми конгломератами, песчаниками и глинами, что свидетельствует о затухании вулканизма. На восточном побережье острова вскрыта скважинами только верхняя и средняя части свиты (мыс Горячий пляж), характер строения тот же.

Возраст свиты определяется по положению в разрезе и непосредственным находкам фауны как позднемiocен-раннеплиоценовый [26].

Свита относится к островной андезит-дацит-риолитовой, существенно пемзовой вулканогенно-осадочной формации, накапливающейся в субаэральных и морских условиях. Наличие грубозернистых песчаников с косой слоистостью прибрежного типа доказывает существование шельфовых условий. Однако более частые градационные циклиты, формировавшиеся несомненно ниже волнового базиса, указывают на то, что шельф был уже узким и изрезанным каньонами. Возобновление вулканизма, приведшего к формированию свиты, знаменует начало новой фазы растяжения, расколов и вскрытия магматических очагов. Этому предшествовали поднятие района, по крайней мере западной части флишевого бассейна, в котором формировалась ловцовская свита, слабые дислокации и некоторый разрыв, о чем свидетельствует несогласное залегание алексинской свиты, ареалы распространения которой, вероятно, смещены на запад, в осевую зону крупной антиклинали.

Головнинская свита ($N_2^{2-3}gl$) существенно осадочная пемзового состава с редкими прослоями базальтовых лав. Хорошо обнажена на юге острова, по западному и восточному побережьям к югу от Серноводского перешейка. Это циклические обломочные отложения полимиктового или пемзового состава — продукты перемыва нижележащих пород. В основании разреза на юго-западе о-ва Кунашир на мысе Ивановский залегают базальты и их брекчии. Единичные потоки базальтов встречаются и выше. Общая мощность разреза около 400—450 м. Возраст ее на основании фаунистических данных средне-позднеплиоценовый [26]. Формационно головнинская свита относится к островному вулканогенно-осадочному базальт-андезитобазальтовому типу, фактически начинающему новый, четвертичный вулканический этап развития острова.

Четвертичные образования подразделяются на нижне-верхнеплейстоценовые и верхнеплейстоцен-голоценовые.

Нижнеплейстоценовые образования (Q_1), нередко именуемые «платобазальты», развиты на высоких террасах, выровненных поверхностях рельефа и относятся к образованиям арельного вулканизма. Они слагают горы Фрегат, Треугольник и другие в средней части острова и состоят из потоков базальтов, андезитобазальтов и реже андезитов (5—30 м), чередующихся с их туфами и с континентальными (в основном) продуктами их перемыва — конгломерато-брекчиями, конгломератами, гравелитами, песчаниками

и более тонкими породами. Мощность достигает 400 м. Возраст датируется по взаимоотношениям с морскими террасами.

Плейстоцен-голоценовые вулканогенные и осадочные образования (Q_{II-IV}) представлены отложениями вулканов Руруй, Тятя, Менделеева и Головнина, а также осадочными континентальными и прибрежно-морскими прибойными, лагуновыми и марино-флювиальными отложениями с линзами торфяников и ракушечников. Вулканисты довольно широкого спектра кислотности — от базальтов до андезитов и дацитов. В целом они могут представлять дифференцированную базальт-андезит-дацитовую островную вулканогенно-осадочную формацию. Мощность ее достигает 2000 м, если считать, что основание вулканов прогнуто и находится ниже уровня моря. Возраст определяется по взаимоотношениям с террасами и поверхностями выравнивания и на основании многочисленных остатков фауны и флоры.

Петрологические особенности вулканических комплексов

Главной особенностью магматизма о-ва Кунашир, в отличие от внешней Малой гряды, является широкое проявление наряду с базальтовым средне-кислого вулканизма, развитого преимущественно в центральной и южной частях острова.

Толщи кунаширской свиты разделены на два комплекса: 1) нижнекунаширский, сложенный контрастной ассоциацией базальтов и риолитов, и 2) верхнекунаширский, сложенный непрерывным рядом пород от базальтов до риолитов, с преобладанием андезитов. Породы обоих комплексов подвергнуты зеленокаменному метаморфизму пренит-пумпеллитовой, реже эпидот-хлоритовой ступени. По возрасту, составу и степени метаморфизма комплексы кунаширской свиты соответствуют формации «зеленых туфов» Японии.

Нижнекунаширский базальт-риолитовый комплекс развит на северном побережье острова в проливе Екатерины и на п-ове Ловцова. Характерной его особенностью является четкая дифференциация по составу, выраженная в приуроченности базальтов к низам разреза, а риолитов и дацитов — к его верхам. Фациальный облик пород различен. Если вулканисты основного состава — преимущественно лавы и в меньшей степени пирокласты и субвулканические тела, то породы кислого состава представлены преимущественно пирокластическими фациями, среди которых преобладают игнимбриты и грубообломочные туфы. Исключение составляет разрез на п-ове Ловцова, где среди базальтов встречается много туфов. Начальные стадии вулканизма носили, по-видимому, трещинный характер и происходили в морских условиях, о чем свидетельствуют редкие прослои осадочных пород и наличие следов шаровой отдельности в базальтах, в межшариях которых встречаются красные (сургучные) яшмы. Извержения кислой магмы носили скорее всего взрывной характер с обилием пирокластических центров, заложенных на подводных поднятиях.

Основные породы — базальты, андезито-базальты и диабазы — порфировые, реже афировые миндалекаменные с простыми пироксен-плагноклазовыми парагенезисами. Плагноклаз преобладает, иногда

являясь во вкрапленниках единственным. Обычно процентное соотношение $P1:Crх:Мт$:основная масса составляет $(5-8):(2-3):(1-2):(90-95)$. Кристаллизация начинается с плагиоклаза и титаномагнетита, образующего в нем вростки на интрателлурической стадии. В базальтах с диабазовой структурой на этой же стадии выделяется и пластинчатый ильменит, образующий тонкие срастания с плагиоклазом. Вторая генерация вкрапленников — плагиоклаз и клинопироксен выделялась в собственно эффузивный этап и сменялась кристаллизацией основной массы. В последней сохраняется та же последовательность, что и во вкрапленниках. Преобладающий тип структур — диабазовая и микролитовая, иногда пузыристая. Все породы интенсивно изменены, широко развиты альбитизация, хлоритизация, серпентинизация и карбонатизация. Стекло полностью замещено вторичными минералами.

Кремнекислые породы — дациты, риодациты и риолиты слагают потоки игнимбритов, прослои грубых туфов и реже лав. Они обладают слабопорфировыми (5—8 %) кварц-плагиоклазовыми парагенезисами. Плагиоклаз образует крупные зональные кристаллы (2—3 мм) с вростками титаномагнетита, реже мелкие призматические зерна. Кварц обычно оплавлен и резорбирован. Темноцветные минералы образуют псевдоморфозы хлорита и карбоната. Основная масса сложена фельзитовым кварц-полевошпатовым агрегатом, обычно неравномерно перекристаллизована с образованием участков метасферолитовой и гранобластовой структур. В игнимбритах неравномерный характер перекристаллизации отражает их первичную неоднородность.

По химическому составу породы комплекса образуют дискретный ряд с разрывом в интервале 51—58 % SiO_2 . Широкое развитие вторичных изменений резко отразилось в содержаниях всех окислов (табл. 7). Наибольший разброс характерен для CaO , Na_2O и K_2O как наиболее подвижных (рис. 12). Вынос кальция подтверждается минералогически развитием вторичных кальцийсодержащих минералов, а также альбитизацией плагиоклаза с полным выносом кальция. В целом содержания CaO в базальтах понижены по сравнению с кайнозойскими базальтами и ближе всего соответствуют спилитам. Вынос кальция сопровождался привносом натрия при альбитизации, что привело к повышению суммарной щелочности с содержанием Na_2O до 3,5 %. Значения K_2O колеблются от 0,4 до 1,7 %, приближаясь, с одной стороны, к толеитовым базальтам, с другой — к типичным спилитам (см. табл. 7). Низкие значения калия связаны с выносом его при альбитизации. Кремнекислые породы также характеризуются резко выраженной натриевой спецификой при сравнительно небольших значениях K_2O . По вариабильности CaO они не уступают базальтам, что также объясняется альбитизацией плагиоклаза при натриевом метасоматозе. Таким образом, первичные отношения Na_2O/K_2O и Na_2O/CaO искажены и находятся в зависимости от интенсивности метасоматических процессов. Это послужило основанием Г. П. Вергунову считать диабазы и афировые базальты нижнекунаширского комплекса спилитами, а всю формацию в целом рассматривать как спилито-кератофировую.

Химический состав магматических пород Большой Курильской гряды (о-в Кунашир)

Окислы	Кунаширский комплекс										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Б-520	Б-520а	Б-520б	Б-519	Б-519/1	Б-519д	С-112/4	Б-521а	С-112/3	Б-527	Б-527а
SiO ₂	46,62	55,18	60,17	61,41	71,98	46,62	52,38	72,15	64,27	45,00	49,07
TiO ₂	0,72	0,69	0,93	0,83	0,70	0,88	0,74	0,58	0,77	0,58	0,47
Al ₂ O ₃	14,98	19,68	15,89	15,71	12,99	18,77	15,40	12,99	16,13	17,78	15,89
Fe ₂ O ₃	8,92	4,04	3,38	3,65	2,33	6,31	4,42	2,15	4,29	3,68	2,55
FeO	1,97	2,42	2,24	4,31	2,33	6,91	7,45	2,87	2,15	6,01	5,30
MnO	0,09	0,17	0,21	0,16	0,14	0,13	0,22	0,13	0,10	0,19	0,15
MgO	6,29	1,95	1,40	1,95	0,65	4,98	4,72	0,54	1,50	7,26	5,15
CaO	4,97	10,10	9,35	8,29	4,52	13,26	7,46	3,62	3,58	8,29	9,84
Na ₂ O	2,15	2,22	2,30	2,22	3,09	1,24	2,30	4,06	5,27	3,30	1,80
K ₂ O	0,33	0,15	0,15	0,15	0,29	0,15	0,27	0,15	0,27	0,42	0,32
P ₂ O ₅	0,17	0,73	1,00	0,25	0,39	0,12	0,15	0,25	0,25	0,09	0,20
H ₂ O ⁻	9,72	1,62	1,42	0,72	0,04	0,22	2,42	0,08	0,28	0,38	0,37
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	3,63	1,15	1,33	0,83	0,68	0,90	2,59	0,31	0,99	6,64	8,40
С у м м а	100,56	100,10	99,77	100,48	100,13	100,49	100,52	99,88	99,85	99,62	99,51

Оксиды	Кунаширский комплекс											
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
	Б-5276	Б-529	Б-530	Б-530а	Б-531а	Б-531г	Б-531ж	Б-534	Б-534в	Б-535	Б-455	Б-455д
SiO ₂	49,86	61,15	44,64	42,87	44,61	51,16	45,20	65,22	54,55	47,86	63,68	48,81
TiO ₂	0,63	0,58	0,43	0,50	0,66	0,83	0,80	0,44	0,70	0,58	0,59	0,56
Al ₂ O ₃	17,41	15,52	17,51	17,76	17,49	15,08	16,48	15,40	19,75	16,49	15,81	17,64
Fe ₂ O ₃	5,02	2,56	2,22	3,65	3,56	2,53	3,16	2,50	3,08	4,95	4,52	3,32
FeO	4,13	2,62	6,46	6,01	5,83	7,63	6,19	2,69	4,49	4,94	1,80	5,47
MnO	0,14	0,13	0,08	0,11	0,08	0,25	0,21	0,11	0,15	0,14	0,09	0,21
MgO	5,64	1,50	8,15	8,15	7,09	5,46	4,77	2,14	3,22	8,15	1,83	5,70
CaO	9,19	3,58	6,56	11,34	8,65	5,37	8,44	3,58	5,67	11,34	2,69	9,20
Na ₂ O	2,38	3,75	3,19	1,34	3,26	1,86	2,25	4,44	3,09	2,22	6,00	2,96
K ₂ O	0,33	2,03	0,68	0,32	0,13	0,85	1,24	1,99	0,96	0,46	1,24	0,16
P ₂ O ₅	0,16	0,34	0,15	0,16	0,20	0,20	0,12	0,19	0,28	0,20	0,14	0,15
H ₂ O ⁻	1,78	0,33	0,72	0,79	0,41	0,58	0,66	0,30	0,73	1,77	0,12	0,78
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,35	1,41
П. п. п.	3,56	5,43	9,14	7,28	7,84	7,86	10,18	1,41	3,36	1,52	1,08	3,48
Сумма	100,23	99,52	99,93	100,28	99,81	99,66	99,70	100,41	100,03	100,62	99,94	99,85

Оксиды	Кунаширский комплекс												
	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
	Б-455ж	Б-456	Б-456е	С-299	Б-453к	Б-453у	Б-453х	Б-454о	Б-463и	С-300	С-57/2	С-66/6	С-70/1
SiO ₂	48,20	49,78	59,35	49,22	56,19	61,35	56,84	63,09	58,12	49,75	59,46	74,01	71,45
TiO ₂	0,74	0,72	0,59	0,61	0,73	0,67	0,63	0,69	0,90	0,68	0,61	0,24	0,61
Al ₂ O ₃	17,46	16,95	15,27	17,17	16,18	14,80	16,36	15,33	17,46	18,38	14,31	13,23	13,04
Fe ₂ O ₃	4,47	3,40	2,35	2,45	3,32	3,15	3,22	1,88	3,91	2,06	4,40	0,56	2,38
FeO	5,39	6,38	4,04	6,67	4,22	4,00	4,40	3,59	3,23	4,58	1,79	1,44	2,51
MnO	0,20	0,16	0,16	0,16	0,17	0,13	0,12	0,22	0,07	0,06	0,20	0,06	0,09
MgO	4,38	6,41	4,17	7,72	2,85	3,05	4,28	1,83	3,46	5,16	3,91	0,93	1,65
CaO	8,64	9,32	4,96	7,46	7,36	5,80	7,50	4,68	8,50	8,35	4,23	2,15	1,14
Na ₂ O	1,84	2,50	3,55	2,94	3,93	3,69	2,93	3,75	2,46	3,38	2,58	4,09	4,26
K ₂ O	1,03	0,33	1,00	0,54	1,20	0,78	0,58	0,92	0,44	0,96	0,68	1,33	1,44
P ₂ O ₅	0,09	0,11	0,14	0,38	0,14	0,16	0,15	0,21	0,16	0,17	0,27	0,04	0,14
H ₂ O	1,26	0,93	0,66	0,41	0,94	0,46	0,53	0,23	0,14	0,45	1,13	0,69	0,15
CO ₂	2,02	0,35	1,23	—	0,62	0,26	0,44	0,35	0,35	—	1,76	0,88	0,53
П. п. п.	4,59	2,74	2,44	4,44	2,05	1,37	2,47	3,31	1,17	6,31	4,32	0,46	0,23
Сумма	100,31	99,42	99,91	100,17	100,02	99,67	100,45	100,08	100,37	100,29	99,65	100,11	99,62

Оксиды	Кунаширский комплекс												
	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49
	С-70/2	Б-452	С-272	С-271/1	С-271/2	С-268/1	С-268/3	С-289	С-298	Б-131	Б-131а	Б-457е	Б-454
SiO ₂	77,13	50,22	56,92	67,82	67,11	54,99	48,39	59,75	68,05	69,94	78,02	60,17	66,75
TiO ₂	0,37	0,19	0,59	0,44	0,29	0,57	0,68	0,58	0,33	0,44	0,22	0,60	0,60
Al ₂ O ₃	10,87	16,73	18,29	14,74	15,30	16,05	18,28	15,67	14,37	13,82	11,48	14,97	14,80
Fe ₂ O ₃	1,01	7,24	2,62	1,79	2,20	2,06	1,90	3,46	1,20	1,80	0,33	2,77	1,93
FeO	1,62	3,86	4,13	3,14	1,80	5,65	7,04	3,23	2,78	3,23	1,87	3,94	2,78
MnO	0,05	0,12	0,15	0,10	0,08	0,21	0,15	0,12	0,09	0,15	0,03	0,16	0,09
MgO	0,64	7,13	2,57	1,82	1,29	5,15	5,79	3,43	2,36	1,94	0,68	4,97	1,63
CaO	0,72	3,40	8,05	4,47	4,47	4,47	5,97	6,56	2,98	2,29	0,94	4,28	2,98
Na ₂ O	5,00	3,62	3,04	3,57	3,39	3,57	3,57	2,94	3,09	4,50	5,10	3,82	3,83
K ₂ O	0,54	0,72	0,68	1,37	1,26	1,05	1,50	1,09	1,31	0,38	0,17	0,18	2,36
P ₂ O ₅	0,04	0,10	0,18	0,12	0,15	0,15	0,13	0,15	0,14	0,18	0,02	0,11	0,16
H ₂ O-	0,29	2,08	0,25	0,19	0,30	0,30	0,30	1,42	0,32	0,27	0,25	0,52	0,32
CO ₂	0,53	0,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,18	0,35
П. п. п.	0,94	4,28	2,56	0,15	2,06	5,43	5,87	1,62	2,69	1,51	0,69	3,56	1,63
Сумма	99,78	99,84	100,03	99,72	99,70	99,65	99,57	100,02	99,71	100,45	99,78	100,53	100,25

Оксиды	Кунаширский комплекс												
	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62
	Б-454р	Б-454г	Б-462	Б-463б	Б-463а	С-60	С-64	С-66/1	С-66/5	С-67/1	С-67/2	С-275/2а	С-275/2
SiO ₂	65,98	74,17	57,67	69,40	78,94	57,95	67,02	72,30	53,07	51,69	50,62	63,84	60,01
TiO ₂	0,49	0,42	0,59	0,42	0,15	0,68	0,32	0,29	0,75	0,77	0,75	0,45	0,45
Al ₂ O ₃	14,71	12,50	18,56	14,25	11,40	16,49	13,77	13,41	17,21	19,57	17,39	16,05	16,23
Fe ₂ O ₃	1,92	0,30	2,87	0,30	0,14	2,22	1,48	0,63	2,27	3,72	2,91	3,20	3,24
FeO	2,69	2,42	3,86	2,78	1,03	5,56	2,06	2,15	6,19	5,39	6,19	2,06	1,93
MnO	0,11	0,06	0,18	0,09	0,02	0,14	0,19	0,11	0,16	0,12	0,19	0,10	0,12
MgO	1,83	2,03	2,54	3,17	0,67	4,32	2,78	0,72	4,94	4,32	6,48	2,37	2,14
CaO	4,38	0,57	5,81	0,79	0,57	7,73	2,72	1,68	5,72	6,29	5,15	5,37	6,26
Na ₂ O	3,64	5,42	3,65	4,28	5,48	2,89	2,69	5,07	3,75	3,62	3,80	3,63	2,69
K ₂ O	1,73	0,20	0,75	0,91	0,34	0,85	1,26	0,71	0,31	0,34	1,69	1,04	1,11
P ₂ O ₅	0,13	0,04	0,23	0,05	Сл.	0,13	0,09	0,01	0,16	0,16	0,15	0,15	0,15
H ₂ O ⁻	0,58	0,13	0,37	0,27	0,24	0,11	0,44	0,36	0,67	0,32	0,55	0,94	0,22
CO ₂	0,44	0,18	0,62	0,44	0,35	0,26	1,32	0,70	1,32	0,79	0,88	—	—
П. п. п.	1,73	1,30	2,09	2,89	0,21	0,71	3,44	1,27	3,42	2,27	3,01	0,74	5,07
Сумма	100,36	99,74	99,79	100,21	99,54	100,04	100,07	99,51	99,94	99,37	99,76	99,94	99,62

Оксиды	Кунаширский комплекс											
	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74
	С-270/1	С-270/3	С-270/2	С-260	С-262/2	С-262/1	С-256	С-280/2	Б-462в	Б-462г	Б-462д	Б-4576
SiO ₂	67,00	65,05	51,75	61,62	68,10	67,62	68,58	51,55	49,13	48,81	52,07	57,14
TiO ₂	0,48	0,44	0,74	0,59	0,43	0,40	0,40	0,67	0,83	0,64	0,65	0,49
Al ₂ O ₃	15,11	14,93	17,54	15,30	15,30	15,11	14,18	16,42	16,18	20,41	16,73	15,81
Fe ₂ O ₃	2,65	2,31	5,13	3,89	1,58	1,27	1,30	0,88	4,75	3,16	3,35	2,51
FeO	2,33	2,96	7,00	3,23	2,33	3,86	3,63	7,09	5,83	4,67	5,65	4,76
MnO	0,13	0,11	0,20	0,21	0,20	0,12	0,13	0,11	0,21	0,16	0,17	0,15
MgO	1,72	2,36	5,15	2,79	1,50	1,29	1,50	8,36	4,48	4,28	4,48	4,78
CaO	5,07	4,77	8,65	5,97	3,58	2,98	3,87	3,58	9,91	10,48	9,06	6,94
Na ₂ O	3,56	3,27	2,37	3,50	4,72	4,09	3,92	3,24	1,84	1,78	2,24	2,63
K ₂ O	1,12	0,39	0,54	1,48	0,98	1,05	1,05	0,54	0,20	0,20	0,31	1,00
P ₂ O ₅	0,13	0,16	0,12	0,14	0,18	0,21	0,11	0,18	0,09	0,11	0,10	0,18
H ₂ O-	0,15	0,24	0,27	0,30	0,18	0,61	0,04	0,36	0,75	0,43	0,41	0,47
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	2,02	1,94	2,20	0,18
П. п. п.	0,68	2,84	0,86	0,90	1,43	1,35	1,28	6,74	4,03	2,87	2,65	2,95
Сумма	100,13	99,83	100,32	99,92	100,51	99,96	99,99	99,72	100,25	99,94	100,05	100,00

Окислы	Кунаширский комплекс						Ловцовский комплекс						
	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87
	Б-457в	Б-455е	Б-463к	Б-464	С-69	С-273	Б-524е	Б-525а	Б-525б	Б-523	Б-518	Б-22а	Б-22б
SiO ₂	56,25	56,46	44,89	46,00	50,20	56,49	52,62	79,82	73,94	76,30	72,64	80,60	75,94
TiO ₂	0,54	0,89	0,49	0,63	0,66	0,58	0,87	0,25	0,28	0,12	0,24	0,12	0,15
Al ₂ O ₃	15,81	15,25	15,62	16,18	17,51	17,17	15,54	11,02	12,82	12,46	12,82	9,52	11,07
Fe ₂ O ₃	3,53	2,86	2,96	2,89	2,94	2,53	8,50	0,60	1,36	0,96	1,91	1,35	1,70
FeO	4,49	6,24	6,10	6,55	6,46	6,73	2,06	0,81	2,33	1,26	2,42	1,53	0,72
MnO	0,17	0,17	0,19	0,19	0,14	0,17	0,04	0,02	0,07	0,02	0,07	0,03	0,03
MgO	4,58	3,51	11,40	10,79	5,76	4,07	3,90	0,64	0,85	0,54	0,87	0,30	1,22
CaO	6,80	7,44	9,63	8,50	7,73	8,65	6,48	1,79	3,28	1,51	2,86	1,27	0,56
Na ₂ O	2,37	2,71	2,25	2,73	4,16	2,56	2,76	4,12	3,68	4,94	4,00	3,80	4,02
K ₂ O	1,25	0,59	0,62	0,56	0,94	0,39	0,31	0,31	0,25	1,13	1,10	0,50	1,52
P ₂ O ₅	0,22	0,17	0,08	0,10	0,08	0,11	0,10	0,09	0,10	0,12	0,13	0,04	0,04
H ₂ O ⁻	0,97	0,24	0,47	0,53	0,24	0,29	2,84	0,14	0,02	0,10	0,22	0,00	1,00
CO ₂	0,35	0,35	0,97	0,26	0,70	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	3,22	3,81	4,60	4,18	2,18	0,65	4,34	0,45	1,11	0,55	0,77	0,59	1,86
С у м м а	100,55	100,38	100,27	100,09	99,70	100,39	100,36	100,06	100,09	100,01	100,05	99,65	99,83

Окислы	Алехинский комплекс											
	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99
	Б-22в	Б-22г	Б-301	Б-301/2	Б-12/л	Б-12/о	Б-13в	С-209	С-209/1	С-202	С-204/4	С-204/5
SiO ₂	63,84	63,39	68,52	68,89	71,70	43,22	49,80	63,16	63,72	51,54	70,58	52,33
TiO ₂	0,60	0,63	0,56	0,44	0,35	0,66	0,57	0,40	0,44	0,52	0,37	0,45
Al ₂ O ₃	15,23	15,75	14,98	12,95	13,72	18,40	18,35	14,91	15,66	18,05	14,48	17,48
Fe ₂ O ₃	3,08	4,05	2,08	0,78	3,21	7,82	3,66	4,65	4,59	3,97	1,66	2,98
FeO	2,96	2,42	1,97	2,15	1,57	5,92	7,63	4,40	2,69	6,69	2,38	7,49
MnO	0,07	0,03	0,10	0,12	0,06	0,11	0,15	0,15	0,13	0,19	0,08	0,17
MgO	1,92	2,13	1,56	1,55	0,81	8,81	6,44	2,71	2,82	5,36	1,07	6,33
CaO	5,50	5,64	4,42	3,38	3,80	12,12	10,26	6,03	6,33	10,74	4,18	9,55
Na ₂ O	3,80	3,76	4,21	3,72	3,76	0,92	1,61	2,85	2,78	1,81	3,71	2,05
K ₂ O	0,74	0,70	0,78	0,90	0,30	0,10	0,10	0,49	0,49	0,28	0,63	0,21
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,06	0,04	0,09	0,03	0,09	0,05	0,06	0,06	0,09	0,10
H ₂ O ⁻	0,48	0,47	0,16	0,76	0,14	0,95	0,51	0,34	0,22	0,78	0,21	0,47
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,68	0,72	0,80	4,45	0,52	1,25	0,86	0,46	0,54	0,39	0,57	0,64
Сумма	100,05	99,85	100,20	100,13	100,03	100,31	100,03	100,60	100,47	100,38	100,01	100,25

Оксиды	Алехинский комплекс												
	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112
	С-204/5	Б-300	Б-303	Б-304	Б-6	Б-7	Б-8	Б-9	Г-17/1	Г-16/1	Б-11	Б-11у	Б-3 0а
SiO ₂	51,68	65,44	69,88	72,85	67,53	69,00	61,93	62,82	72,37	59,37	68,01	66,61	51,49
TiO ₂	0,50	0,70	0,41	0,40	0,48	0,46	0,59	0,56	0,46	0,54	0,51	0,53	0,79
Al ₂ O ₃	17,30	14,74	13,67	13,04	14,93	14,59	15,28	15,40	12,46	17,59	14,53	14,76	16,90
Fe ₂ O ₃	4,41	2,78	1,24	1,42	2,37	2,42	2,82	2,90	0,84	4,47	2,01	2,99	4,03
FeO	6,10	3,32	2,60	2,11	2,33	2,04	3,41	4,04	3,41	1,88	3,03	2,51	7,20
MnO	0,16	0,15	0,11	0,08	0,15	0,07	0,08	0,12	0,25	0,10	0,10	0,08	0,20
MgO	5,15	1,99	1,55	0,97	2,14	1,78	3,36	2,79	1,29	3,49	2,18	2,48	5,39
CaO	10,84	5,23	2,57	3,00	4,82	4,46	4,53	5,00	3,15	3,80	4,72	5,50	10,26
Na ₂ O	1,58	3,34	4,60	4,14	3,38	3,63	3,22	3,48	2,89	3,26	3,68	3,56	2,21
K ₂ O	0,35	0,90	0,90	0,93	0,68	0,70	0,94	0,55	0,95	0,60	0,40	0,38	0,21
P ₂ O ₅	0,12	0,08	0,05	0,09	0,12	0,08	0,08	0,17	0,12	0,15	0,20	0,10	0,12
H ₂ O ⁻	0,95	0,26	0,28	0,27	0,36	0,26	0,90	0,33	0,42	2,34	0,15	0,10	0,58
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,87	0,94	2,31	0,69	0,60	0,38	2,98	1,76	1,29	2,73	0,34	0,38	0,61
Сумма	100,01	99,87	100,17	99,97	99,89	99,85	100,12	99,93	99,95	100,32	99,92	99,98	100,00

Оксиды	Алхинский комплекс												
	113	114	115	116	117	118	119	120	121	122	123	124	125
	Б-22	Г-17/2	Г-17/3	Г-95/1	Б-7в	Б-8а	Б-8б	Б-8в	Б-9а	Б-9б	Б-9г	Б-11а	Б-11б
SiO ₂	56,60	55,70	52,92	61,19	53,38	52,76	53,76	49,27	56,88	54,60	67,69	54,27	72,13
TiO ₂	0,83	1,23	0,86	0,71	0,54	0,56	0,75	0,48	0,60	0,48	0,42	0,62	0,30
Al ₂ O ₃	16,26	14,11	18,40	16,30	16,32	17,54	17,36	18,08	14,88	16,61	14,71	17,39	14,10
Fe ₂ O ₃	5,13	6,94	6,17	4,41	3,59	5,20	5,01	5,62	4,67	3,95	2,22	4,87	0,93
FeO	4,94	5,21	3,10	2,96	4,54	2,51	4,99	1,26	3,27	2,01	2,82	4,76	2,33
MnO	0,04	0,18	0,09	0,13	0,11	0,09	0,04	0,13	0,19	0,13	0,09	0,13	0,05
MgO	3,85	4,49	3,84	2,65	7,24	3,55	4,99	3,09	3,70	1,47	1,98	5,12	0,85
CaO	7,61	5,71	8,16	6,47	9,21	11,61	2,55	15,29	8,10	16,56	4,44	8,24	3,45
Na ₂ O	2,72	2,35	2,07	3,28	2,88	2,20	3,69	0,66	3,22	0,88	3,42	2,66	4,30
K ₂ O	0,46	0,24	0,17	0,78	0,30	0,30	0,62	0,25	0,10	0,04	0,24	0,24	0,46
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,22	0,06	0,06	0,06	0,09	0,14	0,18	0,19	0,15	0,15	0,14
H ₂ O*	0,96	1,68	2,41	0,68	1,15	0,76	2,36	0,49	0,46	0,13	0,19	0,98	0,34
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,70	1,47	1,37	0,89	1,14	3,27	3,92	5,07	4,30	3,11	1,42	0,82	0,27
Сумма	100,25	99,46	99,79	100,51	100,46	100,42	100,13	99,83	100,55	100,16	99,79	100,25	99,66

Окислы	Плейстоценовый комплекс платоэффузивов											
	126	127	128	129	130	131	132	133	134	135	136	137
	Б-11п	Б-11с	С-276/5	С-276/4	С-276/3	С-276-2	С-276/1	Г-78/9	Г-78/8	Г-78/7	Г-78/6	Г-78/5
SiO ₂	53,61	55,42	60,42	56,36	63,24	63,52	61,86	60,08	59,63	51,03	51,98	57,70
TiO ₂	0,54	0,60	0,58	0,54	0,57	0,61	0,53	0,76	0,78	0,68	0,63	0,66
Al ₂ O ₃	16,84	17,19	16,70	16,98	16,42	16,23	16,05	16,32	15,58	18,82	20,29	17,76
Fe ₂ O ₃	4,03	4,72	2,43	3,36	2,73	2,61	2,19	3,10	3,64	6,42	2,15	4,20
FeO	6,15	4,67	5,12	5,43	3,50	3,23	6,10	5,01	5,03	3,89	6,73	4,40
MnO	0,09	0,11	0,15	0,16	0,14	0,14	0,16	0,11	0,15	0,20	0,17	0,16
MgO	6,84	4,96	2,57	4,33	2,14	2,14	2,14	2,73	3,50	5,70	3,78	2,74
CaO	9,16	8,59	7,46	8,95	5,97	5,97	5,97	6,67	6,55	10,31	10,43	8,23
Na ₂ O	2,26	2,52	2,94	2,30	3,50	3,50	3,38	3,07	2,72	2,17	2,28	2,92
K ₂ O	0,20	0,24	0,68	0,46	0,75	0,75	0,75	1,10	1,04	0,27	0,32	0,48
P ₂ O ₅	0,06	0,11	0,12	0,10	0,18	0,20	0,18	0,13	0,23	0,09	0,13	0,15
H ₂ O ⁻	0,18	0,49	—	0,08	0,32	0,38	0,45	0,70	0,32	0,20	0,15	0,58
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,34	0,32	0,99	0,54	0,54	0,80	0,02	0,63	0,87	0,50	0,51	0,41
Сумма	100,30	99,94	100,16	99,59	100,00	100,08	99,78	100,41	100,04	100,28	99,58	100,39

Оксиды	Плейстоценовый комплекс платоэффузивов											
	138	139	140	141	142	143	144	145	146	147	148	149
	Г-78/4	Г-78/3	Г-78/2	Г-78/1	С-251/1	С-251/2	С-251/3	Г-25/2	Г-25/3	С-222/2	С-222а	С-222
SiO ₂	57,30	52,89	52,35	53,97	59,26	59,61	48,34	51,80	49,26	49,30	49,56	49,84
TiO ₂	0,72	0,66	0,75	0,66	0,70	0,73	0,47	0,55	0,62	0,49	0,49	0,44
Al ₂ O ₃	17,76	19,21	19,02	18,03	16,23	15,67	16,23	19,32	19,57	17,85	19,36	19,06
Fe ₂ O ₃	2,53	2,77	2,91	2,62	2,30	3,05	1,94	2,73	4,11	2,58	2,41	1,86
FeO	5,65	7,00	6,91	7,18	7,81	6,10	8,35	6,80	4,94	8,35	8,04	8,53
MnO	0,16	0,16	0,18	0,14	0,15	0,11	0,15	0,17	0,16	0,17	0,11	0,17
MgO	3,39	4,16	4,38	4,88	2,79	3,22	10,94	6,38	6,78	8,77	6,94	6,50
CaO	8,53	9,97	10,20	8,82	6,56	7,16	10,74	10,60	11,69	11,01	11,30	12,06
Na ₂ O	2,72	2,30	2,18	2,34	2,92	2,65	1,53	1,52	1,91	1,28	1,63	1,49
K ₂ O	0,44	0,48	0,32	0,32	0,89	0,85	0,21	0,10	0,13	0,17	0,17	0,14
P ₂ O ₅	0,23	0,12	0,19	0,14	0,13	0,12	0,05	0,13	0,13	0,02	0,04	0,05
H ₂ O-	0,12	0,42	0,14	0,36	0,21	0,38	0,06	0,06	0,24	0,10	0,10	0,08
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,00	0,50	0,00	0,78	0,17	0,40	0,52	0,41	0,70	0,52	0,29	0,42
Сумма	99,55	100,64	99,53	100,24	100,12	100,05	99,53	100,57	100,24	100,61	100,44	100,64

ОКСИДЫ	Плейстоценовый комплекс платоэффузивов											
	150	151	152	153	154	155	156	157	158	159	160	161
	С-222/1	С-221	С-221/1	С-220/1	С-205/1	С-205	С-201/6	С-201	Б-451	Б-451/1	Г/80/2	Г-80/1
SiO ₂	50,92	52,94	52,12	54,33	48,88	53,93	55,44	53,42	57,46	57,56	54,80	54,33
TiO ₂	0,50	0,52	0,52	0,44	0,37	0,38	0,40	0,39	0,23	0,25	0,63	0,68
Al ₂ O ₃	17,35	19,06	18,87	17,36	18,89	18,80	16,54	17,30	16,36	16,54	16,13	16,13
Fe ₂ O ₃	4,13	2,20	2,39	2,80	2,24	2,68	2,18	2,95	4,05	4,75	3,18	4,67
FeO	10,23	7,54	7,27	7,00	8,35	5,92	5,88	6,64	5,30	4,95	6,42	5,21
MnO	0,16	0,17	0,17	0,16	0,15	0,14	0,15	0,14	0,12	0,17	0,16	0,16
MgO	5,85	4,12	5,31	5,74	6,00	4,29	5,36	5,90	3,05	3,25	5,82	6,13
CaO	9,35	10,10	10,86	9,20	10,44	10,14	9,55	9,69	8,49	8,21	9,11	8,53
Na ₂ O	1,75	2,08	1,90	2,20	3,50	1,95	2,06	1,88	2,78	2,68	2,54	2,28
K ₂ O	0,17	0,21	0,14	0,35	0,28	0,35	0,63	0,42	0,43	0,43	0,32	0,38
P ₂ O ₅	0,06	0,10	0,09	0,09	0,05	0,09	0,10	0,09	0,11	0,10	0,12	0,20
H ₂ O ⁻	0,14	0,20	0,18	0,20	0,80	0,42	0,14	0,62	0,65	0,46	0,82	0,74
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	0,18	0,18	—	—
П. п. п.	—	0,70	0,62	0,56	0,13	0,44	1,29	0,48	0,55	1,04	0,62	0,73
С у м м а	100,61	99,94	100,44	100,43	100,08	99,93	99,72	99,92	99,85	100,66	100,67	100,17

Оксиды	Вулкан Руруй					Вулкан Тятя							
	162	163	164	165	166	167	168	169	170	171	172	173	174
	Г-80/3	Б-526	Б-526а	Б-526б	Б-526в	Б-16г	Б-16в	Б-166	Б-16	Д-10	Д-9	Г-29/1	Б-19
SiO ₂	56,90	58,28	57,56	56,98	57,74	49,68	50,03	49,00	51,62	47,85	53,58	55,12	51,26
TiO ₂	0,87	0,71	0,69	0,66	0,66	0,72	0,71	0,72	0,81	0,66	0,84	0,98	0,88
Al ₂ O ₃	16,31	17,32	17,32	17,15	17,22	19,12	20,07	19,27	19,45	18,43	18,60	16,81	17,44
Fe ₂ O ₃	4,81	3,11	6,67	6,35	2,43	5,83	4,11	5,13	4,65	4,54	3,08	4,50	4,22
FeO	5,21	4,31	1,97	1,97	5,12	5,30	6,10	5,61	5,39	6,10	6,82	7,00	7,31
MnO	0,16	0,14	0,15	0,15	0,10	0,08	0,05	0,09	0,12	0,17	0,18	0,17	0,17
MgO	3,17	3,85	3,75	3,86	3,79	5,37	4,96	5,57	3,85	6,98	3,75	3,49	5,14
CaO	6,55	6,26	6,70	5,97	7,09	10,99	10,85	10,85	9,86	11,20	8,94	6,34	9,95
Na ₂ O	2,54	2,94	3,28	2,94	3,18	2,48	2,50	2,24	2,54	1,89	2,88	3,14	2,40
K ₂ O	0,54	1,60	1,23	1,60	1,41	0,32	0,28	0,30	0,62	0,27	0,82	0,90	0,57
P ₂ O ₅	0,23	0,30	0,30	0,41	0,23	0,14	0,13	0,11	0,29	0,13	0,21	0,25	0,22
H ₂ O	0,81	0,30	0,23	0,46	0,18	0,03	0,16	0,12	0,24	0,66	0,11	0,14	0,13
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,41	0,57	0,56	1,06	1,15	0,33	0,30	0,71	0,72	0,91	0,33	0,69	0,58
Σ Сумма	99,51	99,69	100,41	99,56	100,30	100,39	100,25	99,72	100,16	99,79	100,14	99,53	100,30

Окислы	Вулкан Гятя											
	175	176	177	178	179	180	181	182	183	184	185	186
	Б-18	Б-19а	Б19б	Б-19в	Г-96/2	Г-96/1	Г-97/1	Г-29/2	Б-513	Б-515	Б-515а	Б-516
SiO ₂	51,37	51,16	55,06	54,74	52,56	55,08	50,18	59,31	52,80	52,96	53,80	53,36
TiO ₂	0,87	0,93	0,68	0,68	0,54	0,65	0,89	0,78	0,90	0,73	0,73	0,77
Al ₂ O ₃	18,17	17,98	20,64	20,50	21,38	19,21	17,93	16,72	16,43	17,69	17,69	17,87
Fe ₂ O ₃	4,81	3,92	3,67	3,12	2,83	2,37	3,73	2,35	3,19	3,87	3,73	3,30
FeO	6,64	7,36	3,81	4,67	4,76	5,92	7,54	6,28	9,24	7,18	6,73	6,67
MnO	0,13	0,16	0,17	0,10	0,19	0,17	0,21	0,22	0,20	0,11	0,09	0,16
MgO	4,66	5,52	3,11	3,02	3,74	3,12	5,76	3,19	4,44	4,44	4,22	4,12
CaO	9,86	9,35	8,78	9,08	10,41	8,67	10,47	6,34	8,67	8,66	8,97	8,97
Na ₂ O	2,62	2,62	3,23	3,30	2,72	3,14	2,28	3,84	3,00	2,78	2,96	2,87
K ₂ O	0,64	0,52	0,48	0,46	0,32	0,78	0,88	0,84	0,75	0,63	0,75	0,75
P ₂ O ₅	0,25	0,20	0,19	0,20	0,10	0,19	0,13	0,35	0,32	0,26	0,28	0,28
H ₂ O ⁻	0,09	—	0,05	0,12	—	0,13	—	0,08	0,03	0,14	0,00	0,01
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,20	0,29	0,33	0,50	0,15	0,38	0,39	0,38	0,46	0,73	0,41	0,79
Сумма	100,31	100,01	100,22	100,49	99,70	99,81	100,39	100,63	100,43	100,18	100,36	99,92

Окислы	Вулкан Тятя											
	187	188	189	190	191	192	193	194	195	196	197	198
	Б-516б	Б-516в	Б-514	Б-514а	Б-517	Б-517а	Г-33/1	Г-32/1	Г-32/2	Г-27/1	Г-34/1	Г-28/1
SiO ₂	53,74	53,26	50,70	50,55	51,52	51,52	49,25	49,59	49,76	51,27	50,73	49,34
TiO ₂	0,76	0,83	0,90	0,87	0,86	0,80	0,77	0,80	0,81	0,91	0,80	0,75
Al ₂ O ₃	17,69	17,69	16,43	16,25	17,51	17,87	18,25	17,65	18,25	18,19	18,17	18,12
Fe ₂ O ₃	3,93	3,30	10,26	5,46	3,82	3,12	5,59	4,29	5,81	4,14	2,41	6,64
FeO	6,55	7,90	2,87	8,26	7,72	8,35	6,10	7,27	5,74	7,18	8,89	5,03
MnO	0,17	0,12	0,16	0,19	0,18	0,13	0,07	0,11	0,14	0,17	0,11	0,18
MgO	4,12	4,22	4,44	5,09	4,67	4,55	5,88	6,08	6,08	5,21	4,86	6,59
CaO	8,97	8,67	9,42	9,12	10,17	10,10	10,29	10,43	10,43	8,96	9,86	10,89
Na ₂ O	2,87	2,87	2,80	2,64	2,57	2,50	2,14	2,20	2,30	2,40	2,54	2,04
K ₂ O	0,75	0,75	0,75	0,63	0,75	0,69	0,36	0,52	0,46	0,78	0,57	0,44
P ₂ O ₅	0,28	0,28	0,29	0,28	0,30	0,30	0,08	0,10	0,09	0,19	0,13	0,20
H ₂ O	0,00	0,07	0,03	0,09	0,00	0,00	0,19	0,22	0,18	0,07	0,17	0,00
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,60	0,66	0,70	1,10	0,43	0,56	1,02	0,57	0,38	0,34	0,48	0,31
Сумма	100,43	100,62	99,75	100,53	100,50	100,49	99,99	99,83	100,43	99,81	99,72	100,53

Окислы	Вулкан Тяга											
	199	200	201	202	203	204	205	206	207	208	209	210
	Г-28/2	Г-30/1	Г-26/1	Г-30/2	Г-31/1	Г-30/3	Г-31/2	Б-15м	Д-8ж	Д-8з	Д-8в	Г-101
SiO ₂	49,97	50,09	51,01	50,99	50,94	51,05	50,97	52,34	52,55	52,57	52,22	66,08
TiO ₂	0,84	0,77	0,75	0,75	0,77	0,96	0,90	0,90	0,87	0,86	0,63	0,66
Al ₂ O ₃	18,12	18,99	17,95	17,65	17,56	17,48	18,00	17,19	17,00	16,85	19,75	15,10
Fe ₂ O ₃	2,76	3,92	3,34	3,54	4,72	6,20	4,61	3,44	3,82	3,58	3,16	2,40
FeO	8,53	7,27	7,27	7,36	6,55	5,39	6,73	7,81	7,63	7,63	5,39	3,41
MnO	0,19	0,18	0,14	0,15	0,14	0,13	0,12	0,14	0,22	0,21	0,16	0,12
MgO	6,40	5,32	5,98	5,57	5,37	5,67	5,77	4,86	5,09	5,49	4,97	2,88
CaO	10,50	9,72	10,12	10,00	9,72	9,58	9,86	9,72	9,40	9,10	10,50	4,00
Na ₂ O	2,13	2,14	2,46	2,40	2,40	2,40	2,34	2,52	2,72	2,56	2,56	3,62
K ₂ O	0,51	0,48	0,78	0,60	0,57	0,57	0,52	0,56	0,64	0,55	0,51	1,28
P ₂ O ₅	0,24	0,16	0,23	0,16	0,16	0,16	0,14	0,23	0,21	0,24	0,16	0,08
H ₂ O-	0,00	0,00	0,12	0,08	0,35	0,14	0,02	0,05	0,11	0,05	0,00	0,02
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,46	0,48	0,35	0,31	0,74	0,15	0,26	0,32	0,34	0,43	0,33	0,29
С у м м а	100,65	99,52	100,50	99,56	99,99	99,88	100,24	100,08	100,60	100,12	100,34	99,94

Оксиды	Вулкан Тятя		Вулкан Менделеева									
	211	212	213	214	215	216	217	218	219	220	221	222
	Б-15б	Б-15к	Г-94/10	Г-94/5	Г-94/8	Г-94/9	Г-15/3	Б-4а	Г-11/1	Г-77/1	Г-81/1	Г-81/4
SiO ₂	71,87	83,65	44,08	42,43	42,59	43,24	61,49	60,79	56,71	56,60	57,31	57,22
TiO ₂	0,36	0,30	0,15	0,17	0,09	0,53	0,72	0,59	0,66	0,68	0,68	0,65
Al ₂ O ₃	15,29	8,33	26,81	24,10	26,81	20,29	16,43	16,57	16,37	16,85	16,13	16,49
Fe ₂ O ₃	0,78	0,92	2,14	2,34	2,21	4,61	3,70	6,11	8,03	3,76	2,54	3,13
FeO	1,53	0,90	3,77	6,19	4,58	6,37	3,68	1,97	2,15	5,83	7,00	5,74
MnO	0,08	0,02	0,09	0,11	0,11	0,18	0,20	0,17	0,07	0,16	0,16	0,16
MgO	1,01	0,91	6,86	9,87	8,10	9,74	3,06	2,81	5,21	4,26	4,71	4,71
CaO	4,93	1,41	14,79	13,01	14,01	13,70	6,25	6,65	7,77	8,24	7,62	7,92
Na ₂ O	2,92	1,54	1,06	0,98	0,82	0,74	3,45	3,40	2,30	2,66	2,46	2,54
K ₂ O	0,78	1,70	0,10	0,10	0,20	0,10	0,36	0,37	0,32	0,56	0,44	0,44
P ₂ O ₅	0,09	0,06	—	—	0,01	0,01	0,15	0,14	0,08	0,13	0,19	0,20
H ₂ O	0,07	0,13	0,20	0,24	0,21	0,20	0,04	0,09	0,22	0,20	0,09	0,06
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. и. п.	0,00	0,51	0,39	0,54	0,38	0,53	0,41	0,39	0,65	0,76	0,73	0,52
Сумма	99,71	100,38	100,44	100,08	100,12	100,24	99,94	100,05	100,54	100,69	100,06	99,78

Окислы	Вулкан Менделеева					Вулкан Головина		
	223	224	225	226	227	228	229	230
	Г-94/4	Г-94/1	Г-9/1	Г-76/1	Г-76/2	Г-22	Г-23	Г-23/1
SiO ₂	57,57	55,74	66,08	67,26	55,07	63,63	62,36	55,28
TiO ₂	0,59	0,68	0,45	0,45	0,59	0,50	0,54	0,63
Al ₂ O ₃	16,31	16,67	15,35	14,86	17,76	16,38	16,98	17,21
Fe ₂ O ₃	3,40	6,91	1,83	1,38	6,06	2,29	2,57	3,31
FeO	6,10	3,32	3,90	3,59	3,59	4,04	3,59	5,74
MnO	0,18	0,17	0,10	0,13	0,18	0,07	0,13	0,18
MgO	4,57	4,16	2,28	2,30	5,04	2,38	2,33	5,16
CaO	7,95	7,61	5,35	5,02	8,15	5,78	5,14	7,18
Na ₂ O	2,66	2,52	3,26	3,28	2,46	2,80	2,70	2,09
K ₂ O	0,42	0,40	0,72	0,78	0,44	0,42	0,49	0,27
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,07	0,17	0,17	0,05	0,08	0,16
H ₂ O-	0,36	0,21	0,09	0,07	0,33	0,48	1,36	1,04
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,00	1,78	0,38	0,32	0,26	0,86	1,78	1,94
Сумма	100,19	100,25	99,86	99,61	100,10	99,68	100,05	100,19

Примечание. Кунаширский комплекс (1—80): 1—9 — п-ов Ловцова, восточное побережье, в 700 м к северу от мыса Спокойного; вулканические брекчи основного состава (1—базальт из лавового цемента, 2—плагиоклазовый андезито-базальт, обломок, 3—4—андезиты, обломки, 5—риолит, обломок, 6—габбро, обломок, 7—базальт, обломок, 8—риолит брекчированный, 9—силл дацита с рвущими апофизмами); 10—18—северное побережье о-ва Кунашир, пролив Екатерины, разрез от мыса Докучаева до мыса Нелюдимый (10—базальт мидалекаменный, лавовый поток, к востоку от мыса Докучаева, 11—измененный мидалекаменный риоданит, силл мощностью 4 м, 12—базальт, массивный, расслоенный, 13—базальтовая дайка, рвущая пачку вулканических брекчий кислого состава, мощностью 1 м, правый борт р. Докучаева; 14—17—серия базальтовых даек, секущих пачку переслаивания пород основного и кислого состава: 14—скала Шпиль—перемычка, 15—подножие скалы Шпиль, 16—17—в 200 м к востоку от скалы Шпиль, 18—плагиоклазовый базальт, лавовый поток, инъецированный тонкими прожилками афировых базальтов, там же); 19—дациты субвулканические, в 300 м к западу от мыса Нелюдимый; 20—плагиоклазовый базальт, обломок в вулканической брекчи, мыс Нелюдимый; 21—базальт субвулканический со столбчатой отдельностью, шток вблизи мыса Нелюдимый; 22—Охотское побережье о-ва Кунашир от мыса Белый Утес на севере до оз. Лагунное на юге; эффузивные образования (22—43): 22—андезиты брекчированные, выс. 308,8 м к северу от р. Полюнова, 23—глыбовый обломок базальта, подножие выс. 308,8 м, 24—глыбовый обломок базальта, там же, 25—лавовая брекчия базальта, к северу от выс. 308,8 м, 26—андезит, лавовый поток, там же, 27—30—обломки вулканических брекчий в 300 м к юго-западу от устья р. Полюнова (27—базальт, 28—андезито-базальт полосчатый, 29—андезит массивный, 30—андезито-базальт), 31—брекчия андезитов севернее руч. Тройной, 32—андезит, глыбовый лавовый поток, в 0,5 км к северу от руч. Тройной, 33—базальт, вулканическая брекчия, в 0,4 км к юго-западу от устья руч. Тройной, 34—андезит, вулканическая брекчия, в 2 км к юго-западу от руч. Тройной, 35—лавовая брекчия риолитов, в 3,5 км к северу от р. Тропинка, 36—игнибритоподобные брекчи, риолит, обломок, к северу от оз. Лагунное, 37—обломок риолита, там же, 38—базальт, обломок в вулканической брекчи, к югу от оз. Лагунное, 39—андезито-базальт, вулканическая брекчия, в 4,5 км к югу от оз. Лагунное, 40—риолит, обломок в вулканической брекчи, в 1,3 км к северу от оз. Ильинское, 41—пепловый туф, там же, 42—43—мидалекаменные базальты из лавовой брекчи, в 2 км к северу от мыса Красный Утес; субвулканические и интрузивные образования (44—46): 44—андезито-дацит, экструзия, в 2 км к югу от р. Заливной, 45—кварцевый диорит, в 2 км к югу от руч. Рудный, 46—кварцевый диорит, там же; 47—фельзит, прожилок в кварцевом диорите, там же; 48—андезит, к северу от р. Полюнова; 49—51—штоки и экструзии к югу от р. Полюнова (49—50—дациты, 51—риолит); 52—андезит, экструзия, в 0,5 км к северу от руч. Тройной; 53—диорит, шток, руч. Тройной; 54—фельзит, прожилок в диорите, там же; 55—андезито-дацит, экструзия, мыс. Лесистый; 56—риоданит, экструзия, в 4 км к северу от оз. Лагунное; 57—риолит, лакколит, в 3,5 км к северу от оз. Лагунное; 58—андезито-дацит, экструзия, в 3 км на север от оз. Лагунное; 59—60—базальтовый силл, в 2,5 км к северу от оз. Лагунное; 61—дацит, экструзия, центральная часть, в 2 км к югу от оз. Лагунное; 62—та же экструзия, краевая часть; 63—64—дацитовый силл к северу от оз. Ильинское (63—в 1,5 м от нижнего контакта, 64—вблизи верхнего контакта); 65—ксенолит базальта в этом силле; 66—андезит, экструзия, в 2 км к югу от мыса Красный Утес; (67—68—диориты, в 3 км к югу от мыса Красный Утес (67—центральная часть массива, 68—краевая часть массива); 69—риоданит, лакколит, в 0,5 км к северу от мыса Спиридонова; дайковая серия (70—80): 70—базальт, дайка мощностью 3—5 м, мыс Белый Утес, 71—73—ба-

зальтовая дайка мощностью 1,5 м в 2 км к северу от оз. Михайловское, руч. Малый (71 — краевая часть, 72 — центральная часть, 73 — краевая часть), 74—75 — андезито-базальтовая дайка, мощностью 5 м, в 1 км к югу от оз. Михайловское (74 — центральная часть, 75 — краевая часть), 76 — базальт, дайка у подножия выс. 308,8 м, 77 — афировый миндалекаменный базальт, дайка мощностью 1,5 м, в 0,5 км к северу от руч. Тройной, 78 — базальт массивный, дайка мощностью 30 м к югу от руч. Тройной, 79 — базальт миндалекаменный, дайка мощностью 3—5 м, к северу от оз. Лагунное, 80 — андезито-базальтовая дайка мощностью 8—10 м, в 4 км к югу от оз. Лагунное; Ловцовский комплекс (81—85): 81 — афировый андезито-базальт, п-ов Ловцова, восточное побережье, бухта Спокойная, 82—83 — риолиты, там же, 84 — риолит, экструзия, мыс Спокойный, 85 — риолит, мыс Рифовый; алексинский комплекс (86—127): 80—94 — Охотское побережье, о-в Кунашир от оз. Лагунное на севере до мыса Алевина на юге (обломки в туфах к сев. от оз. Лагунное: 86 — риолит флюидальный, 87 — риолит массивный, 88 — андезито-дацит массивный черного цвета, 89 — андезит; 90—91 — обломки в туфах в районе оз. Лагунное: 90 — дацит флюидальный, 91 — пемза кислого состава, 92—94 — обломки в туфах к северу от мыса Алевина: 92 — риодацит миндалекаменный, 93 — габбро, 94 — пироксен-плагноклазовый базальт); 95 — плагноклазовый андезит, обломок в туфе в 0,7 км к северу от р. Озерной; 96 — плагноклазовый андезит, обломок в туфе в 0,2 км к северу от р. Озерной; 97 — базальт, глыба в туфе, в 1 км к югу от мыса Ивановский; 98—100 — обломки в пирокластической толще в 2 км к югу от мыса Ивановский (98 — риолит, 99 — андезито-базальт, 100 — базальт); субвулканические образования (101—111): 101 — дацит, экструзия в 0,5 км к северу от оз. Лагунное, 102 — кварцевые риолиты, крупный массив к северу от мыса Скалистого, 103 — риолиты флюидальные, экструзия к югу от оз. Лагунное, 104 — дациты с грубостолбчатой отдельностью, шток к югу от оз. Лагунное, 105 — риодациты, кварцевые со столбчатой отдельностью, мыс Столбчатый, 106 — андезиты грубостолбчатые, шток в 0,5 км к северу от мыса Круглый, 107 — андезиты с глыбовой отдельностью, шток мыса Круглый, 108 — риолит, устье руч. Третьякова, 109 — плагноклазовый андезит, шток, в 1,3 км к юго-западу от руч. Третьякова, 110 — дациты, лакколит мыса Алевина, центральная часть массива, 111 — дациты, краевая часть того же массива); дайковая серия, рвущая эффузивные и субвулканические образования (112—115): 112 — дайка базальта к северу от оз. Лагунное, 113 — дайка афировых андезито-базальтов, руч. Третьякова, 114 — дайка афировых андезито-базальтов в районе руч. Третьякова, 115 — дайка плагноклазовых базальтов, руч. Третьякова; ксенолиты в субвулканических и экструзивных образованиях (116—127): 116 — микродиориты, мыс Столбчатый, 117 — долерит, мыс Столбчатый, 118 — габбро, в 400 м к северу от мыса Круглого, 119 — габбро-диорит, там же, 120 — базальт, там же, 121 — габбро-диорит, мыс Круглый, 122 — микродиорит, мыс Круглый, 123 — гранодиорит, мыс Круглый, 124 — микродиорит, мыс Алевина, 125 — плагногранит, мыс Алевина); 126—127 — габбро-диорит, мыс Алевина — головинский комплекс (128—162): 128—132 — серия лавовых потоков (снизу вверх) на выс. 654,8 м, Охотское побережье, к северу в 2 км от р. Тройника (128 — андезиты пузыристые, участками брекчированные, мощностью 4—5 м; 129 — андезито-базальты массивные, мощностью 8 м, 130—131 — андезито-дациты массивные, потоки мощностью 10—12 м; 130 — нижняя часть, 131 — верхняя часть, 132 — андезит массивный, мощностью 10—12 м); 133—141 — серия лавовых потоков (снизу вверх) на горе Фрегат, в 700 м к юго-западу от вершины (133 — пористый андезит с тонкоплитчатой отдельностью, первый поток, мощностью 30 м, 134 — пористый андезит, второй поток, мощностью 30 м, 135 — пироксен-плагноклазовые базальты, центральная часть третьего потока, мощностью 70 м, 136 — пористые плагноклазовые базальты, четвертый поток, мощностью 40 м, 137 — плагноклазовые андезиты, пятый поток, мощностью 20 м, 138 — андезиты массивные, шестой поток, мощностью 40 м, 139 — массивные плагноклазовые андезито-базальты, седьмой поток, мощностью 20 м, 140 — массивные плагноклазовые базальты, восьмой поток, мощностью 10 м, 141 — пористые плагноклазовые андезито-базальты с оливином, девятый поток, мощностью 5 м); 142—144 — серия лавовых потоков по северо-западному склону горы Фрегат (142 — андезиты массивные, нижний поток, мощностью 8—10 м, 143 — андезит пористый, второй поток, мощностью 8—10 м, 144 — оливиновые базальты, массивные, третий поток, мощностью 12—14 м); 145—146 — лавовые потоки, Охотское побережье, в 3 км к югу от мыса Алевина (145 — оливиновые базальты, в подошве потока пористые, нижний поток, мощностью 25 м, 146 — пористые плагноклазовые базальты, верхний поток, мощностью 20 м); 147—153 — серия лавовых потоков (снизу вверх), Охотское побережье, в 6 км к югу от мыса Алевина (147 — базальт массивный, нижний поток, мощностью 7—10 м, 1,3 км к северу от р. Озерная, 148—149 — оливиновые базальты миндалекаменные, со столбчатой отдельностью: 148 — нижняя часть потока, 149 — верхняя часть потока; 150 — лавовые брекчи андезито-базальтов, мощностью 3—5 м, в 3 км к северу от р. Озерной, 151 — базальты массивные, мощностью 3—5 м в 3 км к северу от р. Озерной, 152 — базальты массивные, пузыристые в кровле и подошве, мощностью 2,5—3 м, 153 — андезито-базальты флюидальные, пузыристые, мощностью 12—15 м, в 4 км к северу от р. Озерной); 154—155 — лавовые потоки, северная часть мыса Ивановский (154 — плагноклазовый базальт, массивный, 155 — андезито-базальт, массивный, со столбчатой отдельностью); 156—157 — лавовые потоки, южная часть мыса Ивановский (156 — плагноклазовый андезито-базальт, массивный, 157 — крупноплагноклазовый андезито-базальт); 158—162 — лавовые потоки, северо-восточная сторона мыса Южно-Курильский (158 — андезиты массивные, центральная часть потока, мощностью 12 м, в 2 км к северу от мыса Южно-Курильск, 159 — андезиты пористые, верхняя часть потока, там же; 160—162 — серия лавовых потоков восточной окраины пос. Южно-Курильск: 160 — плагноклазовые андезито-базальты, южная часть потока, 161 — андезито-базальты, центральная часть потока, 162 — андезито-базальты верхнего потока, мощностью 8—10 м); вулкан Руруй (163—166) — андезитовые лавовые потоки, мыс. Докучаева, пролив Екатерины (163—165 — нижний поток, мощностью 30 м: 163 — центральная часть потока, 164 — кровля потока, окисленная лава, 165 — андезито-базальты, краевой вал потока); 166 — верхний поток, мощностью 15—20 м, центральная часть; вулкан Тятя (167—212): 167—171 — эрозионный останец древнего конуса, северный склон вулкана (167—170 — лавовые потоки базальтов досоммовой серии извержения — снизу вверх: 167 — оливиновые базальты, поток мощностью 8—10 м, 168 — оливин-плагноклазовые базальты, массивные, в кровле потока пузыристые, мощностью 10 м, 169 — базальты флюидальные, поток изменчивой мощности от 1—2 до 5 м, 170 — базальты флюидальные, мощностью 0,5—1 м), 171 — дайка базальта, рвущая

серию потоков древнего конуса; 172—182 — сомма вулкана (172 — андезито-базальты, лавовый поток юго-восточного склона соммы, 173 — андезито-базальты, лавовый поток, верховья руч. Рубежного, 174—178 — маар Влодавца, северный склон соммы: 174 — базальты, поток, северо-восточный борт маара, 175 — базальты, поток, там же, 176 — базальты, западный борт маара, 177 — андезито-базальт, обломок лавы конуса соммы, 178 — андезито-базальт, обломок лавы конуса соммы; 179 — андезито-базальты, обломок вулканической брекчии, 180 — андезито-базальт, вулканическая брекчия, 181 — базальт, обломок брекчии, атрио, 182 — дайка андезита, гребень соммы); 183—192 — лавовые потоки северного склона вулкана, пролив Екатерины (183 — андезито-базальты лавового потока, мощностью 15 м, р. Птичь, восточный борт; 184—185 — андезито-базальты, лавовый поток, мощностью 15 м, в 0,5 км к востоку от руч. Змеиный (184 — верхняя часть потока, 185 — нижняя часть потока); 186—188 — андезито-базальты лавового потока, мощностью 15 м, руч. Змеиный (186 — верхняя часть потока, 187 — нижняя часть потока, 188 — центральная часть потока); 189—190 — базальты, лавовый поток, мощностью 10 м, мыс Водопадный (189 — верхняя часть потока, 190 — центральная струя потока); 191—192 — базальты черные, лавовый поток к западу от с. Урвитово (191 — верхняя часть потока, 192 — нижняя массивная часть потока); 193—200 — доисторические извержения центрального конуса (193—194 — базальты, лавовые потоки в стенке кратера, 195—196 — базальты аглютинаты, вершина центрального конуса, 197 — базальты, лавовый поток, атрио, 198—200 — базальты, лавовые потоки, внешний склон центрального конуса); 201—205 — базальты лавового потока извержения 1812 г. (201 — фронт потока, 202—203 — краевые валы, 204—205 — центральная часть потока); 206—209 — извержение 1973 г. (206 — андезито-базальты, дно кратера «Пограничный», 207 — андезито-базальт, склон конуса, 208 — андезито-базальт, кратер, 209 — андезито-базальт, обломок вблизи кратерной воронки); 210—212 — ксенолиты пород, слагающих доколь вулкана (210 — дацит, 211 — риолит, пузиристый, 212 — риолит, вспученный); вулкан Менделеева (213—227); 213—216 — включения анортозитов в андезито-базальтовых пирокластических шлаках, в 50 м южнее устья руч. Лечебный, 217—219 — лавовые потоки (217 — андезитовый поток, руч. Четверикова, вблизи устья, 218 — андезитовый поток с глыбовой отдельностью, в 3,5 км к югу от руч. Лечебного, 219 — андезито-базальт южного склона сопки Отдельная, пирокластические образования); 220 — андезито-базальтовая бомба, устье р. Лесная; 221 — андезитовая бомба, в 0,7 км севернее мыса Горячий; 222 — глыба андезита, там же; 223 — глыба андезито-базальта, в 50 м южнее устья р. Лесная; 224 — андезито-базальт с анортозитовым включением, из гальки, в 40 м южнее устья руч. Лечебный; 225 — дациты вершинного экструзивного купола; 226 — дацитовый лавовый цемент брекчии вершинного купола; 227 — обломки в брекчии, цементированных дацитом вершинного купола; вулкан Головинна (228—230); 228 — дациты восточного экструзивного купола, 229 — дациты западного экструзивного купола, 230 — ксенолиты микродолерита в западной экструзии.

По особенностям химического состава описываемый комплекс чрезвычайно сходен с палеозойскими раннегеосинклинальными диабаз-альбитофировыми (спилито-кератофировыми) формациями контрастного типа Южного Урала [32]. Наибольшие отличия заключаются в высокой глиноземеистости островодужных базальтов и риолитов.

Тесная пространственная и временная связь основной и кислой групп пород, их переслаивание в разрезе и четко выраженная натриевая специфика состава позволяют предполагать их генетическое единство [26]. Наблюдающееся увеличение в разрезе кислых эффузивов и появление на завершающих стадиях субвулканических риолитов и плагиориолитов говорят о разрастании кислого магматизма во времени, т. е. к концу раннего — началу среднего миоцена.

Однородность состава базальтовой группы пород и, как правило, одноэтапность их кристаллизации ограничивают возможности дифференциации расплава, что не позволяет рассматривать кислые породы комплекса в качестве продуктов эволюции единого с ними базальтоидного очага. Темп роста железистости различен для основной и кислой групп пород. Для первой характерна толеитовая тенденция, для второй — аномально широкий разброс значений без какой-либо четко выраженной закономерности (рис. 13). Кислые дифференциаты расплава, близкого по составу к базальтам нижекунаширского комплекса, при дифференциации должны бы были быть богаты железом и обладали бы несколько повышенной щелочностью, как это характерно для толеитовых серий (Скергаард и др.), в то время как кремнекислые породы описываемого комплекса резко от-

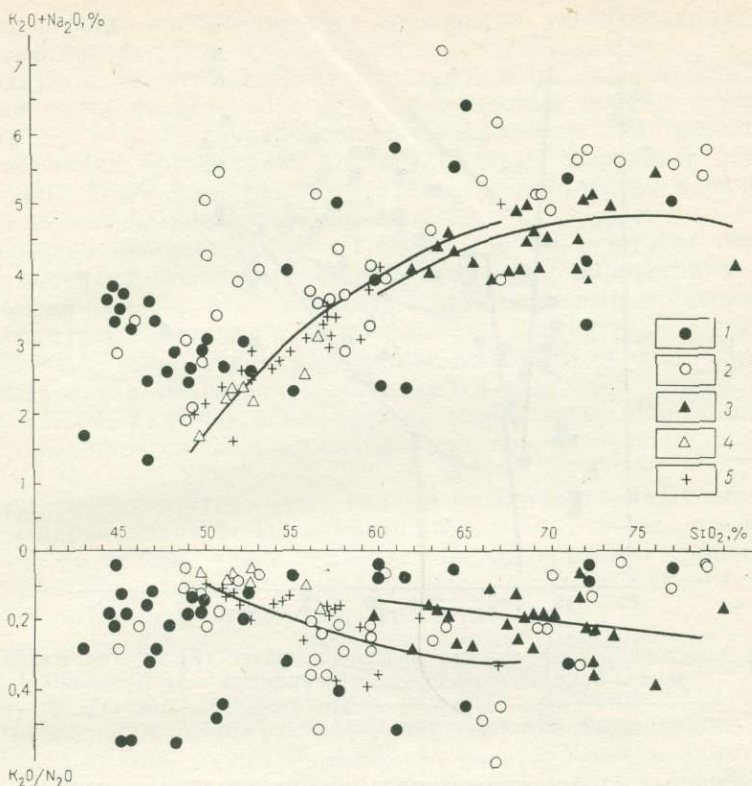


Рис. 12. Зависимость содержания щелочей и отношения K_2O/Na_2O к кремнезему в породах вулканических комплексов о-ва Кунашир

1 — нижнекунаширский комплекс; 2 — верхнекунаширский комплекс; 3 — алексинский комплекс; 4 — дайковая серия алексинского комплекса; 5 — головнинский и плейстоценовый комплексы эффузивных плато

личаются от возможных дифференциатов низкими содержаниями суммарных железа и щелочности. Скорее всего кислые и основные породы являются результатом одновременного действия самостоятельных очагов. Это подтверждается наличием грубых туфов смешанного состава с обломками как базальтов, так и пород кислого состава (п-ов Ловцова).

Верхнекунаширский базальт-андезит-дацит-риолитовый комплекс распространен на Охотском побережье острова от мыса Прасолова на севере до оз. Лагунное на юге. Комплекс сложен вулканическими породами непрерывного ряда от базальтов до риолитов включительно, представленных преимущественно пирокластическими образованиями, среди которых в основных и средних породах преобладают грубые вулканические брекчии и туфы, а в кислых — грубые туфы, игнимбриты, а также своеобразные пирокластические пемзовидные потоки, возможно, частично перемытые, так как содержат, помимо обломков кислых лав, чуждые обломки андезитов, базальтов и тон-

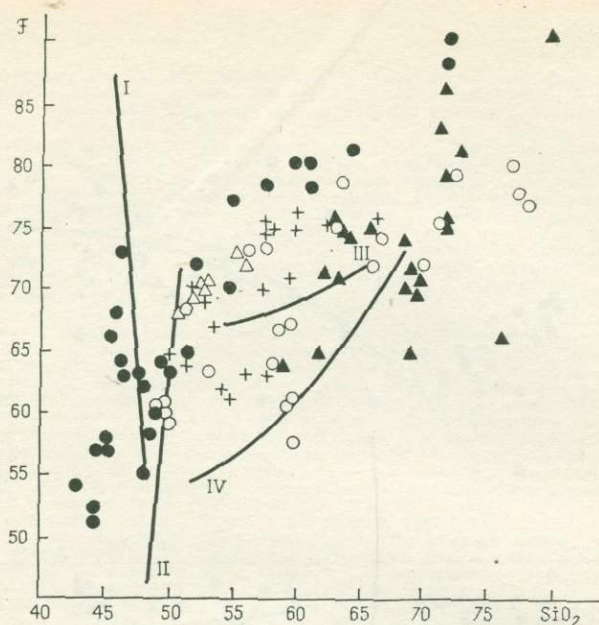


Рис. 13. Зависимость коэффициента фракционирования (F) от содержания кремнезема в породах вулканических комплексов о-ва Кунашир
Условные обозначения см. рис. 12. Линии дифференциации: I — Скергаард, II — толентовая серия, III — андезитовая серия, IV — Каскадные горы

ких осадочных кремнистых пород, обнаруживающих грубую стратификацию.

Среди вулканических пород залегают многочисленные сходные по составу с эффузивами экструзии, лакколиты, штоки и дайки андезитов, дацитов и риолитов различного размера, с четкой столбчатой отдельностью, часто с флюидалной текстурой, что позволяет их объединять в единую вулканоплутоническую ассоциацию. Поздние дайки основного состава секут все образования, в том числе и субвулканические.

Наиболее широко распространенными породами являются андезиты. Базальты встречаются реже, преимущественно в нижних частях разреза, фиксируя гомодромную последовательность извержений. Базальты резкопорфировые, иногда афировые. Стекло не сохранилось. Преобладают плагноклазы двух генераций: крупные правильные (до 2 мм) и мелкие призматические (0,3—0,8 мм) кристаллы. Часто вкрапленники постепенно переходят в микролиты основной массы с образованием серийнопорфировых структур. Плагноклазы изменены полностью. Клинопироксен (авгит) резко подчинен. Обычно замещен эпидотом, хлоритом, кальцитом. Наиболее интенсивно изменена основная масса, сохраняющая реликты микролитовой, микропайкилитовой, реже пилотакситовой структур. Текстура часто пузыристая и миндалекаменная. В субвулканических разностях преобладают диабазовая и долеритовая. Во всех структурных типах ба-

зальтов первым кристаллизуется плагиоклаз, затем клинопироксен и титаномагнетит.

Андезиты, их грубые брекчии и туфы широко распространены в средней части разреза. Это резко порфиритовые породы с вкрапленниками до 30 % и двупироксен-плагиоклазовым парагенезисом. Во вкрапленниках преобладает плагиоклаз двух генераций: зональные кристаллы Ap_{70} — Ap_{58} , резорбированные с расплавленными включениями, и призматические кристаллы Ap_{45} .

Пироксен резко подчинен (2—3 %), но присутствует постоянно. Выделяются парагенезисы с одним и с двумя пироксенами. Наиболее ранний — авгит (1,6—1,9 мм), часто зональный и сдвойникованный, образует сростания с плагиоклазом. Гиперстен с содержанием железа 40 % образует вкрапленники и каймы вокруг кристаллов клинопироксена. Магнетит составляет 0,5 % объема породы, изометричен и часто включен в плагиоклаз второй генерации, клинопироксен и ортопироксен. Последовательность кристаллизации в основной массе та же.

Дациты и риолиты имеют бедные кварц-плагиоклазовые парагенезисы вкрапленников. Их игнимбритоподобные и субвулканические разности содержат редкие темноцветные минералы — клинопироксен, реже роговую обманку. Основная масса сложена перекристаллизованным кварц-полевошпатовым агрегатом.

Помимо региональных метаморфических изменений все породы от мыса Прасолова до мыса Спиридонова подвергнуты локально развитому гидротермальному метаморфизму с образованием кварц-гематитовых пород и зон рассланцевания и гидротермального осветления пород вплоть до превращения их во вторичные кварциты или в белые рыхлые глины, содержащие прожилки кварца и сульфидов.

Широкое развитие метаморфических преобразований отразилось в колебаниях содержаний всех петрогенных окислов и в увеличении содержаний воды (см. табл. 7). Наибольшие отклонения характерны для кальция, натрия и калия. Неравномерность распределения в породах кальцийсодержащих минералов (эпидота, цоизита, кальцита и др.), широкое развитие альбитизации привели к перераспределению этих компонентов. Содержания кальция несколько занижены по сравнению со средними значениями известково-щелочного ряда, но масштаб его выноса был не столь велик по сравнению с породами нижнекунаширского комплекса. Средние значения натрия выдержаны и практически не отличаются от нижнекунаширского комплекса, что говорит о широком развитии альбитизации и привносе натрия в породах всей кунаширской свиты. Из щелочей наиболее вариabильным является калий, содержания которого изменяются от 0,16 до 1,0 % в базальтах (см. табл. 7). Между калием и натрием наблюдается обратная корреляция, в результате в кислых породах значения K_2O падают до 0,08 % при Na_2O 5—6 %. Содержания железо-магnezиальных компонентов более стабильны, следовательно, они были более инертны при процессах метаморфизма. Все вулканы относятся к известково-щелочной родственной группе, пересыщенной кремнеземом. Хотя отношения Na_2O/CaO и K_2O/Na_2O искажены вследствие метаморфических преобразований, очевидно, комплекс имел

Средние содержания малых элементов (в г/т) в вулканических породах о-ва Кунашир

Комплекс	Порода	Cr	Ni	Co	V	Mo	Cu	Zn	Pb	Zr	Sc	Ga	Y	Ba	n
Кунаширский	Б(эф)	31	21	20	193	1,4	44	123	9,6	133	25	14,6	14,5	300	10
	А(эф)	10	6	12	126	1,5	—	80	14,7	—	—	—	—	—	4
	Б(суб)	47	14	20	190	1,0	—	130	13,5	—	—	—	—	—	4
	А(суб)	37	14	16	140	2,0	—	127	21	—	—	—	—	—	3
	Р(суб)	13	7	7	60	2,3	38	65	7	183	16	13	24	300	6
Алехинский	Д(эф)	17	9	12	115	3,0	45	64	13,8	176	10	15	20,8	—	5
	Р(эф)	11	Следы	10	225	2,6	44	64	15,8	250	7,8	16	24,7	—	4
	А(суб)	12	4,5	11	90	2	45	68	7	90	10	10,5	22,5	<800	2
	Д(суб)	13	7	11	88	2,7	44	74	9	212	10	14	24,8	<800	7
	Р(суб)	13	12	10	70	2,5	42	97	8,2	207	10	15,5	25	<800	17
	Б(кс)	15	10	14	157	2,5	52	92	14	202	12	22	19	—	4
	АБ(кс)	37	24	19	170	3	53	106	11	181	14	21	21	—	8
	Р(кс)	14	10	11	72	2,2	50	71	7	255	10	16	26	—	3
Ининские базальты	Б(эф)	43	30	24	332	2,7	76	105	5,8	139	20	18,5	20	400	4
	АБ(эф)	36	21	23	360	2,9	74	91	7	151	23	15,5	21,2	400	3
Голова плато	А(эф)	18	11	17	298	3,1	57	86	8,5	180	22	15,9	23,6	400	4
	Б(суб)	32	12	19	270	2,0	78	111	7,3	110	15	15	22,3	—	11
Вулкан Тятя	Б I	24	15	19	376	3	69	76	7	114	15	17,5	19	<800	11
	АБ I	15	8	18	230	3	71	70	8	201	10	16,5	20	<800	6
	Б II	17	11	18	257	3,8	76	87	9	125	10	17	20	<800	4
	АБ II	12	5	12	170	2,6	66	70	5	105	10	14	22	—	2
	Б III	37	19	30	375	3,9	91	87	9	125	16	19	20	<800	14
	АБ III	17	10	21	315	3,5	72	78	7	113	10	14	19	<800	9
	Б	29	16	24	362	3,6	81	82	8	121	15	18	19	—	29
	АБ	15	9	19	268	3,2	70	74	7	144	10	15	20	—	17
Вулкан Менделеева	УБ	67	38	38	178	2	44	62	1,1	88	17	15	13,5	100	4
	А I	28	7	16	124	2,8	51	66	5,8	98	10	14	21	—	5
	А II	28	18	24	293	2,4	55	80	5,8	103	19	14	21	—	4
	Д	24	14	18	180	2,9	35	87	9,1	235	18	15,5	22,8	330	3
Вулкан Головинина	Д	15	5	12	120	2,5	45	56	5,3	95	10	11	15	—	2

Примечание. Кунаширский комплекс: Б(эф) — базальты брекчированные, Охотский берег, район оз. Валентина; А(эф) — андезиты брекчированные, там же; Б(суб) — базальты субвулканические, там же; А(суб) — андезиты субвулканические, там же; Р(суб) — риолиты, экструзии и лакколиты, Алехинский комплекс; Д(эф) — дациты, обломки в туфах, Охотский берег, к югу от оз. Лагунов; Р(эф) — риолиты, обломки в туфах, там же; А(суб) — штоки и экструзии андезитов, район Алехино; Д(суб) — штоки и экструзии дацитов, там же; Р(суб) — экструзии и лакколиты, там же; ксенолиты в субвулканических породах; Б(кс) — габбро-долериты и габбро; АБ(кс) — микродиориты; Р(кс) — плагиограниты и рилиты, Головинский плейстоцено-

вый комплекс лавобазальтов; Б(эф) — базальты; АБ(эф) — андезито-базальты; А(эф) — андезиты; Б(суб) — дайковая серия базальтов, текущих кунаширский и алехинский комплексы, Вулкан Тятя; БI — базальтовые лавы останца древнего конуса; АБI — андезито-базальты из основания центрального конуса; БII — базальты маара Владивца; АБII — андезито-базальты маара Владивца; БIII — потоки базальтов центр. конуса; АБIII — аглолиты андезито-базальтов извержения 1973 г.; Б — средний базальт; АБ — средний андезито-базальт; Вулкан Менделеева: УБ — близинские включения; АI — потоки андезитов; АII — обломки андезитов в порфиритах; Д — дациты центр. купола; вулкан Головинина: Д — дациты центрального купола.

первично натриевую специфику, судя по отсутствию калиевого полевого шпата в кислых породах. Распределение микроэлементов (табл. 8) характеризуется закономерным и постепенным уменьшением элементов группы железа (Cr, Ni, Co, V), а также Cu, Zn, Sc по мере увеличения содержания кремнезема. Содержания свинца, циркония, иттрия в процессе эволюции значительно возрастают. Их закономерное и плавное изменение обусловлено, по-видимому, генетической общностью всех членов серии и подтверждает их происхождение в процессе дифференциации исходной базальтовой магмы. Раннее выделение вкрапленников магнетита исключает накопление железа и является одним из первых доказательств обогащения базальтового расплава водой (табл. 9) уже к началу их кристаллизации. Об этом же свидетельствует широкое развитие пор и миндалин в базальтах. В андезитах наряду с магнетитом наблюдается ранняя кристаллизация темноцветных минералов, что, несмотря на их меньшее количество в нормативном составе, связано, по-видимому, с возрастанием водного флюида по мере эволюции магм. Об этом свидетельствует и появление роговой обманки в средних и кислых породах.

Эволюция расплавов хорошо видна на петрохимических диаграммах (см. рис. 12), где породы образуют непрерывный ряд точек, свидетельствующий об их генетическом родстве. Большой разброс объясняется наличием метаморфических преобразований или наложением рядов дифференциации отдельных вулканических центров. Медленный рост коэффициента фракционирования (F) при возрастании кремнезема (см. рис. 13) свидетельствует о боуэновском (известково-щелочном) типе дифференциации.

Алехинский андезит-дацит-риолитовый комплекс объединяет вулканические образования алехинской свиты и представлен преимущественно пирокластическими породами средне-кислого состава, среди которых преобладают грубообломочные туфы и вулканические брек-

Таблица 9

Содержание флюидов (мг/г) в магматических породах о-ва Кунашир

№ п/п	№ обр.	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	H ₂ O, %	CO ₂ , %	H ₂ /H ₂ O	CO/CO ₂	K _{восст}
1	Б=457д	11,17	0,44	0,084	0,019	1,27	0,034	85,79	3,38	0,114	0,19	0,12
2	Б=454	21,2	0,26	0,05	Следы	0,53	0,02	96,1	1,18	0,025	0,19	0,027
3	Б=457б	28,00	0,27	0,07	0,006	1,11	0,05	94,88	0,19	0,04	0,26	0,042
4	Б=462	27,94	4,21	0,25	0,014	0,84	0,026	83,95	12,65	0,03	0,06	0,034
5	Б=462а	19,5	11,02	0,51	0,013	1,05	—	60,77	34,34	0,054	0,046	0,52
6	Б=452л	3,57	0,48	0,23	0,013	0,17	—	80,04	10,76	0,048	0,48	0,102
7	Б=451	8,27	1,34	0,15	0,005	0,037	0,06	83,87	13,59	0,005	0,11	0,02
8	Б=451/1	8,08	1,6	0,36	0,013	0,12	—	79,45	15,73	0,015	0,225	0,06

Примечание. Кунаширский комплекс — верхняя толща, Охотское побережье к северу от мыса Назарова (1—4): 1 — андезито-базальты субвулканические, 2 — риодациты субвулканические, 3 — андезито-базальт, дайка, 4 — андезит, дайка; плейстоценовый комплекс платоэффузивов (5—8): 5 — андезиты, потоки лав, Охотское побережье к северу от горы Фрегат, 6 — андезито-базальт, потоки лав к востоку от пос. Южно-Курильск, 7—8 — андезиты, потоки лав, там же. К — восстановленности = $\frac{H_2 + CO + CH_4}{H_2O + CO_2}$

чии, пемзовые потоки и переотложенные пемзовые накопления, игнимбриты, а также многочисленные субвулканические тела — дайки, силлы, лакколиты, экструзии и штоки неправильной формы. Лавы практически отсутствуют. Коэффициент explosивности очень высокий — 90 %. Вулканические центры фиксируются хорошо сохранившимися некками и экструзиями, более крупные — лакколитами с характерной вертикально-направленной флюиальностью, а также мелкими субвулканическими телами.

Субвулканические образования содержат ксенолиты, которые либо концентрируются в контактовой зоне (лакколит мыса Столбчатый), либо равномерно рассеяны, как, например, в радиодацитах мыса Алехина. Форма ксенолитов полуокатанная и угловатая, размеры варьируют от 1—2 см до 20—30 см. Границы четкие, реже постепенные. По составу преобладают габбро, габбро-нориты, диабазы, диориты, реже — граниты и плагиограниты. Последние характерны только для наиболее кислых субвулканических пород.

Вулканиды образуют непрерывный ряд от андезитов до риолитов, базальты и андезито-базальты развиты только в поздней дайковой серии. Наиболее изучены субвулканические образования, которые характеризуются выдержанным минеральным составом и порфировым типом структур (табл. 10).

Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз, клинопироксен (в андезитах и андезито-дацитах также и ортопироксен), кварц, магнетит и редко роговая обманка.

Плагиоклаз преобладает (до 70 %), образуя две генерации: крупные (3—5 мм) зональные кристаллы An_{54} — An_{42-38} с максимальной степенью упорядоченности во внутренней зоне и с расплавленными мик-

Таблица 10

Минеральный состав субвулканических пород алехинского комплекса

Порода	№ обр.	вкрапленники					Основная масса
		P1	Срх	Орх	Кв	Мт	
Риодациты (лакколит мыса Столбчатый)	Б-7	27,2	5,0	—	4,8	2,0	60,1
	Б-7/2	23,3	3,4	—	1,4	0,5	69,5
	Б-7/5	24,9	2,0	—	1,1	0,7	70,9
	Б-7/8	14,0	2,2	—	0,2	1,0	82,6
	Б-7/9	14,8	1,6	—	—	0,6	82,8
Дациты (лакколит мыса Алехина)	Б-9	20,0	4,3	2,1	—	1,6	72,0
	То же	17,0	3,3	1,2	—	0,7	77,8
Андезито-дациты (штоки Охотского побережья)	Б-8	19,1	1,0	0,3	0,5	2,1	76,9
	Б-11	24,7	0,8	0,3	—	0,8	73,4
	Б-6	19,0	2,1	0,7	10,8	1,2	68,2

Состав клинопироксенов (по оптическим данным) в субвулканических породах алексинского комплекса

	Порода	№ обр.	Оптические константы			Состав
			n_g	n_p	ZV	
Субвулканические	Риодацит	Б-7	1,714	1,688	55	$Ca_{46}Mg_{36}Fe_{19}$
	Дацит	Б-11	1,708	1,682	56	$Ca_{49}Mg_{31}Fe_{19}$
	Дацит	Б-11у	1,712	1,688	58	$Ca_{48}Mg_{31}Fe_{22}$
Ксенолиты	Габбро	Б-8д	1,714	1,688	54	$Ca_{44}Mg_{33}Fe_{23}$
	Плаггиограцит	Б-9в	1,711	1,685	52	$Ca_{43}Mg_{33}Fe_{19}$
	Габбро	Б-13а	1,714	1,682	56	$Ca_{46}Mg_{33}Fe_{16}$

ровключениями типа «газ—стекло» при объеме газовой фазы до 20—25 %; и мелкие призматические зерна без зональности и включений. Авгит (табл. 11) образует крупные изометричные кристаллы (до 1,5—2 мм) и мелкие зерна, замещенные вторичными минералами. Часто он содержит включения магнетита, плагиоклаза второй генерации и стекла.

Ортопироксен Fs_{20-32} образует идиоморфные кристаллы (до 2—3 мм) либо оторочки (0,1—0,6 мм) вокруг зерен клинопироксена.

Кварц во вкрапленниках кислых пород составляет не более 5 %. Большая часть его слагает фельзитовый агрегат основной массы. В кварце встречаются расплавные микровключения нескольких типов (табл. 12). Наиболее распространенными являются газ и бесцветное стекло. Газовая фаза начинает отделяться при температуре 880—900 °С. Полная гомогенизация наступает при 1200—1280 °С. Менее развиты включения типа газ и твердая раскристаллизованная фаза, где отделение газовой фазы наступает при $T=1070$ °С, а гомогенизация — при 1200 °С. И, наконец, в андезито-дацитах встречаются включения только одной твердой раскристаллизованной фазы (см. табл. 12). При $T=1020-1080$ °С наступает расплавление твердых раскристаллизованных включений с обособлением газовой фазы в виде светлого пузырька, объемом до 20 %. Полная гомогенизация включения наступает в интервале 1310—1340 °С. При дальнейшем повышении T (до 1340 °С) происходит постепенное уменьшение газовой фазы до 5 %. Столь высокие температуры гомогенизации расплава в микровключениях, видимо, объясняются перегревом, возникающим вследствие несоответствия физико-химических параметров между условиями гомогенного состояния первичного расплава в очаге и условиями при получении гомогенного расплава во включениях. Основная масса характеризуется преобладанием плагиоклаза и клинопироксена в андезитах и андезито-дацитах, кварца с плагиоклазом — в дацитах и риодацитах. Структуры в кислых породах преимущественно фельзитовые, в андезитах — микролитовые. Первыми

Включения в породообразующих минералах-вкрапленниках пород
алехинского комплекса

№ обр.	Порода	Минерал с включением	Тип включения	Объем газовой фазы	T расплавления твердой фазы или плавления стекла	T гомогенизации	
Б-12а	Эффузивные	Риолит	Кварц	Твердая раскристаллизованная фаза	15—20%	1050—1060 °С	1310—1320 °С
Б-12в		Риолит	Кварц	То же	20% 5%	1020—1080 °С 1380 °С	1340 °С 1380 °С
Б-20	Субвулканические	Риодацит	Кварц	Газ+твердая раскристаллизованная фаза	20%	1070—1060 °С	1200 °С
Б-30		Риодацит	Плагиоклаз	Газ+стекло	20—25%	Ликвация стекла при 1160 °С, вскрытие включения при 1200 °С	1270—1280 °С
Б-6		Дациит	Кварц	Газ+стекло (бесцветное)	18—20%	То же	1260—1280 °С
Б-6а		Дациит	Кварц	Газ+стекло (частично раскристаллизованно, коричневого цвета)	20%	880—900 °С	1200 °С

выделяются плагиоклаз и магнетит. Характерна поздняя кристаллизация клинопироксена по сравнению с ортопироксеном. Для всех пород характерно наличие гомогенных включений, представленных крупнозернистыми агрегатами (до 5—10 мм) пироксена, плагиоклаза и магнетита. В пределах субвулканических тел они распределены неравномерно от 15% в центре до 5% — на периферии (лакколит мыса Столбчатый). Плагиоклаз в них идиоморфен относительно пироксена и магнетита, роль последнего возрастает. Состав включений по сравнению с вмещающей породой всегда более основной: плагиоклаз до An_{60} в кислых породах, пироксены более магнезиальные. Появление во вкрапленниках раннего магнетита, микровключений в кварце с большим объемом газовой фазы наряду с взрывным характером вулканизма и обилием ксенолитов говорит о высоком содержании летучих компонентов в кристаллизующейся магме. Подплавление некоторых ксенолитов может служить доказательством явления ассимиляции, которая, однако, незначительна по масштабам.

Базальты дайковой серии характеризуются плагиоклаз-оливин-двупироксеновым парагенезисом и отсутствием ксенолитов и гомогенных включений при резком преобладании плагиоклаза, что сближает их с вулканитами алехинского комплекса.

Колебания кремнезема в породах алахинского комплекса велики: от 50 до 80 % SiO_2 (см. табл. 7, рис. 12). Все породы, начиная с базальтов, пересыщены кремнеземом и относятся к ряду нормальной щелочности. В риодацитах появляется нормативный корунд. Большие колебания отмечаются в общей щелочности, изменяющиеся в кислой группе пород от 3,5 до 7,5 %, главным образом за счет калия. Для всего ряда наблюдается постепенное увеличение щелочности до дацитов, после чего происходит ее уменьшение в риолитах (см. рис. 12) — что обычно для известково-щелочных серий [32 и др.]. Отношение натрия к калию вследствие неравномерно развитых метаморфических преобразований изменяется резко от 1,0 до 12,6. Значения $\text{K}_2\text{O} < 1\%$ связаны с его энергичным выносом, особенно в породах кремнекислого состава. При этом эффузивные породы отличаются более высоким уровнем щелочности в целом и калия в частности по сравнению с субвулканическими. Первичность этого явления подтверждается отсутствием в субвулканических породах калиевого полевого шпата. Постоянно высокое отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (> 4 для всех пород) позволяет отнести алахинский комплекс к натриевому типу. Средние содержания натрия более низкие, чем в соответствующих по кремнекислотности нижнемиоценовых породах.

Вынос кальция был значительно меньше по сравнению с нижнекунаширским комплексом, причем в большей мере в субвулканических породах (4—5 %), чем в эффузивах (1,5—2 %). Темп роста железистости незначителен и характерен для известково-щелочных серий (см. рис. 13). Отнесение алахинского комплекса к этому типу серий подтверждается и низкими значениями индекса Ритмана (< 1).

Широко распространенные в породах комплекса ксенолиты относятся также к породам нормальной щелочности, но слагают более протяженный по кислотности ряд от 52,7 до 72 % SiO_2 (см. табл. 7). Для них характерна слабая пересыщенность кремнеземом, более низкая по сравнению с вмещающими субвулканическими породами. Натрий резко преобладает над калием, темп накопления железа невелик.

Породы дайковой серии по меланократовости близки ксенолитам основного состава. Они образуют непрерывный ряд с колебаниями SiO_2 от 51 до 56 % и низким уровнем щелочности при K_2O в среднем $\sim 0,20\%$. Отношение натрия к калию стабильное ~ 10 , уменьшаясь в андезито-базальтах до 6. Стабильно высоки значения суммарного железа, особенно в афировых базальтах (до 12,5 %), и сравнительно низки TiO_2 и MgO (см. табл. 7).

Все породы алахинского комплекса обладают рядом особенностей, тесно связаны во времени и пространстве и могут рассматриваться как единая генетическая серия. Фациальная изменчивость пород, сосредоточение на небольших участках субвулканических тел разнообразного состава от андезитов до риолитов объясняется наличием ряда периферических магматических камер в земной коре, находящихся не только на разных гипсометрических уровнях, но и на разных стадиях эволюции. Расплавы эффузивных и субвулканических пород отличаются по количеству флюидной фазы. Об этом говорит состав микровключений в минералах-вкрапленниках интрателлури-

ческого этапа кислых эффузивов, для которых характерна только твердая фаза, в то время как все субвулканические породы содержат включения с газовой фазой, т. е. содержание летучих компонентов в последних было выше и они были обособлены от расплава. В отличие от пульсационного отделения летучих, характерного для эффузивов, образование субвулканических пород, связанное с медленным охлаждением, имеет место в условиях постепенного накопления летучих. Различия в содержаниях летучих компонентов сказывается и на температуре гомогенизации, более высоких в эффузивных породах (1300—1380 °С), чем в субвулканических (1200 °С — см. табл. 12). В микровключениях игнимбритов при температуре около 1160 °С наблюдается ликвация с образованием двух фаз стекла: светлого, прозрачного и темного, коричневого оттенка. Видимо, проявления ликвации имели место при формировании экструзивных тел риолитов и риодацитов с вертикально-ориентированной флюидалной текстурой, с образованием стекловатых фьяммевидных участков от светло-серых до черных с ярко выраженной порфировой структурой. Широко распространенные в породах алахинского комплекса ксенолиты частично расплавлены с возникновением коричневой стекловатой корки и наличием такого же стекла в цементе, что говорит о локально развитых процессах ассимиляции и гибридизма. Породы ксенолитов представляют собой единый дифференцированный ряд от норитов и габбро-норитов до плагиогранитов, с преобладанием основных пород, обладающих рядом общих петрохимических черт с породами алахинского комплекса (лейкократовость, натриевая специфика и др.). Вероятно, эти ксенолиты являются производными ранее застывших очагов той же магмы, что и вулканы алахинской формации, и их наличие еще раз подтверждает основной состав исходного расплава. Петрографические особенности кислых пород и их химический состав (медленное повышение железистости по направлению к кремнекислым членам серии, прогрессирующее их обогащение летучими компонентами) позволяют предполагать взаимодействие расплава с материалом земной коры. Наличие двух фаз стекла (бесцветного и бурого), вероятно, связано с явлениями микроликвации в риодацитах.

Базальтовый комплекс поздних даек может рассматриваться как продукт извержения придонных частей очагов, испытавших дифференциацию. Но не исключено, что они являются производными более молодых магматических очагов раннеплейстоценовых платобазальтов, т. е. корневыми фациями этих последних.

Нижнеплейстоценовый комплекс платоэффузивов представлен толщей переслаивающихся потоков базальтового, андезито-базальтового и андезитового составов мощностью от 5—10 м до 50 м. На плато Фрегат лавовая толща (250 м) состоит из 8 потоков. Падение толщи восточное, пологое: 10—20°.

Строение потоков зональное, однотипное: нижняя часть (до 6 м) — пористая, с плитчатой отдельностью, центральная (до 20 м и более) — массивная или слабо пористая, хорошо раскристаллизованная с грубой призматической отдельностью, и верхняя (до 6 м) — крупнопористая, брекчиевая, обычно буро-красная. В чере-

довании потоков наблюдается антидромная цикличность: нижние потоки андезитов сменяются базальтами, затем вновь потоки андезитов и смена их излияниями основных магм, завершающими формирование плато.

Базальты и андезито-базальты преобладают. Это серийно-порфировые породы с вкрапленниками от 15 до 25 %, представленными плагиоклазом, клино- и ортопироксенами, оливином и титаномагнетитом. Соотношения вкрапленников более или менее постоянны, но в верхах разреза увеличивается доля плагиоклаза и отсутствует оливин (табл. 13).

Плагиоклаз образует две генерации: крупные зональные кристаллы (0,6—2,5 мм) Ap_{50-60} в центре до Ap_{37-39} в краевых зонах с вростками стекла, клинопироксена и титаномагнетита и призматические Ap_{43-49} зерна размером 0,2—0,3 мм до 0,5—0,6 мм. В основной массе микролиты имеют более кислый состав Ap_{33-35} и Ap_{28} .

Оливин образует вкрапленники двух генераций. Первая генерация (0,3—0,6 мм) — идиоморфные, иногда корродированные кристаллы, вторая (0,05—0,1 мм) — имеет, как правило, ксеноморфные очертания и окружена мелкозернистой каймой клинопироксена. По составу все оливины высокомагнезиальные (табл. 14), с незначительным увеличением железистости во второй генерации от Fa_{17} до Fa_{23} .

Гиперстен (см. табл. 14) присутствует во всех породах. Он образует удлинённые сильно резорбированные кристаллы (0,1—1,0 мм), реже идиоморфен. Часто находится в гломеровых сростках с плагиоклазом. Нередко окружен мелкозернистой каймой клинопироксена. Последний варьирует по составу от авгита до пижонит-авгита, с железистостью 25—30. Во вкрапленниках ксеноморфен, реже образует идиоморфные кристаллы размером от 0,5 до 0,8—1,0 мм.

Таблица 13

Минеральный состав лав горы Фрегат

Порода	№ обр.	Вкрапленники				Основная масса			
		P1	D1	Opх	Crх	Σ	P1	Crх	Mt
Андезито-базальты	Г-78/1	20,4	—	0,3	1,1	78,2	—	—	—
Базальты	Г-78/2	12,8	—	0,3	1,0	85,9	62,5	33,3	4,2
То же	Г-78/3	11,2	0,7	0,7	0,8	86,6	64,5	35,1	0,3
Андезито-базальты	Г-78/4	18,2	0,1	1,5	1,7	78,5	62,6	36,2	1,2
Андезиты	Г-78 5	22,9	0,4	1,1	0,3	75,3	67,4	32,3	0,3
Базальты	Г-78/6	17,5	1,0	1,1	1,4	79,0	—	—	—
То же	Г-78/7	12,1	2,4	3,7	3,5	78,3	—	—	—
Андезиты	Г-78/8	0,65	—	3,0	—	96,4	—	—	—
То же	Г-78/9	18,0	—	1,4	3,7	75,6	—	—	—

Состав оливинов и пироксенов платоэффузивов плейстоценового комплекса горы Фрегат и мыса Ивановский

Минерал	№ обр.	Кристаллохимические формулы
Оливины	C-251/8	$(Mg_{1,66} Fe_{0,33}^{2+} Fe_{0,01}^{3+} Ca_{0,01}) [Si_{0,99} O_4] Fa_{17} Fo_{83}$ $(Mg_{1,54} Fe_{0,46}^{2+} Fe_{0,01}^{3+} Ca_{0,01}) [Si_{0,99} O_4] Fa_{23} Fo_{77}$
	C-222	$(Mg_{1,61} Fe_{0,41}^{2+} Fe_{0,01}^{3+} Ca_{0,01}) [Si_{0,97} O_4] Fa_{19,5} Fo_{80,5}$ $(Mg_{1,50} Fe_{0,51}^{2+} Fe_{0,01}^{3+} Ca_{0,01}) [Si_{0,96} O_4] Fa_{25} Fo_{75}$
Клинопироксены	C-251/8	$(Ca_{0,96} Mg_{1,12} Fe_{0,41}^{2+} Fe_{0,01}^{3+}) [Si_{2,49} O_6]$ $(Ca_{0,79} Mg_{0,8} Fe_{0,41}^{2+} Fe_{0,01}^{3+}) [Si_{1,97} O_6]$
	C-222	$(Ca_{0,86} Mg_{0,86} Fe_{0,22}^{2+} Fe_{0,01}^{3+} Mn_{0,01} Ti_{0,02} Cr_{0,02}) [Si_{1,94} Al_{0,18} O_6]$ $(Ca_{0,73} Na_{0,03} Mg_{0,91} Fe_{0,3}^{2+} Fe_{0,01}^{3+} Mn_{0,02} Ti_{0,01} Cr_{0,01}) [Si_{1,89} Al_{0,09} O_6]$
Ортопироксены	C-251/8	$(Mg_{1,26} Fe_{0,53}^{2+} Fe_{0,01}^{3+} Ca_{0,14}) [Si_{2,05} O_6] Fs_{30} En_{70}$ $(Mg_{1,26} Fe_{0,66}^{2+} Fe_{0,01}^{3+} Ca_{0,08}) [Si_{1,98} O_6] Fs_{34,4} En_{65,5}$
	Г-78/4	$(Mg_{1,35} Fe_{0,53}^{2+} Fe_{0,01}^{3+} Ca_{0,07} Mn_{0,02} Ti_{0,01}) [Al_{0,05} Si_{1,85} O_6]$

Рудные минералы представлены шпинелидами нескольких генераций (табл. 15). Наиболее ранняя — включения хромпикотита в оливине первой генерации размером 0,2—0,3 мм. Вторая генерация наиболее распространенная — титаномагнетит, выделяющийся в виде крупных ксеноморфных зерен размером 0,2—0,3 мм, иногда сохраняющих признаки идиоморфизма. Третья генерация — мелкие ксеноморфные, иногда скелетные кристаллы титаномагнетита размером 0,01—0,05 мм.

Основная масса сложена плагиоклазом, клинопироксеном, титаномагнетитом с примесью вулканического стекла. Структуры варьируют от микролитовой в центральных частях потоков до гиалопилитовых в краевых зонах. Близкие объемы вкрапленников наблюдаются и в андезитах, характеризующихся наличием оливина и двух модификаций пироксена в равных соотношениях. Магнезиальность темноцветных минералов незначительно возрастает (см. табл. 14). Объем основной массы в целом уменьшается по сравнению с базальтами. Структура пилотакситовая и микролитовая.

Кристаллизация пород многоэтапная. Наиболее ранними являются оливин с включениями хромпикотита, затем плагиоклаз первой генерации. Резорбция этих минералов, зональность, наличие сростков го-

Состав шпинелидов в породах комплекса платоэффузивов о-ва Кунашир

Минерал	№ обр.	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ FeO	MgO	Cr ₂ O ₃
Хромикотит	C-222	0,19	36,06	30,47	13,00	19,75
	То же	0,35	23,01	35,26	11,14	23,71
	C-222а	2,94	17,00	47,54	8,32	17,48
Титаномагнетит	C-222	20,19	1,94	74,53	0,75	0,05
	C-222а	22,87	1,38	72,44	0,95	0,15
	То же	22,80	1,38	72,38	0,96	0,00

ворят об их кристаллизации в глубинных условиях. На втором этапе формировался парагенезис плагиоклаза второй генерации и ортопироксена, затем клинопироксена и титаномагнетита. Последний образует включения в клинопироксене. Клинопироксен, в свою очередь, замещает более ранний ромбический пироксен и оливин. Парагенезис основной массы характеризуется интенсивной ранней кристаллизацией плагиоклаза с большим количеством вулканического стекла (до 50 %) в закаленных частях потоков. Последние обогащены титаномагнетитом по сравнению с центральными зонами, что, видимо, связано с повышением активности кислорода в зонах закалки при излиянии лав на поверхность. Отделение летучих в эффузивный этап вызывает резорбцию ранних темноцветных минералов. Метаморфические преобразования отсутствуют.

По химическому составу лавы плато образуют непрерывный ряд нормальной щелочности с содержанием кремнезема от 50 до 65 % (см. табл. 7, рис. 12). Все породы пересыщены кремнеземом. Щелочность меняется мало от 2 % в базальтах до 5 % в андезитах. Натрий резко преобладает над калием, содержания которого, как правило, составляют в среднем 0,5 %. С повышением кремнекислотности пород происходит незначительный рост железистости, свойственной известково-щелочным сериям (см. рис. 13). Состав базальтов на диаграмме OI—Сrx—Pl (рис. 14) располагается в поле кристаллизации оливина при давлении воды 0,3 ГПа. По-видимому, соответствующие им магмы обособлялись при достаточно высоких давлениях водного флюида порядка 0,1—0,2 ГПа. Существенное обогащение вкрапленников плагиоклазом по сравнению с долей плагиоклазового компонента в нормативном составе породы свидетельствует о снижении водного давления в период кристаллизации вкрапленников по сравнению с периодом обособления базальтовых магм. Разнообразие пород серии связано с процессом кристаллизационной дифференциации в магматическом очаге базальтового состава в условиях сравнительно высокого флюидного давления (0,1—0,2 ГПа), о чем говорит обильная ранняя кристаллизация шпинелидов — хромикотита и титаномагнетита и темноцветных минералов в первый ин-

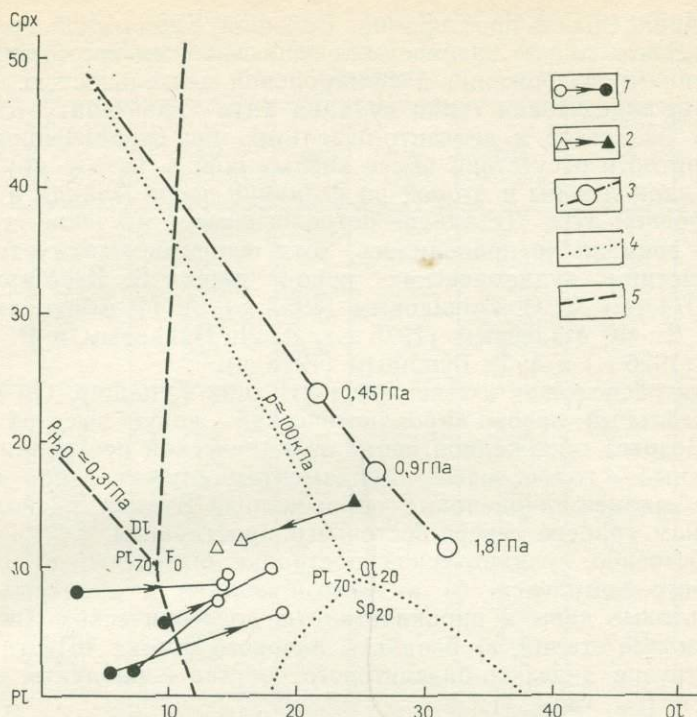


Рис. 14. Нормативные составы и соотношения вкрапленников оливина (Ol), клинопироксена (Срх) и плагиоклаза (Pl) в базальтах плейстоценового комплекса эффузивных плато островов Кунашир и Парамушир на части тройной барцентрической диаграммы Срх—Ol—Pl (в %) и положение псевдоэвтектических точек и котектических линий по данным экспериментальных исследований

1 — о-в Кунашир; 2 — о-в Парамушир (условные знаки: залитые указывают соотношения минералов-вкрапленников в базальтах, светлые — соотношения нормативных компонентов в тех же породах; условные обозначения вкрапленников и соответствующих им пород соединены линиями, стрелка направлена в сторону состава породы); 3 — линия смещения тройной точки в псевдоэвтектике Pl—Cpx—Ol для $P_s = 0.45, 0.9$ и 1,8 ГПа. 4—5 — Котектические линии (4 — при давлении 100 кПа для Pl с 70% Ап и Ol с 20% фаялита, 5 — при $P_{H_2O} \approx 0.3$ ГПа для Pl с 70% Ап, форстеритом и диопсидом)

трателлурический этап эволюции. Накопление более кислых дифференциатов в верхней части очага привело к излияниям андезитовых потоков основания плато. Излияниями базальтов с более глубоких уровней опорожняющегося очага завершается первый этап его эволюции. Наступивший затем перерыв фиксируется в разрезе накоплением осадочных пемзовых прослоев. В этот период поступившая с глубин базальтовая магма вновь испытывает дифференциацию в промежуточном очаге и новые излияния лав также имеют андезитовый состав. Завершающие фазы становления лавового плато являются базальтовыми.

Плейстоцен-голоценовые вулканические серии

Плейстоцен-голоценовые вулканические серии образованы породами вулканов Тятя, Менделеева и Головина, расположенных вдоль

линии, параллельной простиранию Большой Курильской гряды (см. рис. 11). Эти вулканы различаются вещественным составом, морфологией, типами извержений и фумарольной деятельностью.

Базальт-андезитовая серия вулкана Тятя характеризуется преобладанием базальтов и андезито-базальтов при ограниченном развитии андезитов и отсутствии более кислых пород. Тятя — крупнейший вулкан Главной зоны и второй по величине после Алаида в Курильской островной дуге. Детальное петрологическое изучение его до настоящего времени не проводилось, хотя основные черты строения и характеристики вулканических пород даны Е. К. Мархиным (1959—1974 гг.), Т. С. Горшковым (1967 г.), А. И. Абдурахмановым (1974 г.), Е. Ф. Малеевым (1975 г.), А. Л. Павловым и Р. М. Слободским (1976 г.) и А. В. Гушиным (1978 г.).

Вулкан расположен в северной части о-ва Кунашир. Он образует почти идеальный лавово-пирокластический конус высотой свыше 1800 м. Возраст обнаженной части вулканической постройки позднечетвертичный — голоценовый. Фундаментом служат слабо дислоцированные миоцен-плиоценовые образования. Вулкан расположен в погребенном грабене северо-восточного простирания.

В собственно вулканической постройке выделены: а) базальты досоммового комплекса, б) андезито-базальты и андезиты соммы, в) базальтовые лавы и пирокластиты доисторических извержений послесоммовой стадии, г) базальты лавового потока 1812 г., д) тефра и экструзия андезито-базальтового состава — продукты извержения 1973 г. (см. табл. 7).

Базальты и андезито-базальты вулкана — серийнопорфировые породы с вкрапленниками битовнита или анортита, моноклинного пироксена (в среднем $Wo_{40}En_{35}Fs_{25}$), оливина (~30 % фаялита) и магнетита. Очень редок ромбический пироксен (0,3 %). Соотношения вкрапленников (табл. 16) более или менее постоянны во всех породах: 70—90 % плагиоклаза, 1—15 % клинопироксена, 2—15 % оливина, 0—3 % магнетита. Только в андезитах и андезито-базальтах извержения 1973 г. доля моноклинного пироксена возрастает до 50 %. Магнезиальность вкрапленников цветных минералов возрастает в андезито-базальтах последних извержений по сравнению с ранними стадиями: от 33 до 36 % энстатита в моноклинном пироксене и от 71 до 74 % форстерита в оливине.

Микролиты в лавах и пирокластах представлены лабрадором или андезином, моноклинным пироксеном и магнетитом. Структуры основной массы интерсертальные, микролитовые и гялопидитовые. В андезито-базальтах 1973 г. встречается бурое вулканическое стекло с показателем преломления 1,548, что соответствует содержаниям кремнезема от 58 до 63 % (по диаграмме Е. К. Мархина, 1960 г.).

Вкрапленники плагиоклаза часто находятся внутри крупных кристаллов клинопироксенов и оливинов, что свидетельствует о наиболее раннем выделении плагиоклаза. Для вкрапленников моноклинного пироксена в базальтах, андезито-базальтах и андезитах очень характерны включения магнетита. Оливины в сростании с плагиоклазами бывают заключены внутри кристаллов моноклинного пироксена.

Соотношения вкрапленников и основной массы в породах вулкана Тятя (о-в Кунашир) *

№ п/п	№ о-р.	P1	O1	Opх	Срх	Mt	Основная масса
1	Б-16г	18,6	0,4	—	1,3	Знаки	79,7
2	Б-16в	34,3	1,5	—	2,1	0,6	61,5
3	Б-16б	10,2	0,6	—	0,9	—	88,3
4	Б-16	33,4	0,7	—	Знаки	0,4	65,5
5	Д-10	33,1	5,6	—	6,1	0,1	55,1
6	Д-9	21,8	0,5	—	0,3	0,3	77,1
7	Г-29/1	14,6	1,7	Знаки	1,7	0,6	81,4
8	Г-29/2	0,7	—	"	0,4	0,1	98,8
9	Г-33/1	21,6	1,7	"	1,6	Знаки	75,1
10	Г-32/1	25,2	1,5	0,3	1,7	0,1	71,2
11	Г-32/2	11,9	0,5	—	0,1	0,1	87,4
12	Г-27/1	14,9	2,6	—	0,6	—	81,9
13	Г-34/1	28,2	1,6	—	0,5	Знаки	69,7
14	Г-28/1	24,1	2,4	—	0,2	—	73,3
15	Г-28/2	33,9	0,7	—	6,8	0,5	58,1
16	Г-30/1	23,4	1,2	—	1,4	—	74,0
17	Г-26/1	19,9	1,6	—	0,2	—	78,3
18	Г-30/2	18,1	1,1	—	0,1	—	80,7
19	Г-31/1	19,8	1,0	—	0,8	Знаки	78,4
20	Г-30/3	21,3	2,5	—	1,2	—	75,0
21	Г-31/2	22,5	1,9	—	0,8	Знаки	74,8
22	Б-15м	5,9	0,7	—	1,2	0,1	92,1
23	Д-8ж	0,2	Знаки	—	0,2	Знаки	99,6
24	Д-8з	0,5	"	—	0,2	"	99,3

* Пояснения см. в табл. 7.

Судя по петрографическим особенностям, базальты и андезитобазальты вулкана Тятя являются типичными представителями вулканитов Курильской островной дуги, для которой характерны серийнопорфировые структуры, наличие магнетита ранних генераций, отсутствие водосодержащих минералов и, за редкими исключениями, также ромбического пироксена. Оливины базальтов вулкана Тятя (26—29 % фаялита) несколько более железисты, чем оливины четвертичных базальтов о-ва Уруп, содержащие 19—27 % фаялита, и занимают промежуточное положение между железистыми оливинами субщелочных базальтов западной зоны Курильских островов (30 % фаялита) и оливинами низкокальциевых базальтов Восточной Камчатки и Большой Курильской гряды (22—23 % фаялита).

Химический состав вулканических пород Тяти закономерно меняется от ранней стадии к стадии соммы и более поздним стадиям

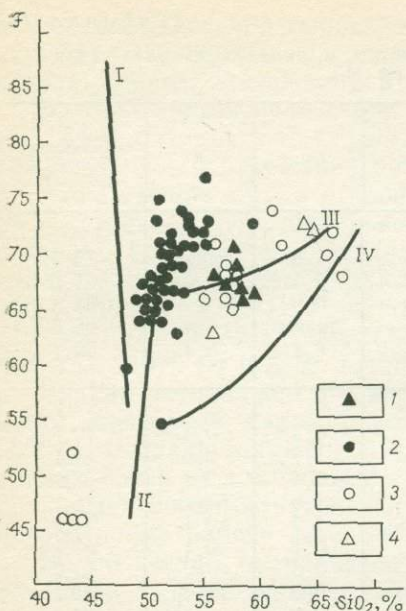


Рис. 15. Зависимость коэффициента фракционирования (F) от содержания кремнезема в породах четвертичных вулканов о-ва Кунашир
1—4 — вулканы (1 — Руруй, 2 — Тяга, 3 — Менделеева, 4 — Головинна)

Железистость по мере увеличения кремнекислотности быстро возрастает в базальтах («пижонитовый» тип дифференциации); в андезито-базальтах и андезитах темп увеличения железистости снижается. Породы всех стадий характеризуются довольно низкими содержаниями щелочей: индекс Ритмана (1964 г.) от 0,8 до 1,2 в большинстве пород и 1,3—1,4 в породах соммы.

Вулканы досоммовой стадии развития, где особенно четко выражен толеитовый тренд, отнесены нами к толеитовой серии (рис. 15). Более поздние базальты и их дифференциаты стоят ближе к «укороченной» известково-щелочной серии, хотя и сохраняют некоторые черты толеитовой, являясь, таким образом, переходными. На диаграмме $Ol-Srx-Pl$ (рис. 16) все базальты располагаются в узком ореоле в поле кристаллизации плагиоклаза при давлении около 100 кПа или в поле кристаллизации оливина при давлении воды 0,3 ГПа. Если учесть содержание свободного кремнезема в нормативных составах изучаемых базальтов, то в четверной системе «клинопироксен — плагиоклаз — оливин — кремнезем» их фигуративные точки будут соответствовать котектической плоскости плагиоклаза с оливином (или с ортопироксеном) при давлении воды около 0,2 ГПа. Кучное расположение свидетельствует об относительном постоянстве условий обособления соответствующих магм. Отмеченные ранее закономерные изменения глиноземистости и магнезиальности базаль-

(см. табл. 7). Наиболее древние базальты отличаются максимальными содержаниями глинозема и кальция, но минимальными концентрациями железа и магния (при сравнении пород равной кремнекислотности). Базальты ранней стадии содержат в среднем около 62 % нормативного плагиоклаза против 56 % в более поздних базальтах и андезито-базальтах. Характерно, что по содержанию анортита в нормативном плагиоклазе одинаковые по кремнекислотности породы разных стадий не различаются. Содержание окиси калия минимально в базальтах ранней стадии и увеличивается в более поздних породах от 0,3 до 0,5 %. Железистость вулканитов Тяги, сравнимых по содержанию кремнекислоты, снижается от ранней стадии к поздним и соответственно увеличивается их магнезиальность, что было отмечено и для вкрапленников моноклинного пироксена и оливина.

Все базальты являются кварц-нормативными толеитами. Желези-

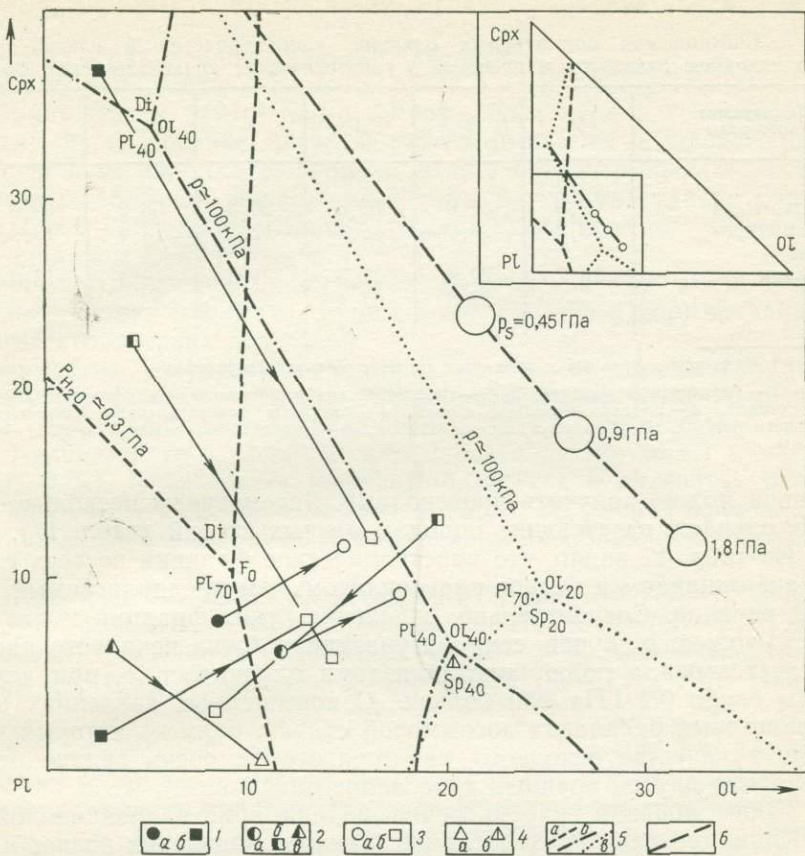


Рис. 16. Нормативные составы и соотношения вкрапленников оливина, клинопиросена и плагиоклаза в четвертичных вулканитах о-ва Кунашир на диаграмме плавкости системы Срх—Ол—Pl

1—2 — соотношения вкрапленников (1а — в базальтах и 1б — в андезито-базальтах и андезитах вулкана Тятя, 2а — в базальтах и 2б — андезито-базальтах, 2в — дацитах и риодацитах вулканов Менделеева и Головинина); 3—4 — соотношения нормативных компонентов (3а — базальты, 3б — андезито-базальты, 4а — андезито-дациты и риодациты, 4б — оливин-плагиоклазовые включения вулкана Менделеева); 5 — котектические линии: а — при $P_{H_2O} \approx 0,3$ ГПа, б — при $P \approx 100$ кПа; 6 — линия смещения эвтектической точки Di—Pl—Ol при увеличении сухого давления до 0,45; 0,9 и 1,8 ГПа

тов во времени объясняются некоторым уменьшением давления воды (до 0,1 ГПа) при обособлении базальтовых магм послесоммовых фаз извержений.

Установленные закономерные изменения состава вулканических продуктов, их тесная связь во времени и пространстве делают весьма вероятным предположение о генетических связях расплавов, сформировавших вулкан Тятя. Породы с минимальными содержаниями калия и железистостью соответствуют, по-видимому, исходным расплавам, другие породы — аналоги производных расплавов. Имея составы исходного и производного расплавов, вычисляются составы кристаллических фракций, при отделении которых от исходных рас-

Соотношения нормативных оливина, клинопироксена и плагиоклаза в исходном базальтовом расплаве и гипотетических кристаллических фракциях

Нормативные минералы	1	2	3	4	5	6	7
Плагиоклаз	69,6	57,0	66,6	60,5	66,2	69,4	65,6
Клинопироксен	13,2	13,0	15,9	17,7	14,4	13,9	17,4
Оливин	16,2	29,9	17,5	21,8	19,4	16,7	17,0
n*	—	28,3	67,1	25,0	52,6	51,8	68,6

* Количество фракций в процентах от массы исходного расплава.

1 — базальтовый расплав; 2—7 — гипотетические кристаллические фракции: 2 — досоммовая стадия, 3 — андезито-базальты соммы, 4 — базальты доисторических извержений центрального конуса, 5 — базальты потока 1812 г., 6 — андезито-базальты 1973 г., 7 — андезиты соммы.

плавов можно получить производные. Рассмотрены несколько типичных случаев, отвечающих породам разных стадий (табл. 17).

Из табл. 17 видно, что кристаллические фракции во всех случаях богаче оливином и беднее плагиоклазом, чем предполагаемый исходный расплав. Следовательно, отделение таких фракций могло иметь место только в случае, если фигуративная точка исходного расплава соответствовала полю кристаллизации оливина, т. е. при давлении воды около 0,2 ГПа или больше. О повышенных давлениях воды в базальтовых расплавах досоммовой стадии, один из которых принят нами в качестве исходного, свидетельствуют очень редкие реликты амфибола внутри крупных кристаллов оливина.

Таким образом, рассмотренные модели кристаллизационной дифференциации как предполагаемой причины появления разнообразных по составу пород вулкана Тятя показало, что при высоких давлениях воды этот процесс вполне вероятен. Согласно расчетам, в ряде случаев он должен сопровождаться выносом щелочных элементов (прежде всего натрия).

Зная химический состав базальтов, количество вкрапленников и соотношения минералов в них, определяется положение фигуративных точек составов остаточных жидкостей, равновесных с этими минералами, а по положению точек оцениваются соответствующие давления в момент равновесия. Проведенный в соответствии с этим принципом анализ показал, что интрателлурическая кристаллизация большинства базальтов Тяти происходила при сравнительно низком (0,05—0,1 ГПа) или при нулевом давлении водного флюида, т. е. практически в сухих условиях. Эти условия соответствовали первичной кристаллизации плагиоклаза, вслед за ним оливина или клинопироксена, т. е. порядку кристаллизации, установленному для базальтов Тяти. Исключение составляют только некоторые базальты (Д—10), андезито-базальты извержения 1973 г. и андезиты, в которых существенную долю вкрапленников составляет клинопироксен, и, следовательно, их кристаллизация начиналась при достаточно высоком (около 0,2 ГПа) давлении воды (см. рис. 16).

Базальт-андезит-дацитовая серия вулканов Менделеева и Головинина характеризуется преобладанием андезитов, дацитов, реже риодацитов при ограниченном развитии базальтов.

Вулканы расположены в южной части о-ва Кунашир (см. рис. 11), имеют кальдеры и центральные экструзивные купола голоценового возраста, более древние части построек относятся к плейстоцену. Это в основном пирокласты и реже потоки андезито-базальтового и андезитового составов. Базальты известны только на вулкане Головинина, где они слагают несколько потоков периферического конуса на северо-западном склоне соммы.

Поверхность миоцен-плиоценового фундамента под ними погружена ниже уровня моря, что, по-видимому, связано с формированием вулcano-тектонических депрессий.

Эффузивные, экструзивные и пирокластические породы вулканов Менделеева и Головинина представляют порфиновые, реже афировые породы. Вкрапленники составляют 25—40%: плагиоклаза (18—30%), ромбического и моноклинного пироксенов (2—10%) и магнетита (1—2%). В базальтах, андезито-базальтах и андезитах встречается оливин, в дацитах отмечены крупные выделения кварца. Во всех породах от базальтов до дацитов резко преобладает плагиоклаз (табл. 18).

Плагиоклазы базальтов представлены битовнитом (72—76% An), в андезито-базальтах — лабрадором, реже битовнитом (58—72% An), в андезитах — андезином и лабрадором (40—66% An), в дацитах — широким спектром от андезина до битовнита (43—72% An). Наибо-

Таблица 18

Минеральный состав пород вулканов Менделеева (1—14) и Головинина (15—17)*

№ п/п	№ обр.	Pl	Ol	Orx	Cpx	TiMt	Q	Основная масса	Tr
1	Г-94/5	72,0	13,5	—	—	0,5	—	14,0	—
2	Г-94/8	90,0	8,5	—	0,5	—	—	1,0	—
3	Г-94/9	81,0	1,5	0,5	13,0	4,0	—	—	—
4	Г-94/10	73,0	12,0	—	—	—	—	15,0	—
5	Г-76/2	4,5	Знаки	—	1,0	0,5	0,5	93,5	—
6	Г-94/1	22,0	0,5	7,0	6,0	2,5	—	60,0	2,0
7	Г-77/1	25,5	Знаки	2,0	7,5	1,0	—	64,0	—
8	Г-94/4	22,0	—	1,0	6,0	1,0	—	70,0	—
9	Г-81/4	23,5	1,9	0,5	6,1	Знаки	—	68,0	—
10	Г-81/1	29,5	0,5	2,0	8,5	2,0	—	57,5	—
11	Б-4а	4,5	—	Знаки	0,5	1,5	—	93,5	—
12	Г-15/3	1,3	—	0,4	0,1	—	—	96,8	1,4
13	Г-9/1	27,5	—	1,0	2,0	0,5	4,5	64,5	—
14	Г-76/1	31,0	—	4,0	1,0	—	7,0	57,0	—
15	Г-23/1	18,9	—	1,4	2,4	5,7	—	71,1	0,5
16	Г-22	18,5	—	Знаки	1,0	1,5	—	79,0	—
17	Г-23	23,0	—	1,5	5,0	0,5	—	70,0	—

* Пояснения см. табл. 7.

лее кальциевые плагиоклазы (около 95 % An) слагают включения анортозитового состава, встреченные как в андезито-базальтах вулкана Менделеева, так и в кислых пемзах вулкана Головнина. Оливины представлены магнезиальными разностями в анортозитовых включениях (12—23 % фаялита). В базальтах и андезито-базальтах оливин более железистый (36 % фаялита). Ромбические пироксены наиболее магнезиальны в базальтах (16—22 % Fs); несколько больше их железистость в андезито-базальтах и андезитах (16—28 % Fs), максимальная железистость (около 28—36 % Fs) отмечена для дацитов из экструзивных куполов вулканов Менделеева и Головнина. Моноклинные пироксены во всех случаях относятся к высококальциевым разностям из группы авгита.

Таким образом, по минеральному составу породы рассматриваемой серии обладают рядом общих черт с вулканом Тятя (преобладание плагиоклаза среди вкрапленников, набор вкрапленников, химический состав минералов) и отличиями (большее количество ромбического пироксена в базальтах рассматриваемой серии, наличие дацитов и липарито-дацитов с крупными выделениями кварца, присутствие «ксеногенного» кварца в андезито-базальтах ранних стадий извержений вулкана Менделеева).

Породы вулканов Менделеева и Головнина образуют протяженную серию, состав которой меняется от базальтов (49 % кремнезема) до риодацитов (более 68 % кремнезема). К наиболее основным (42—44 % кремнезема) относятся включения оливиновых и клинопироксеновых плагиоклазитов. Базальты характеризуются высоким уровнем глиноземистости (19—20 %), соответствующим глиноземистости наиболее ранних базальтов вулкана Тятя (см. табл. 7). В андезито-базальтах и андезитах содержания глинозема снижаются и затем вновь несколько возрастают в дацитах и риодацитах. В целом уровень глиноземистости несколько выше в породах вулкана Головнина. Содержания магния наиболее высоки в породах вулкана Головнина и несколько ниже для вулкана Менделеева (если не считать оливиновых плагиоклазитов, где они достигают 7—10 %). Концентрация железа в обоих вулканах максимальна в андезито-базальтах, несколько меньше в базальтах и существенно снижается в андезитах и дацитах.

Содержания калия и натрия выше в породах вулкана Менделеева по сравнению с породами вулкана Головнина, где общий уровень содержаний калия чрезвычайно низок (около 0,4 % K_2O даже в дацитах). В целом серия вулканов Менделеева и Головнина отличается от рассмотренной ранее серии вулкана Тятя большей протяженностью по кремнекислотности, более высокой магнезиальностью при одновременном более низком содержании железа, титана, фосфора, натрия и калия (рис. 17). Содержания микроэлементов в породах вулканов Менделеева и Головнина подтверждают закономерности, установленные для петрогенных элементов, а именно более высокий уровень содержаний хрома и никеля в андезито-базальтах вулканов Менделеева и Головнина по сравнению с аналогичными породами вулкана Тятя, что согласуется с их более высокой магнезиальностью. Геохимические характеристики плагиоклазитовых

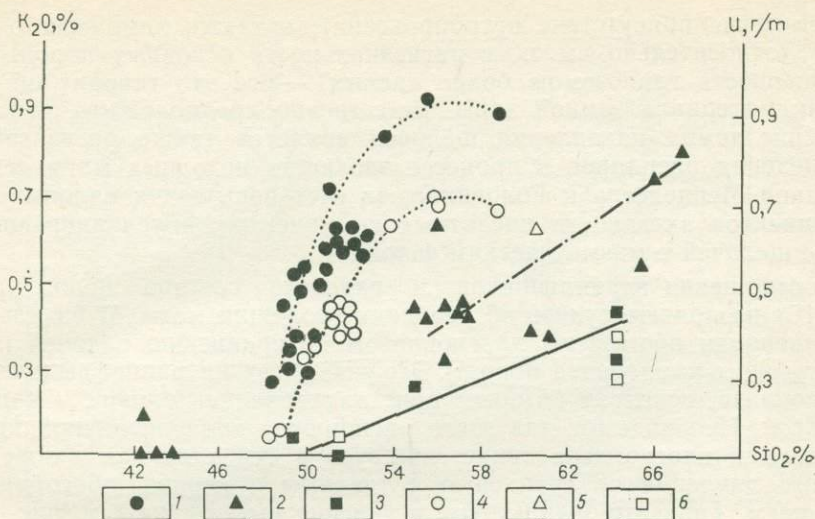


Рис. 17. Зависимость содержания K_2O (%) и U (г/т) от кремнезема в породах вулканов Тятя, Менделеева и Головнина (о-в Кунашир)
 1—3 — содержания K_2O (1 — вулкан Тятя, 2 — вулкан Менделеева, 3 — вулкан Головнина); 4—6 — содержания U (4 — вулкан Тятя, 5 — вулкан Менделеева, 6 — вулкан Головнина)

включений, так же как и содержания в них петрогенных элементов, позволяют считать эти включения родственными для рассматриваемой серии. В них наряду с высокими содержаниями магния отмечены максимальные для серии концентрации хрома, никеля и кобальта; в то же время минимальным концентрациям калия в этих породах соответствуют наиболее низкие содержания свинца, отчасти молибдена и циркония. Максимальные концентрации меди отмечаются в базальтах.

Итак, повышенная магнезиальность, коррелирующаяся с повышенным содержанием хрома и никеля, высокая степень порфировости лав, наличие ортопироксена и гидроксилсодержащих темноцветных минералов, широкое распространение пород андезитового и более кислого состава позволяют считать ассоциацию пород вулканов Менделеева и Головнина представителем гиперстеновой известково-щелочной серии (см. рис. 15).

Базальты вулкана Головнина, судя по их нормативному составу (см. рис. 16), могли обособляться при достаточно высоких давлениях водного флюида (около 0,2 ГПа), т. е. примерно в тех же условиях, что и базальты вулкана Тятя. В андезито-базальтах и андезитах доля плагиоклазового компонента увеличивается, но это изменение сопровождается одновременным увеличением альбитового компонента в плагиоклазе, что позволяет считать условия обособления этих магм в целом примерно такими же, как и для базальтов.

Обособление кислых, очень низкощелочных лав в столь больших объемах как на вулканах Менделеева и Головнина не могло быть результатом чистого процесса дифференциации базальтовой магмы. Особенности минерального (высокая известковистость плагиоклаза,

повсеместное присутствие ортопироксена), а также химического состава (относительно высокая магнезиальность основных пород, пересыщенность глиноземом более кислых) — все это говорит об усвоении материала земной коры. Естественно предположить, что замедление темпа накопления щелочей является также результатом подкисления расплавов в процессе эволюции исходных магм серий вулканов Менделеева и Головнина, за счет повышения валовых коэффициентов активности кислотных компонентов, обуславливающих вынос щелочей с магматическим флюидом.

Соотношения вкрапленников и валового состава пород (см. рис. 16) позволяют судить об условиях эволюции магм. В базальтах вкрапленники обогащены плагиоклазом по сравнению с долей плагиоклазового компонента породы. Это указывает на раннее выделение плагиоклаза, вслед за которым кристаллизовались оливин и клинопироксен. Необходимое для этого расширение поля первичной кристаллизации плагиоклаза свидетельствует о существенном снижении водного давления по сравнению с таковым в период обособления этих магм. Андезито-базальтовые и андезитовые магмы (см. рис. 16) кристаллизовались в существенно иных условиях. Их вкрапленники обогащены клинопироксеновым компонентом по сравнению с исходным расплавом, что может быть отнесено за счет повышения водного давления в процессе кристаллизации. Таким образом, кристаллизация андезито-базальтов и андезитов скорее всего происходила в замкнутых камерах, в которых водное давление вновь возрастало до 0,3 ГПа. Такой вывод хорошо согласуется с взрывным характером вулканизма. Вкрапленники в дацитах и риодацитах резко обогащены плагиоклазом и клинопироксеном, которые кристаллизовались раньше кварца, что можно связывать с повышением водного давления на интрателлурической стадии в замкнутых камерах. Последнее сопровождалось разрядками в виде сильных взрывов при относительно редких (с периодами более 100—200 лет) извержениях, выбрасывавших пемзы риодацитового состава и выдавливавших экструзивные купола вязких дацитовых магм. Длительные перерывы в извержениях и накопление водного флюида в промежуточных камерах способствовали усвоению вещества верхних структурных этажей, подкислению базальтовых расплавов и формированию магматических резервуаров кислой магмы, извержения которой сопровождались проседаниями и образованием кальдер. Базальтовые излияния локализовались по периферии построек, где обеспечивались условия для быстрого подъема к поверхности без задержки в верхних горизонтах.

Наличие малоглубинных очагов под кальдерой Головнина подтверждается геофизическими данными Т. К. Злобина и В. И. Федорченко (1982 г.) о существовании промежуточной камеры на глубинах 5—10 км, наряду со второй более глубокой (20—40 км). Если учесть, что на верхнем интервале глубин предполагаются геосинклинальные образования палеозоя и мезозоя, то очевидно именно с ними взаимодействовала магма при образовании кислых пород (рис. 18).

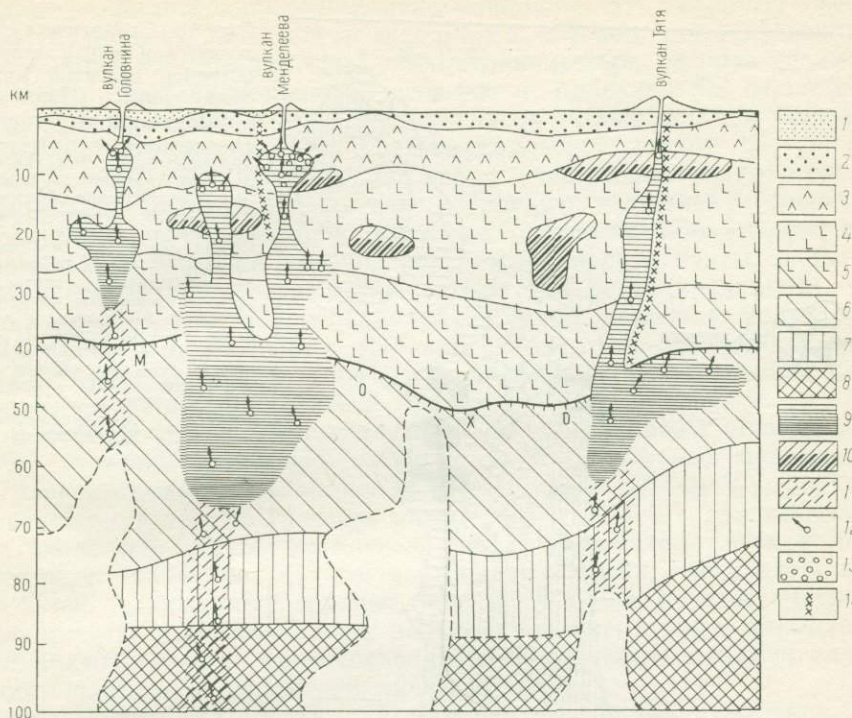


Рис. 18. Продольный профиль через о-ву Кунашир. По Т. К. Злобину и др. (1982 г.)

1—3 — комплексы [1 — верхнемиоцен-четвертичный, 2 — верхнеолигоцен-миоценовый, 3 — геосинклинальный верхнего мела и палеогена (?)]; 4 — палеозойское (а возможно, и докембрийское) основание; 5 — базальтовый слой; 6—8 — слои верхней мантии; 9 — расслоенные магматические очаги; 10 — дифференцированные интрузивные тела базальтов — более ранних порций базальтовых магм; 11 — зоны проницаемости под очагами; 12 — флюидные трансмагматические потоки; 13 — реликты субстрата в областях магматического замещения; 14 — крупнейшие разломы

ОСТРОВА ПАРАМУШИР, ШУМШУ И АТЛАСОВА

Геологическое строение и формационное расчленение

Острова Парамушир и Шумшу во многом аналогичны о-ву Кунашир и также подразделяются на два структурных этажа: нижний, сложенный умеренно дислоцированными неогеновыми образованиями и верхний, четвертичный — практически не дислоцированный. Нижний этаж в свою очередь по угловому несогласию и формационным отличиям делится на два подэтажа или структурных яруса: нижний ярус, сложенный эффузивными и флишевыми образованиями васильевской и шумновской свиты (олигоцен? — средний миоцен), дислоцирован относительно сильнее (углы на крыльях 40—50°), верхний — флишевые и в основном наземные вулканы округловской и океанской свит (верхний миоцен — плиоцен) — залегает несогласно на нижнем (рис. 19).

Сведения о стратиграфии противоречивы, несмотря на проведение многочисленных исследований в последние десятилетия. Наши кор-

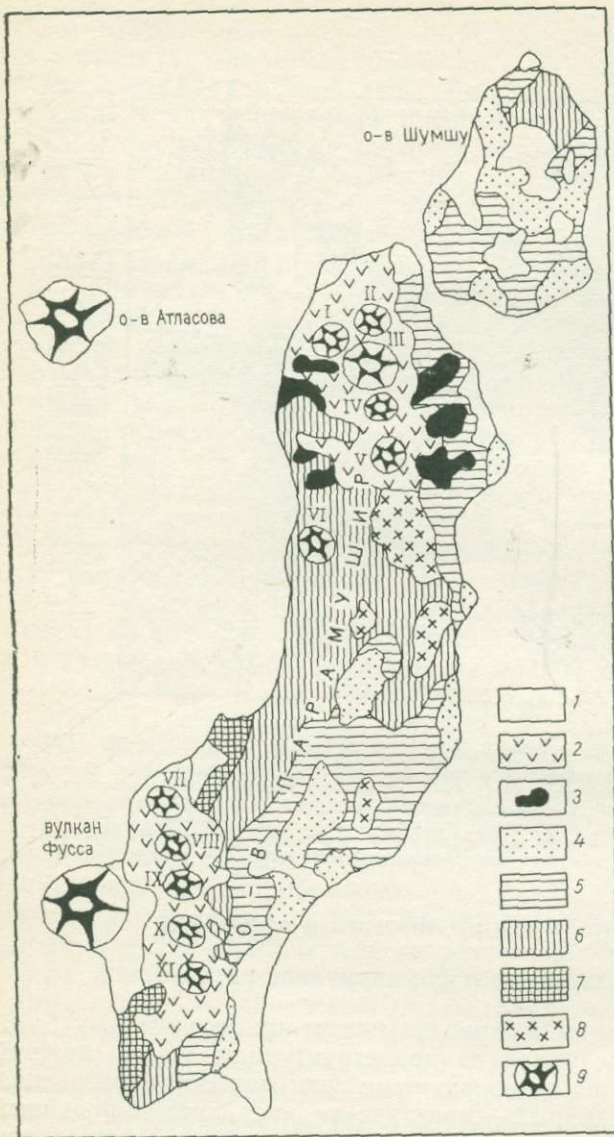


Рис. 19. Схематическая геологическая карта северных островов Большой Курильской гряды (Парамушир, Шумшу и Атласова)

1 — четвертичные аллювиально-пролювиальные, морские, озерные отложения; 2 — современные вулканические образования; 3 — лавовые плато раннеплейстоценового возраста; 4 — океанская свита; 5 — округловская свита; 6 — шумновская свита; 7 — васильевская свита; 8 — крупные интрузии миоценового возраста; 9 — современные вулканы (I — Влодавца, II — Ветровой, III — Эбеко, IV — Богдановича, V — Вернадского, VI — Ферсмана, VII — Чкурачки, VIII — Татаринова, IX — Ломоносова, X — Архангельского, XI — Карпинского)

ректоровочные исследования, охватившие только северную часть островов Парамушир и Шумшу, показали, что наиболее точно неогеновые образования подразделены геологами Сахалинского управления. Эта схема принята и нами (см. рис. 10).

Васильевская свита ($P_3^{3?}-N_1^{1-2vs}$) сложена базальтами, андезитами, дацитами и риолитами, образующими потоки, силлы, лавовые и туфовые брекчии, а также пирокластическими осадочными породами и реже — апопелловыми силицитами. Пачки конгломератобрекчий, гравелито-дресвяников, песчаников и алевропелитов, мощ-

ностью 1—30 м, градационны, ясно цикличны. Это типичные турбидиты, отложения песчаных и щебнистых потоков, реже субаэральные. Состав их полимиктовый, поливулканитовый, обычные седиментокласты. Видимая мощность свиты 900 м. Андезиты без существенного перерыва и значительного несогласия перекрываются брекчиями и олистостромами дикого флиша шумновской свиты.

Зеленокаменное перерождение пород и положение свиты в разрезе позволяют отнести ее, как и кунаширскую, к нижнему—среднему миоцену и низы ее, возможно, к верхам олигоцена. Формационно она полностью аналогична верхней части кунаширской свиты, т. е. является островной непрерывной (сильно дифференцированной) базальт-андезит-дацит-риолитовой вулканогенно-осадочной формацией.

Шумновская свита (N_1^{2shM})—обломочно-опоково-диатомитовая формация (свыше 1000 м) практически авулканическая. Она аналогична ловцовской свите о-ва Кунашир.

В составе свиты преобладают обломочные породы (около 50—60 %) от конгломератов и глыбовых олистостромовых накоплений до алевроитовых, часты опоки и диатомиты (30—40 %), изредка встречается витрокластические кислые туфы (2—3 %), глинистых пород около 5 %. Грубообломочные породы концентрируются в двух толщах: в основании свиты и в ее средней части, что создает два отчетливо выраженных крупных циклита в ранге подсвит. Четки и мезоциклиты и более мелкие, вплоть до элементарных, турбидитово-планктоногенных. Многочисленные нептунические дайки и sillы свидетельствуют о частых сейсмических толчках.

Обломочный материал полимиктовый, состоящий из основных и средних, реже из кислых эффузивов, кремней и яшм, аргиллитов, песчаников, туфов, кварцитов, слюдистых сланцев, гнейсов (до 3 %), гранитов, диоритов, габброидов (2—3 %), кварца (1—20 %). Из-за довольно часто встречаемых фьяммеобразных фрагментов хлоритовых и смектитовых глин последние принимались за игнимбриты, хотя это обычный турбидит.

В конгломерато-брекчиевых толщах встречаются валуны андезитов и олистолиты, преимущественно из фрагментов той же формации—до 20 м. Они нередко закручены в рулеты или смяты в складки. Неслоистые, изотропные, сильно мусорные брекчиево-конгломерато-песчаные микститы (1—15 м) уступают по мощности и числу микститам ловцовской свиты о-ва Кунашир и водораздельной свиты (эоцен) островов Медного и Беринга. Породы формации местами пропилитизированы, но значительно слабее подстилающей васильевской свиты.

Господство турбидитов и других типов отложений спазматических потоков, олистостромов и обвальнo-осыпных накоплений определенно указывает, что шумновская свита—типичный конгломерато-песчано-силицитовый, т. е. обломочно-диатомитовый флиш, накапливающийся в сейсмически активном районе у подножия крутого склона на значительной глубине (до 1—2 км или более). Положение основной суши остается неясным. Оползневые складки на р. Аляске показывают уклон с севера и северо-запада на юг и юго-восток, т. е. главное питание обломочным материалом было со стороны Охотско-

го моря. Состав пород суши восстанавливается более определенно. Они были представлены разнообразными вулканитами, а также метаморфическими, интрузивными, в меньшей мере осадочными (обломочными, силицитовыми и глинистыми) породами. По находкам фауны шумновская свита относится к среднему миоцену.

Округловская свита ($N_1^3-N_2^1og$) — в основном осадочная тонко- и среднециклитовая песчано-алеврито-глинисто-диатомитовая толща с конгломератами и брекчиями, с туфами основного и кислого состава и с единичными потоками базальтов в основании свиты. Она выделена Г. М. Власовым и В. М. Никольским в 1954 г. в районе мыса Округлого на океанском побережье о-ва Парамушир и отнесена ими по палеонтологическим данным к верхнему миоцену и нижнему плиоцену. На флишевой шумновской свите она залегает с небольшим ($5-20^\circ$) угловым несогласием и небольшим перерывом, а перекрывается существенно эффузивной, базальтовой и андезитобазальтовой океанской свитой среднего — верхнего плиоцена. В. К. Гавриловым, Н. А. Соловьевой [5] и К. Ф. Сергеевым [26] она описывается под названием охотской свиты. Слои свиты слабо дислоцированы (от $2-3$ до $5-10^\circ$). Выделяются четыре толщи. Нижняя (200 м) — грубые вулканитовые и седиментитовые брекчии, единичные лавобрекчии и лавы андезито-базальтов и баз андезитов (потоки до $10-15$ м), чередующиеся с поливулканитовыми конгломерато-брекчиями и песчаниками ($1-5$ м) и с многочисленными пемзовыми обломками (50%). Преобладают обвальнo-осыпные и грубо-турбидитовые водные отложения. Вторая — песчаная толща ($150-200$ м) имеет крупную и мелкую цикличность и представлена отложениями спазматических щебнисто-песчаных и грязекаменных потоков. В обломочном материале $10-15\%$ кислых эффузивов, единичны обломки кварцитов, сланцев и интрузивных пород. Нередки кислые туфы и диатомиты. Третья толща (200 м), сходная со второй, но более тонкозернистая и тонкослоистая, представлена белыми диатомитовыми, туфовыми и пемзовыми прослоями, резко выделяющимися на темном песчано-алеврито-глинистом фоне. Обычны смешанные диатомово-туфовые породы. Преобладают нормальные турбидиты. Четвертая толща (до 300 м) существенно отличается от нижележащих темным цветом и песчано-алеврито-глинистым составом, имеет мелкоциклитовое, типично флишевое строение. Заметны большая известковость пород, меньшее участие диатомитов и единичность пемзообломочных прослоев. Общая мощность свиты 800 м.

Наличие признаков обмеления в отдельных частях свиты, а также присутствие в песчаниках линзочек аллохтонного угля позволяет предполагать временную компенсированность прогибания и относить ее к апикальному, т. е. заканчивающему длительное прогибание флишу.

От одновозрастной алахинской свиты о-ва Кунашир описываемая нами свита отличается преобладанием вулканических и глубоководных пород. Вместе с тем значительное число пемзовых слоев, хотя и состоящих из перемытого материала, указывает на принадлежность свит к одному этапу развития Большой Курильской гряды. Однако на южном фланге явления сжатия и инверсии наступили несколько

раньше (уже в конце миоцена), чем на севере (со среднего плиоцена).

Океанская свита ($N_2^{2-3}ok$) существенно вулканическая, в основном базальтовая и андезито-базальтовая. Залегает на округловской, вероятно, согласно и без существенного перерыва, хотя смена генетической обстановки резкая. Перекрывается нижнеплейстоценовыми платоэффузивами и лавами и туфами четвертичных вулканов. Базальты и андезито-базальты свиты массивные и брекчиевые, порфиоровые и часто миндалекаменные, в большинстве случаев чередуются с туфами и с экзокластическими субаэральными и морскими продуктами их перемыва. На востоке о-ва Шумшу много массивных субвулканических базальтов, андезито-базальтов, редко андезитов, дающих апофизы, силлы и дайки, что еще больше усложняет строение. Рвушие тела нередко представлены брекчиями и конгломератобрекчиями, которые легко принять за наслоенные. Пачки косослоистых песчаников указывают на водные, прибрежные условия накопления формации. Сходный характер свита имеет на восточном побережье о-ва Парамушир.

На западном побережье преобладают осадочные породы. Циклы мощностью до 10 м обычно градационные, сформированные в водной среде. Состав поливулканитовый, часто встречаются обломки андезитов и гидротермально измененных эффузивов, перенесенных недалеко потоками типа селей. Общая мощность осадков не менее 300 м; они срезаются несогласно залегающими андезитами «плато» раннеплейстоценового возраста.

К океанской свите, по-видимому, следует относить и хаотические нагромождения олистолитов (до 30—50 м), блоков, глыб, валунов и более тонкого материала на охотском побережье у устья Аляски. Состав исключительно разнообразный, помимо фрагментов подстилающего диатомитового флиша шумновской свиты, включающего почти весь набор эффузивов, многих интрузивных пород, известняки, кремни. Эти исключительно грубые прибрежные преимущественно обвальные накопления указывают на резкие тектонические движения, явившиеся причиной глубоких расколов земной коры и проявления базальтового вулканизма, начавшего современный этап островадного вулканизма.

Общая мощность свиты, вероятно, не превышает 600—700 м. Она относится к островной слабо дифференцированной базальт-андезито-базальтовой формации.

Четвертичные образования, как на о-ве Кунашир и других крупных островах гряды, подразделяются на нижне-, средне- и отчасти верхнеплейстоценовые и верхнеплейстоценовые—голоценовые.

Нижнеплейстоценовые образования («плато-эффузивы») залегают практически горизонтально и несогласно на верхнемиоцен-плиоценовых отложениях. Лавы (10—30 м), чередующиеся с туфами и экзокластическими породами, в основном континентальными, сохранились в виде известковых останцев на водоразделах. Предполагается первичное их образование на более низких уровнях, включая и уровень океана. Масштаб неотектонических восходящих движений достигает многих сотен метров. Мощность около 350 м.

Средне - верхнеплейстоценовые — голоценовые образования представлены в отложениях современных вулканов и побережий озер, рек и склонов. Вулканиды в основном андезитовые и андезито-базальтовые, значительно реже — базальтовые и редко андезито-дацитовые. Эбеко и другие крупные вулканы хр. Вернадского имеют в фундаменте вулканические образования ранне-средне-четвертичного возраста, т. е. начали формироваться задолго до голоцена. Ранние их отложения несут следы оледенения. В процессе накопления вулканиды они испытывали общее поднятие фундамента, о чем свидетельствует наличие террас.

Петрологические особенности вулканических комплексов

Изучение вулканических серий северной части Большой Курильской гряды проводилось авторами на островах Атласова, Шумшу и Парамушира. Нижняя часть разреза (васильевский вулканический комплекс, обнажающийся в южной части о-ва Парамушир) здесь не рассматривается.

Океанский базальт-андезито-базальтовый комплекс изучен нами вдоль Тихоокеанского побережья о-ва Парамушир (мыс Рифовый, мыс Левашова) и наиболее детально на о-ве Шумшу, где слагает большую часть неогенового разреза. Преобладающий тип вулканидов океанского комплекса — базальты и андезито-базальты. Андезиты находятся в резко подчиненном количестве только в обломках конгломерато-брекчий. Иногда появляются обломки, явно чужеродные по составу: горнблендиты, дациты. Все вулканиды характеризуются порфиоровым типом пород с содержанием вкрапленников от 3—5 % (слабо порфиоровый тип) до 20—30 % (резко порфиоровый тип) и существенным преобладанием среди них плагиоклаза. Темноцветные минералы обычно представлены пироксенами. По составу вкрапленников в базальтах и андезито-базальтах выделяются существенно плагиоклазовые и двупироксен-плагиоклазовые разности.

Плагиоклазовые базальты и андезито-базальты широко развиты на восточном и юго-восточном побережье о-ва Шумшу (мыс Юдина) как в эффузивных, так и в субвулканических образованиях. Плагиоклаз вкрапленников (3—5 % объема породы) образует гломеровые сростки. Выделяются две генерации — крупные (до 5 мм) идиоморфные зональные кристаллы с изменением состава от Ap_{76} в центре до Ap_{68} на краях и мелкие однородные удлиненно-таблитчатые зерна — Ap_{52-50} . Клинопироксен встречается только в гомеогенных включениях совместно с плагиоклазом и магнетитом.

Основная масса сложена плагиоклазом, клинопироксеном, магнетитом и вулканическим стеклом. Структура гиалопилитовая и микролитовая. Сходные по составу субвулканические образования отличаются лишь большим количеством гломеровых сростков плагиоклаза и большей степенью раскристаллизации основной массы.

Двупироксеновые и пироксен-плагиоклазовые базальты и андезито-базальты развиты на западном побережье о-ва Шумшу (бухты Сакулина и Иноземцева) и в районе мысов Рифовый и Левашева на о-ве Парамушир. Они относятся к резко порфиоровому типу. Плагио-

клас преобладает, образуя во вкрапленниках две генерации изменчивого состава от Ap_{70-65} в первой генерации до Ap_{50} во второй. Вторая генерация отличается меньшими размерами, отсутствием зональности и микровключений стекла и магнетита. Клинопироксен близок к маложелезистому авгиту, иногда корродирован и окружен более поздней, более железистой клинопироксеновой оторочкой. В основной массе он выполняет интерстиции между микролитами плагиоклаза. Гиперстен встречается в виде вкрапленников (0,2—0,8 мм) или тонких кайм вокруг авгита (мыс Сакулина). Магнетит образует самостоятельные кристаллы, либо вростки в плагиоклазе первой генерации или клинопироксене, а также мельчайшие зерна в основной массе. Широко развиты гомеогенные срастания плагиоклаза, клинопироксена и магнетита, размером до 1—2 мм. По составу минералы вкрапленников и включений заметно не различаются.

Основная масса представлена плагиоклазом (Ap_{38-45}), клинопироксеном, магнетитом и стеклом. Структура — гиалопилитовая и микролитовая, в субвулканических породах — интерсертальная и долевитовая.

Обе выделяемые разности характеризуются сходной последовательностью кристаллизации, которая начинается с плагиоклаза и магнетита. Резко порфиновый тип структур, ранняя кристаллизация магнетита, а в пироксенсодержащих разностях и клинопироксена; наличие миндалекаменных текстур свидетельствуют о сравнительно высоком содержании летучих компонентов на интрателлурической стадии.

Все породы океанского комплекса относятся к породам нормальной щелочности с небольшими колебаниями по кремнезему от 47 до 54,4 % в эффузивах и несколько выше в субвулканических породах до 57,5 % (табл. 19 и 20, рис. 20). Иногда в обломках брекчий встречаются породы с очень низкими значениями SiO_2 — 42 %, а также более кислые — дациты и андезит-дациты, но эти образования являются инородными, явно чуждыми вмещающей их толще вулканитов. Все породы существенно натриевые (см. рис. 20) при содержаниях калия обычно меньше единицы. Содержание глинозема стабильно высокое, в некоторых эффузивах достигает 22 %. Значения TiO_2 не превышают 1 %. Особо выделяются мегпорфирные меланократовые базальты мыса Кекурный повышенными содержаниями магния и кальция (до 12,5 %). Сравнение эффузивных и субвулканических образований показывает, что в гипабиссальных телах диапазон колебаний состава расширяется. Особенно отчетливо это проявляется на примере лакколитов и силлов, имеющих первично расслоенную текстуру с образованием меланократовых и более лейкократовых прослоев (краевые фации силла Аэродромный, лакколит мыса Иноземцева и др.) (см. табл. 20). Их меланократовые разности отличаются более низкой щелочностью. В целом все субвулканические породы имеют несколько пониженное содержание щелочей с отношением Na_2O/K_2O меньше 4, в то время как в эффузивных породах — больше 4. Эффузивные и субвулканические породы на всех петрохимических диаграммах образуют единый ряд (см. рис. 20) с высоким темпом накопления железистости, сближающим их с толен-

Химический состав магматических пород островов Парамушир и Атласова

Окислы	Округловский комплекс						Океанский комплекс					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Б-402/1	Б-402/2	Б-402/3	Б-402/4	Б 402/10	Б-402/11	Б-503	Б-503б	Б-504е	Б-418/1	Б-418/2	Б-419/1
SiO ₂	55,05	55,57	55,62	55,00	50,94	53,38	50,20	49,22	52,85	61,64	55,46	53,40
TiO ₂	0,56	0,86	0,83	0,53	0,87	0,68	0,51	0,62	0,61	0,41	0,42	0,83
Al ₂ O ₃	17,52	18,89	16,73	19,69	18,07	16,55	18,41	17,83	18,22	16,30	19,63	19,69
Fe ₂ O ₃	3,42	5,04	2,37	1,57	3,84	1,70	3,23	4,65	5,45	3,73	2,79	2,41
FeO	5,56	2,87	7,09	5,30	5,74	6,91	6,10	5,65	4,58	3,05	4,85	5,30
MnO	0,20	0,09	0,21	0,15	0,18	0,19	0,16	0,13	0,19	0,14	0,14	0,18
MgO	5,06	2,25	3,69	3,27	4,80	5,83	5,97	6,27	4,53	2,79	3,32	3,90
CaO	8,41	8,28	7,97	9,00	10,91	9,55	10,87	10,87	8,76	5,80	8,25	9,30
Na ₂ O	2,82	3,16	2,89	2,92	2,31	2,50	2,31	2,19	3,14	2,69	3,19	3,17
K ₂ O	0,82	1,17	1,08	1,12	0,72	1,17	0,92	0,43	0,63	2,04	0,89	1,15
P ₂ O ₅	0,24	0,26	0,25	0,27	0,29	0,30	0,12	0,15	0,29	0,08	0,16	0,19
H ₂ O-	0,10	1,14	0,08	0,20	0,48	0,14	0,31	0,99	0,19	0,10	0,20	0,03
П. п. п.	0,90	0,67	1,45	1,34	1,03	1,16	0,83	0,90	0,81	0,76	0,52	1,03
С у м м а	100,66	100,25	100,26	100,36	100,18	100,56	99,94	99,90	100,25	99,53	99,82	100,58

Окислы	Океанский комплекс											
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
	Б-419/2	Б-419/3	Б-419/5	Б-419/6	Б-419/7	Б-419/9	Б-504в	Б-504б	Б-504г	Б-504д	Г-138/3	Г-138/4
SiO ₂	54,78	54,08	53,50	42,20	42,50	41,97	51,72	54,83	56,16	50,48	51,88	49,38
TiO ₂	0,74	0,59	0,72	0,96	0,66	0,72	0,52	0,63	0,63	0,56	1,00	0,92
Al ₂ O ₃	18,39	16,90	18,84	18,53	20,96	21,51	19,58	18,41	16,86	19,96	15,29	17,81
Fe ₂ O ₃	2,70	3,22	4,19	6,99	5,38	6,94	3,08	2,10	4,58	3,57	7,17	5,79
FeO	6,01	5,74	4,67	6,37	6,96	5,92	6,10	6,46	4,58	5,92	4,04	4,85
MnO	0,20	0,19	0,19	0,19	0,26	0,18	0,19	0,17	0,19	0,17	0,23	0,18
MgO	3,08	4,63	3,08	8,22	8,06	5,92	4,42	3,50	4,32	4,32	4,53	5,06
CaO	9,08	9,74	9,41	13,28	13,37	14,68	9,15	8,87	7,73	10,73	7,53	7,67
Na ₂ O	2,71	2,42	3,22	1,62	0,82	1,27	2,56	3,09	3,27	2,29	2,72	2,40
K ₂ O	0,95	0,82	1,18	0,20	0,08	0,15	0,43	1,07	0,89	0,34	1,08	1,46
P ₂ O ₅	0,21	0,21	0,37	0,17	сл.	0,05	0,16	0,20	0,17	0,28	0,49	0,36
H ₂ O ⁻	0,26	0,32	0,45	0,63	0,34	0,37	0,73	0,03	0,06	0,61	2,85	2,13
П. п. п.	1,05	1,09	0,48	0,74	0,78	0,72	0,98	1,15	1,07	1,13	1,36	2,06
III Сумма	100,15	99,95	100,30	100,10	100,17	100,40	99,62	100,51	100,51	100,36	100,17	100,07

Оксиды	Океанский комплекс											
	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
	Г-138/5	Б-401	Б-418/3	Б-502	Б-502а	Б-504	Б-426	Б-426в	Б-426г	Г-115/2	Б-438/1	Б-438/2
SiO ₂	54,44	51,60	57,01	58,80	59,10	55,60	60,62	59,70	60,28	48,66	50,70	51,44
TiO ₂	0,75	0,93	0,68	0,44	0,43	0,50	0,36	0,42	0,40	0,30	0,62	0,60
Al ₂ O ₃	17,81	15,83	18,31	16,09	16,28	17,83	16,43	16,78	16,60	15,20	19,97	19,97
Fe ₂ O ₃	4,79	6,35	3,42	3,68	3,58	3,59	3,01	3,15	3,62	3,11	2,52	2,57
FeO	3,59	5,21	5,56	2,96	3,05	5,21	3,23	3,77	3,23	6,01	5,92	5,65
MnO	0,18	0,19	0,22	0,08	0,08	0,18	0,16	0,17	0,16	0,14	0,15	0,16
MgO	3,06	4,64	2,63	3,39	3,91	2,67	2,86	3,28	2,97	12,12	4,67	4,35
CaO	8,41	7,23	8,12	6,72	6,01	8,87	5,31	6,34	6,05	10,18	10,18	10,03
Na ₂ O	2,85	2,98	2,77	3,00	3,31	2,89	3,37	3,23	3,18	1,93	2,85	2,73
K ₂ O	1,12	0,75	0,33	1,61	1,56	0,70	2,91	2,64	2,77	1,10	0,31	0,45
P ₂ O ₅	0,35	0,37	0,18	0,17	0,13	0,15	0,17	0,17	0,17	0,30	0,21	0,19
H ₂ O ⁻	1,85	2,19	0,25	1,64	1,70	1,03	0,32	0,10	0,10	0,38	1,06	0,77
П. п. п.	0,86	1,28	0,56	1,87	1,34	0,94	1,30	0,41	0,51	1,02	1,16	1,39
Сумма	100,06	99,55	100,04	100,45	100,48	100,16	100,05	100,16	99,68	100,45	100,32	100,30

Оксиды	Океанский комплекс					Нижнеплейстоценовый комплекс платоэффузивов						
	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
	Б-438	Б-438/5	Б-438,6	Б-438/10	Б-438б	Г-118/2	Г-118/3	Г-118/5	Г-118/1	Г-123/1	Г-124/1	Г-125/1
SiO ₂	56,03	58,44	60,07	63,88	47,44	57,81	58,39	58,50	57,42	58,15	56,78	52,93
TiO ₂	0,61	0,67	0,60	0,51	0,60	0,66	0,59	0,60	0,63	0,50	0,50	0,54
Al ₂ O ₃	20,69	21,04	20,74	16,91	19,15	16,91	16,55	16,37	16,73	17,45	17,27	16,91
Fe ₂ O ₃	1,59	1,40	1,07	0,89	3,77	4,29	2,92	3,61	3,48	2,31	2,97	3,52
FeO	1,88	2,24	1,78	2,15	5,21	3,86	4,67	4,49	4,67	5,39	5,30	5,47
MnO	0,07	0,02	0,03	0,05	0,17	0,15	0,13	0,03	0,18	0,16	0,17	0,16
MgO	2,12	1,27	0,90	1,59	6,05	3,63	3,58	3,47	3,79	3,69	4,11	6,32
CaO	10,69	9,29	8,85	6,63	12,10	7,23	6,64	6,49	7,67	6,79	7,23	9,00
Na ₂ O	2,90	2,91	3,40	3,65	2,35	2,82	2,75	2,87	2,87	2,87	2,52	2,28
K ₂ O	0,45	0,65	0,66	0,85	0,25	2,00	2,00	2,13	1,88	1,92	1,80	1,45
P ₂ O ₅	0,18	0,19	0,30	0,24	0,18	0,27	0,27	0,32	0,26	0,13	0,13	0,19
H ₂ O ⁻	1,35	0,93	0,60	0,98	1,28	0,22	0,33	0,32	0,24	0,32	0,47	0,50
П. п. п.	1,88	0,97	0,88	2,13	1,79	0,61	0,77	0,87	0,39	0,41	0,94	1,10
Сумма	100,42	100,02	99,85	100,46	100,31	100,46	99,59	100,07	100,21	100,09	100,19	100,37

Оксиды	Нижнеплейстоценовый комплекс платоэффузивов											
	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
	Г-125/2	Г-126/1	Г-127/1	Г-112/1	Г-112/2	Б-412/1	Б-415/1	Б-415/2	Б-442д	Б-442а	Б-442б	Б-442в
SiO ₂	49,33	62,24	60,83	60,07	60,62	57,57	58,37	56,65	55,04	54,58	55,49	56,73
TiO ₂	0,53	0,59	0,50	0,47	0,60	0,45	0,71	0,41	0,36	0,40	0,35	0,37
Al ₂ O ₃	21,58	15,83	16,55	16,73	16,34	16,91	16,73	17,09	17,99	18,17	17,90	17,63
Fe ₂ O ₃	7,33	3,20	2,46	3,08	2,47	2,95	3,39	2,58	2,65	2,98	2,50	1,69
FeO	1,71	3,41	4,67	3,86	4,49	5,03	5,21	5,47	5,69	5,83	5,83	6,01
MnO	0,17	0,14	0,13	0,13	0,15	0,13	0,19	0,15	0,18	0,17	0,18	0,17
MgO	4,32	2,63	3,06	2,74	3,27	3,79	3,69	3,91	4,45	4,56	4,45	3,82
CaO	10,63	5,17	5,90	7,08	6,64	7,59	6,94	7,59	8,12	8,42	7,97	7,09
Na ₂ O	2,75	2,82	2,70	2,83	2,87	2,50	2,62	2,60	2,79	2,75	2,75	2,69
K ₂ O	1,30	2,50	2,27	2,05	2,20	1,63	2,00	1,76	1,71	1,51	1,71	1,90
P ₂ O ₅	0,41	0,27	0,12	0,31	0,27	0,03	0,20	0,12	0,17	0,16	0,16	0,15
H ₂ O ⁻	0,00	0,39	0,22	0,13	0,04	0,41	0,10	0,09	0,19	0,12	0,10	0,34
П. п. п.	0,25	1,17	0,63	0,31	0,41	0,67	0,56	1,10	0,70	0,38	0,59	1,53
Сумма	100,31	100,36	100,04	99,79	100,37	99,66	100,67	99,52	100,04	100,03	99,98	100,12

Окислы	Плейстоценовый комплекс платоэффузивов				Вулкан Ветровой							
	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72
	Б-442г	Б-443	Б-443а	Б-443б	Г-121/1	Г-121/2	Г-121/4	Г-122/1	Г-122/2	Г-122/3	Г-122/4	Г-135/1
SiO ₂	58,32	54,81	52,87	54,78	44,46	50,16	49,07	45,90	44,36	49,92	53,34	47,80
TiO ₂	0,35	0,47	0,50	0,52	0,33	0,59	0,75	0,42	0,41	0,38	0,53	0,63
Al ₂ O ₃	17,09	18,02	17,74	18,12	16,91	20,86	18,89	20,69	17,99	21,76	17,09	19,10
Fe ₂ O ₃	2,57	2,94	4,11	3,24	5,85	3,41	3,95	5,90	5,60	3,87	1,68	4,70
FeO	4,67	5,65	4,49	5,65	6,64	4,98	6,46	4,76	6,37	4,40	6,96	5,92
MnO	0,16	0,16	0,18	0,17	0,21	0,18	0,20	0,21	0,21	0,18	0,17	0,19
MgO	3,28	4,35	5,31	4,24	9,38	4,42	6,29	6,22	8,95	3,90	6,48	6,11
CaO	6,79	8,71	9,35	8,56	13,58	10,48	10,92	12,25	13,43	9,74	8,85	11,51
Na ₂ O	2,78	2,73	2,67	2,64	1,50	2,87	2,52	1,95	1,63	2,80	2,57	2,45
K ₂ O	2,10	1,41	1,49	1,49	0,63	1,44	0,90	0,93	0,63	1,48	1,10	0,92
P ₂ O ₅	0,14	0,17	0,18	0,16	0,16	0,54	0,38	0,23	0,14	0,28	0,16	0,23
H ₂ O ⁻	0,63	0,09	0,31	0,11	0,12	0,00	0,05	0,10	0,02	0,37	0,19	0,23
П. п. п.	0,81	0,38	0,93	0,28	0,34	0,29	0,44	0,25	0,31	0,48	0,97	0,26
Сумма	99,69	99,89	100,13	99,96	100,11	100,22	100,82	99,81	100,05	99,56	100,09	100,05

Окислы	Вулкан Ветровой											
	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84
	Г-135/2	Г-135/3	Г-135/4	Г-136/1	Г-136/2	Б-5106	Б-510в	Б-428/4	Б-428в	Б-428д	Б-428/4а	Б-428/1
SiO ₂	48,01	47,15	47,36	47,79	48,21	43,88	45,23	57,43	55,85	52,40	57,16	57,36
TiO ₂	0,72	0,59	0,72	0,70	0,59	0,54	0,63	0,50	0,48	0,45	0,55	0,53
Al ₂ O ₃	18,89	19,29	19,43	18,71	19,46	16,47	18,55	17,09	17,32	18,57	17,46	17,10
Fe ₂ O ₃	4,74	3,89	5,95	6,29	3,53	5,65	6,17	4,00	3,90	5,23	3,73	3,50
FeO	6,01	6,73	4,76	4,40	6,68	7,09	6,28	3,32	3,86	3,32	3,41	3,23
MnO	0,19	0,21	0,22	0,22	0,22	0,18	0,20	0,13	0,18	0,17	0,13	0,10
MgO	5,90	6,95	5,16	6,11	6,58	9,46	7,20	3,72	3,81	3,91	3,51	3,39
CaO	11,66	11,51	11,95	11,95	11,33	14,59	12,59	6,50	6,78	6,78	6,80	6,64
Na ₂ O	2,35	2,20	2,31	2,47	2,47	1,50	1,75	3,15	3,29	2,65	3,06	2,85
K ₂ O	0,83	0,92	1,08	1,12	1,05	1,50	0,75	2,13	2,03	1,71	2,10	2,27
P ₂ O ₅	0,23	0,38	0,39	0,46	0,42	0,22	0,25	0,13	0,20	0,21	0,28	0,18
H ₂ O-	0,12	0,07	0,07	0,06	0,12	0,18	0,08	0,80	0,94	1,72	0,76	1,15
П. п. п.	0,81	0,06	0,68	0,00	0,27	0,03	0,40	0,82	1,20	2,50	0,66	2,36
С у м м а	100,46	99,95	100,08	100,28	100,92	100,29	100,08	99,72	99,84	99,62	99,61	100,66

Окислы	Вулкан Ветровой						Вулкан Эбеко					
	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96
	Б-428	Б-429/1	Б-429/2	Б-429/3	Б-429/4	Б-429/5	Г-111	Г-111/1	Г-113/3	Г-113/4	Г-113/46	Г-116/1
SiO ₂	57,84	57,65	59,84	60,03	62,18	62,14	57,45	58,07	57,15	58,11	53,43	55,26
TiO ₂	0,48	0,44	0,43	0,47	0,43	0,45	0,51	0,51	0,65	0,59	0,65	0,29
Al ₂ O ₃	16,05	16,18	16,18	16,36	17,09	16,36	17,54	17,54	16,93	17,13	16,73	17,99
Fe ₂ O ₃	4,41	5,50	3,21	3,55	3,37	3,50	3,86	3,87	3,73	2,91	3,84	4,36
FeO	2,96	2,42	3,05	3,41	1,80	2,24	3,32	2,83	5,30	4,85	4,85	3,37
MnO	0,16	0,14	0,14	0,22	0,08	0,11	0,16	0,14	0,03	0,17	0,19	0,18
MgO	2,97	3,07	2,86	2,33	1,69	2,01	3,69	2,90	3,90	3,79	5,58	4,21
CaO	5,46	4,86	5,46	5,36	3,98	4,57	6,79	7,20	7,53	7,08	9,00	7,08
Na ₂ O	3,04	2,62	2,75	3,22	3,10	3,18	3,30	3,25	2,70	2,65	2,62	2,53
K ₂ O	2,32	2,57	3,00	2,79	3,08	3,16	0,88	2,05	1,91	2,00	1,67	1,80
P ₂ O ₅	0,16	0,11	0,11	0,10	0,10	0,12	0,41	0,55	0,27	0,27	0,34	0,16
H ₂ O ⁻	1,34	1,96	0,79	0,80	1,40	1,04	0,78	0,78	0,13	0,21	0,34	1,33
П. п. п.	3,18	2,54	1,76	1,35	1,93	1,22	1,03	0,70	0,45	0,59	0,64	1,68
Сумма	100,39	100,06	99,58	99,99	100,23	100,10	99,72	100,40	100,68	100,35	99,88	100,24

Окислы	Вулкан Эбеко											
	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108
	Г-128/1	Г-128/5	Г-128/6	Г-113/2	Г-114/3	Б-409/1	Б-409/2	Г-132/1	Г-132/2	Б-441/1	Г-113/1	Г-114/1
SiO ₂	61,31	60,45	57,81	52,50	52,04	59,27	59,51	55,88	60,45	57,01	55,89	54,02
TiO ₂	0,48	0,45	0,50	0,57	0,51	0,45	0,44	0,50	0,63	0,60	0,54	0,59
Al ₂ O ₃	17,81	16,73	17,45	18,35	19,25	16,10	15,83	17,63	16,37	16,73	17,81	17,81
Fe ₂ O ₃	2,96	2,87	3,57	3,02	4,03	2,55	2,82	2,96	3,00	3,24	3,34	2,46
FeO	2,33	2,96	3,50	5,92	4,76	4,31	4,17	5,39	3,59	4,13	5,30	6,55
MnO	0,11	0,14	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,18	0,16	0,17	0,18	0,19
MgO	2,32	3,37	3,69	4,95	4,21	4,03	4,03	4,52	3,16	4,11	4,11	4,74
CaO	5,02	5,46	6,49	8,71	9,15	6,75	6,10	7,38	6,20	6,49	8,56	9,00
Na ₂ O	3,10	2,95	2,87	2,58	2,48	2,81	2,72	2,68	3,13	2,70	1,95	2,58
K ₂ O	2,27	2,42	2,03	1,63	1,55	2,15	2,08	1,68	2,24	2,04	1,88	1,67
P ₂ O ₅	0,20	0,22	0,25	0,41	0,35	0,25	0,26	0,19	0,33	0,26	0,34	0,32
H ₂ O ⁻	0,52	0,81	0,42	0,24	0,58	0,69	0,37	0,16	0,39	0,46	0,15	0,06
П. п. п.	1,65	0,95	1,45	0,48	1,48	0,58	1,10	0,51	0,73	1,97	0,32	0,49
Сумма	100,08	99,78	100,21	99,54	100,56	100,11	99,60	99,66	100,38	99,91	100,37	100,48

Окислы	Вудкан Эбеко												
	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120	121
	Г-114/2	Г-117/1	Г-128/2	Г-128/3	С-2	С-3	С-4	С-5	С-6/1	С-7	С-4/3а	С-6/1а	Б-410/1
SiO ₂	49,70	58,39	56,41	56,21	53,92	53,96	53,88	54,28	53,45	53,87	51,75	48,68	58,51
TiO ₂	0,70	0,32	0,54	0,48	0,49	0,50	0,53	0,60	0,58	0,57	0,62	0,67	0,50
Al ₂ O ₃	18,17	16,91	17,45	17,99	17,63	17,20	17,96	18,18	18,48	18,30	18,84	19,39	17,32
Fe ₂ O ₃	4,63	3,12	3,46	4,27	2,91	3,31	3,44	3,05	3,24	3,10	3,30	5,54	2,54
FeO	5,65	4,49	4,89	4,22	5,80	5,86	6,15	6,04	6,19	5,83	5,65	6,73	4,85
MnO	0,09	0,18	0,17	0,18	0,19	0,18	0,19	0,19	0,20	0,19	0,19	0,25	0,18
MgO	6,00	3,69	4,21	3,90	4,79	5,16	5,00	4,73	3,60	4,63	4,01	8,02	3,37
CaO	10,77	7,07	7,67	7,28	9,17	8,71	8,11	7,91	9,01	8,30	10,59	7,58	6,94
Na ₂ O	2,44	2,00	2,75	2,67	2,66	2,64	2,65	2,57	2,65	2,65	2,56	2,53	2,90
K ₂ O	1,07	2,13	1,75	1,72	1,53	1,65	1,57	1,63	1,53	1,55	0,73	0,48	1,95
P ₂ O ₅	0,30	0,23	0,21	0,17	0,18	0,18	0,21	0,18	0,18	0,19	0,12	0,25	0,28
H ₂ O ⁻	0,04	0,08	0,04	0,11	0,12	0,12	0,06	0,02	0,05	0,00	0,18	0,00	0,06
CO ₂	—	—	—	—	0,29	0,35	0,16	0,23	0,21	0,18	0,18	0,26	—
П. п. п.	0,52	0,44	0,72	1,21	0,41	0,26	0,45	0,29	0,25	0,40	0,84	0,07	0,52
Сумма	100,08	100,06	100,27	100,41	100,16	100,16	100,46	99,97	99,80	99,91	99,77	100,63	99,92

Окислы	Вулкан Эбеко										Кратер Крашенинникова	
	122	123	124	125	126	127	128	129	130	131	132	133
	Б-410/2	Б-410/3	Б-412/2	Б-412/5	Б-412/6	Г-129/1	Г-130/1	Г-130/2	Г-130/3	Г-131/1	Б-408/1	Б-408/2
SiO ₂	56,38	57,96	58,65	58,09	56,45	56,17	57,10	57,32	56,94	58,16	58,23	54,44
TiO ₂	0,54	0,43	0,65	0,45	0,41	0,51	0,73	0,66	1,06	0,54	0,50	0,56
Al ₂ O ₃	17,74	17,09	17,32	17,27	17,45	17,28	16,79	16,19	17,09	16,91	16,73	17,92
Fe ₂ O ₃	2,99	2,55	2,54	4,49	2,91	3,34	3,17	2,86	3,29	2,44	2,93	3,54
FeO	5,21	5,39	4,85	3,32	5,39	4,76	4,77	5,56	4,07	4,85	4,94	5,12
MnO	0,15	0,14	0,18	0,15	0,14	0,17	0,17	0,18	0,17	0,19	0,18	0,19
MgO	4,03	3,44	3,58	3,59	4,33	4,15	4,05	4,11	4,00	3,90	3,56	4,53
CaO	7,92	7,42	6,79	7,75	8,16	7,41	7,21	6,49	7,38	7,08	6,91	7,67
Na ₂ O	2,63	2,75	2,85	2,87	2,72	2,63	2,74	2,63	2,88	2,81	2,72	2,62
K ₂ O	1,08	1,91	2,05	1,81	1,78	1,56	1,81	1,84	1,84	1,78	1,94	1,78
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,27	0,11	0,08	0,28	0,31	0,29	0,36	0,29	0,34	0,25
H ₂ O ⁻	0,10	0,13	0,08	0,00	0,05	0,53	0,22	0,52	0,00	0,21	0,14	0,72
П. п. п.	0,99	0,73	0,53	0,32	0,56	1,41	0,92	1,34	0,73	0,77	0,42	0,61
Сумма	99,84	100,01	100,34	100,22	100,43	100,20	100,18	99,99	100,41	99,93	99,54	99,95

Оксиды	Кратер Крашенинникова			Кратер Маловодный			Вулкан Вернадского				
	134	135	136	137	138	139	140	141	142	143	144
	Б-408/3	Б-408/4	Б-408/5	Б-405/1	Б-405/3	Б-406/2	Г-134/3	Г-134/4	Г-134/5	Г-134/6	Г-134/7
SiO ₂	58,48	58,07	55,96	59,58	62,67	58,53	59,64	56,31	55,23	57,12	53,84
TiO ₂	0,54	0,47	0,60	0,45	0,44	0,51	0,48	0,48	0,47	0,51	0,50
Al ₂ O ₃	16,93	17,09	17,72	16,34	15,75	16,73	16,73	17,63	17,63	16,73	17,60
Fe ₂ O ₃	2,53	2,65	2,84	3,06	2,13	2,43	2,83	2,66	4,46	3,07	4,20
FeO	4,94	5,30	5,83	4,13	2,87	5,39	4,67	5,83	4,04	5,03	5,03
MnO	0,16	0,19	0,18	0,13	0,12	0,18	0,16	0,19	0,18	0,17	0,12
MgO	3,69	3,44	3,48	3,90	2,53	3,68	3,06	4,11	3,79	3,69	3,58
CaO	7,08	7,90	7,67	6,20	4,72	7,08	6,20	7,97	6,79	6,94	8,26
Na ₂ O	2,90	2,69	2,70	2,62	2,06	2,63	2,65	2,57	2,40	2,43	2,32
K ₂ O	2,04	1,87	1,78	2,00	2,35	2,08	2,00	1,40	1,37	1,74	1,25
P ₂ O ₅	0,26	0,27	0,21	0,22	0,15	0,28	0,13	0,25	0,16	0,23	0,22
H ₂ O-	0,10	0,00	0,10	0,58	0,95	0,22	0,11	0,02	0,90	0,27	0,57
П. п. п.	0,35	0,49	0,48	1,23	3,64	0,60	1,41	0,62	2,17	1,67	2,87
Сумма	100,00	100,43	99,55	100,44	100,38	100,34	100,07	100,04	99,59	99,60	100,36

Окислы	Вулкан Билибина								Вулкан Алаит			
	145	146	147	148	149	150	151	152	153	154	155	156
	Г-134/2	Г-133/1	Г-133/2	Б-413/1	Б-413/2	Б-416/1	Б-416	Б-416/5	С-16	С-16/1	С-17	С-15/1
SiO ₂	61,34	59,54	59,78	60,89	60,76	61,97	60,30	60,36	49,08	50,34	52,24	49,71
TiO ₂	0,50	0,54	0,54	0,45	0,59	0,42	0,40	0,45	0,58	0,52	0,39	0,59
Al ₂ O ₃	16,55	16,37	16,37	16,09	16,01	15,83	16,50	16,76	17,67	21,20	21,74	19,57
Fe ₂ O ₃	2,33	2,11	2,68	2,65	1,95	2,43	2,65	3,35	3,75	1,82	4,06	4,33
FeO	4,40	4,49	4,62	4,98	5,39	4,31	4,76	3,86	5,92	5,92	2,74	5,30
MnO	0,17	0,13	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,14	0,16	0,18
MgO	2,95	3,42	2,95	2,81	2,96	2,85	3,09	3,00	7,82	4,11	3,19	4,94
CaO	6,64	6,71	6,49	6,05	6,43	5,94	6,19	6,60	11,22	10,01	9,44	10,59
Na ₂ O ₅	2,85	2,33	2,95	2,75	2,66	2,79	2,70	2,73	2,44	3,06	3,31	2,81
K ₂ O	1,77	1,74	2,15	2,14	2,15	2,36	2,06	2,10	1,40	2,03	1,95	1,62
P ₂ O ₅	0,19	0,19	0,23	0,12	0,11	0,11	0,10	0,09	0,28	0,36	0,48	0,27
H ₂ O-	0,02	0,63	0,09	0,09	0,05	0,05	0,16	0,05	0,12	0,10	0,07	0,11
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	0,21	0,35	0,44	0,34
П. п. п.	0,64	1,30	0,58	0,71	0,66	0,37	0,67	0,53	0,10	0,52	0,00	0,00
Сумма	100,35	99,50	99,58	98,91	99,86	99,57	99,70	100,02	100,72	100,48	100,21	100,36

Окислы	Вулкан Алаид												
	157	158	159	160	161	162	163	164	165	166	167	168	169
	C-15/2	C-15/3	C-15/3a	C-15/4	C-18a	C-19	C-20/3	C-20/2	C-20/1	C-21/1	C-21/2	C-21/3	C-22
SiO ₂	49,37	49,58	48,76	47,99	49,62	49,11	49,94	49,39	49,33	48,80	48,14	48,42	48,53
TiO ₂	0,63	0,61	0,55	0,67	0,62	0,63	0,64	0,57	0,62	0,63	0,63	0,62	0,63
Al ₂ O ₃	19,57	19,75	19,57	21,20	18,66	19,02	19,57	19,93	20,11	19,75	19,75	19,39	19,21
Fe ₂ O ₃	5,33	5,12	8,26	3,30	5,13	8,67	7,40	3,31	2,31	3,78	8,09	9,00	7,75
FeO	4,40	4,40	0,90	5,65	4,49	1,88	2,15	5,83	6,73	5,12	1,44	0,63	1,84
MnO	0,17	0,18	0,17	0,16	0,16	0,18	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,15
MgO	4,73	4,32	5,35	4,73	4,94	5,97	4,53	4,27	5,45	5,76	5,97	5,35	5,76
CaO	10,30	10,59	10,30	10,73	10,87	9,59	10,87	11,16	10,44	10,01	10,30	10,30	10,30
Na ₂ O	2,75	2,81	3,07	2,94	2,81	2,43	2,71	2,93	2,88	2,96	2,89	3,35	3,03
K ₂ O	1,64	1,56	1,56	1,83	1,95	1,80	1,81	1,79	1,83	1,71	1,91	2,04	1,74
P ₂ O ₅	0,32	0,31	0,29	0,40	0,37	0,34	0,28	0,35	0,37	0,35	0,40	0,36	0,35
H ₂ O-	0,06	0,00	0,21	0,02	0,12	0,00	0,02	0,06	0,02	0,04	0,07	0,10	0,07
CO ₂	0,26	0,26	0,26	0,26	0,53	0,44	0,10	0,44	0,26	0,35	0,21	0,18	0,18
П. п. п.	0,30	0,21	0,75	0,27	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,08	0,31	0,42
Сумма	99,83	99,70	100,00	100,15	100,46	100,06	100,18	100,20	100,52	99,52	100,05	100,22	99,96

Оксиды	Вулкан Алайд (о-в Атласова)							
	170	171	172	173	174	175	176	177
	C-23	C-24b	C-24a	C-25/1	C-27/5	C-27/6	B-536	B-537
SiO ₂	45,56	45,71	45,89	49,11	48,13	48,51	49,51	50,09
TiO ₂	0,05	0,71	0,70	0,60	0,75	0,70	0,64	0,63
Al ₂ O ₃	15,58	16,67	16,31	20,29	18,48	18,48	19,02	18,58
Fe ₂ O ₃	3,96	2,97	4,87	2,91	5,59	5,39	3,90	4,24
FeO	5,83	6,91	5,30	6,10	4,94	5,12	6,37	5,21
MnO	0,17	0,16	0,17	0,17	0,19	0,19	0,18	0,17
MgO	12,75	11,31	11,73	4,73	6,20	5,76	5,36	5,25
CaO	10,87	10,87	10,87	10,30	10,30	10,87	9,25	9,62
Na ₂ O	2,63	2,64	2,76	2,99	3,09	2,68	3,19	2,96
K ₂ O	1,38	1,32	1,16	1,67	2,00	1,63	1,64	1,88
P ₂ O ₅	0,24	0,27	0,28	0,27	0,33	0,37	0,35	0,40
H ₂ O ⁻	0,10	0,08	0,08	0,09	0,01	0,07	0,18	0,05
CO ₂	0,18	0,18	0,40	0,35	0,18	0,26	—	—
П. п. п.	0,32	0,36	0,00	0,11	0,13	0,16	0,18	0,55
Сумма	99,62	100,16	100,52	99,69	100,32	100,19	99,77	99,63

Примечание. Округловский комплекс (1—6). Обломки в конгломератах мыса Угловой, восточный берег о-ва Парамушир: 1—4 — андезитовые базальты, 5 — базальт миндалекаменный, 6 — андезитовый базальт. Океанский комплекс (7—34): 7 — базальты, лавовый поток (мощн. 5 м, мыс Рифовый), 8 — базальты, лавовая брекчия (мыс Рифовый), 9 — андезитовый базальт, лавовый поток (к северу от мыса Левашова), 10 — лавовый поток андезитов (в 300 м к северу от мыса Левашова), 11 — лавовые брекчи андезитовых базальтов (мыс Левашова), 12 — обломки в конгломератах и конгломерато-брекчиях (в 0,9 км северо-западнее мыса Левашова): 123—15 — пироксен-плаггиоклазовые андезитовые базальты, 16—17 — меланократовые габбро, 18 — троктолит, 19—22 — обломки в конгломерато-брекчиях мыса Левашова; 19 — базальты, 20—21 — андезитовые базальты, крупные глыбы со столбчатой отдельностью, 22 — базальты; субвулканические образования (23—30): 23 — дайка миндалекаменных афировых базальтов (мощн. 8 м, гора Маяк), 24 — дайка миндалекаменных плаггиоклазовых базальтов (мощн. 10 м, гора Маяк), 25 — дайка плаггиоклазовых андезитовых базальтов с поленичной отдельностью (мощн. 20 м, вершина горы Маяк), 26 — дайка базальтов со столбчатой отдельностью (мощн. 15 м, в 1 км к юго-западу от горы Маяк), 27 — дайка андезитовых базальтов со столбчатой отдельностью (мощн. 35—40 м, в 300 м к северу от мыса Левашова), 28 — андезиты со столбчатой отдельностью (центральная часть лакколита, мыс Рифовый); 29 — андезиты (краевая часть лакколита, мыс Рифовый), 30 — андезитовый базальтовый лакколит (к северу от мыса Рифовый), 31—34 — силл, плато Аэродромное (к северу от г. Северо-Курильск): 31 — андезиты (массивная часть силла), 32—33 — андезиты (расслоенная часть силла): 32 — меланократовая зона, 33 — лейкократовая зона; 34 — ксенолит базальта. Обломки в конгломератах мыса Гилёва, западный берег о-ва Парамушир: к северу от устья р. Аляска (35—41): 35—36 — пироксен-плаггиоклазовые базальты, 37 — крупноплаггиоклазовый андезитовый базальт, 38 — андезит гематитизированный, 39 — андезитовый дацит массивный, 40 — дацит массивный, сливной, 41 — базальты, лавовая брекчия. Верхнеплиоценовый комплекс плато (42—64). Лавовая толща на интервале гора Узкая — гора Наседкина (снизу вверх) (42—49): 42 — андезиты массивные, толстоплитчатые (поток, мощн. 44 м, нижняя часть склона горы Узкая), 43 — андезиты массивные (поток, мощн. 15 м), 44 — андезиты массивные, 45 — андезиты массивные, верхняя часть склона горы Узкая, 46 — андезиты пористые (в 1 км к западу по гребню горы Узкая — отм. 509,4 м), 47 — андезитовый базальт (поток, мощн. 10—12 м, в 1,5 км к востоку от горы Наседкина), 48 — андезитовый базальт тонкоплитчатый, вершина горы Наседкина, 49 — афировые базальты, маломощные прожилки (вершина горы Наседкина). Лавовая толща мыса Округлый, плато Лагерное (50—54): 50 — андезиты (поток, северный склон), 51 — андезиты (поток, южный склон), 52 — андезиты (нижний поток, мощн. 40 м, восточный склон), 53 — андезиты (верхний поток, мощн. 20 м, восточный склон), 54 — андезиты (подшва потока, мощн. 70 м, верховье р. Матросская). Лавовая толща к востоку от вул. Билюбина (55—56): 55 — андезиты (нижний поток, мощн. 30 м), 56 — андезитовый базальт (верхний поток, мощн. 10—15 м). Лавовая толща западного склона хр. Вернадского, к востоку от горы Каряга, разрез сверху вниз (57—64): 57 — андезитовый базальт (поток, мощн. 10 м), 58 — андезитовый базальт (поток с плитчатой отдельностью, мощн. 15—17 м), 59 — андезитовый базальт, массивные, грубоплосчатые (поток, мощн. от 3—5 м до 15—17 м), 60 — лавовые брекчи андезитовых базальтов (поток, мощн. 10—15 м), 61 — андезиты массивные с пластовой отдельностью (поток, мощн. 10 м), 62 — андезитовый базальт с плитчатой отдельностью (поток, мощн. 10 м), 63 — андезитовый базальт массивные с глыбовой отдельностью (поток, мощн. 3—5 м), 64 — андезитовый базальт, плосчатые (поток, мощн. 5 м). Вулкан Ветровой (65—90). Лавовые потоки древнего конуса, вскрытые в северо-восточной береговой зоне о-ва Парамушир (65—79): 65—66 — лавовый поток в 300 м к северу от пос. Путятино: 65 — оливиновые базальты (подшва потока), 66 — пироксеновые базальты (центрального потока); 67 — оливин-пироксеновые базальты (поток, мыс Артюшина); 68—71 — лавовый поток (мощн. 25 м, мыс Артюшина): 68 — оливин-пироксеновые базальты (подшва потока), 69 — оливиновые базальты (в 1,5 м от подшвы), 70 — пироксеновые базальты (центральная часть потока), 71 —

пористые базальты (кровля потока); 72—75 — лавовые потоки (мыс Савушкина); 72 — оливковые базальты (подошва потока), 73 — оливковые базальты (второй поток), 74 — оливни-пироксеновые базальты, флюидальные (третий поток), 75 — пироксен-плагиоклазовые базальты (кровля третьего потока); 76 — оливнивые базальты (поток, мощн. 4 м, мыс Средний); 77 — оливни-пироксеновые базальты (поток, мощн. 5 м, мыс Средний); 78—79 — лавовый поток к западу от пос. Байково (о-в Шумшу); 78 — оливнивые базальты (подошва потока), 79 — пироксеновые базальты (кровля потока). Лавовые потоки западного склона старого (Q_{II}) конуса, разрез снизу вверх (80—85); 80 — андезито-базальты (поток с бороздами скольжения, подножие склона), 81—82 — вулканические брекчи: 81 — обломок андезито-базальта, 82 — обломок базальта; 83 — андезито-базальты (поток в средней части склона), 84—85 — андезито-базальты (поток, мощн. 10 м, вершина конуса); 84 — центральная часть потока, 85 — кровля потока. Лавовые потоки северо-западного склона старого (Q_{II}) конуса (86—90): 86 — андезиты (верхний поток, вершина конуса), 87 — андезиты (нижний поток), 88 — андезиты (фронтальная часть нижнего потока), 89—90 — крупноплагиоклазовые андезито-дациты, экструзии (нижняя часть склона). Вулкан Эбеко (91—131). Доледниковые (Q_I) образования (91—95): 91 — андезиты (агглютинативный поток, мощн. 10—15 м, верховья р. Зеленой), 92 — андезиты полосчатые (край того же потока), 93—95 — лавовый поток на юго-восточном склоне горы Зеленой; 93 — андезиты (верхняя часть потока), 94 — андезиты (нижняя часть потока), 95 — андезито-базальты, обломок агглютината из основания потока. Образование времени первого (Q_{II}) оледенения (96—99). Лавовые потоки на восточном склоне конуса: 96 — андезито-базальты, с шаровой отдельностью, сильно измененные, 97 — андезиты, толстоплитчатые (поток с ледниковыми бороздами, мощн. 20 м, в 2,5 км к востоку-северо-востоку от прорыва Неожиданный), 98 — андезиты (поток, мощн. 20 м, там же, ниже по разрезу), 99 — андезиты мелкпористые (поток с ледниковыми бороздами, мощн. 20 м, там же, ниже по разрезу). Образование межледниковой эпохи и второго оледенения (100—103); 100 — базальты мелкпорфирные (поток, мощн. 3 м, верх р. Зеленой), 101 — базальты крупнопористые (поток, мощн. 5—7 м, в 1,5 км к северо-востоку от отм. 1156 м), 102 — андезиты крупнопористые (нижний поток, мощн. 5 м, там же), 103 — андезиты крупнопористые (верхний поток мощн. 7—8 м, там же); 104 — андезито-базальты (поток мощн. 5 м, в 0,5 км к северо-востоку от конуса Неожиданный); 105 — андезиты (поток сглаженный ледником, там же); 106 — андезито-базальты (поток, в 0,5 км к юго-западу от конуса). Современные (голоценовые) образования (107—131). Молодой конус Эбеко (107—119): 107 — андезито-базальты (вулканическая бомба в диаметре 3 м, западный склон конуса, верховья р. Зеленой), 108 — андезито-базальтовый поток кратерного вала (западный склон), 109 — базальты, гребень кратерного вала, 110 — андезиты (вулканическая бомба в диаметре 2 м, юго-восточный склон, извержение 1964 г.), 111—112 — лавовый поток андезито-базальтов, в 2,5 км к северо-востоку от прорыва Неожиданный; 111 — подошва, 112 — кровля; 113 — андезито-базальты (кратерный вал, западный склон); 114 — андезито-базальты (поток, западный склон конуса); 115 — тот же поток, в 300 м вниз по склону; 116 — тот же поток, в 600 м вниз по склону; 117 — тот же поток, в 1 км вниз по склону; 118 — тот же поток, в 1,3 км вниз по склону; 119 — базальт, включение в том же потоке (С-4); 120 — базальт, включение в том же потоке (С-6). Прорыв Неожиданный (121—131): 121 — андезиты (вулканическая бомба, сомма), 122 — андезито-базальты (обломок брекчи, крошка соммы), 123 — андезиты (поток, западный склон молодого конуса), 124—126 — андезиты (лавовый поток, мощн. 10 м, северный борт р. Матросская); 124 — в 1 м от подошвы, 125 — зона закалики в подошве; 126 — андезиты (поток, среднее течение р. Матросская), 127 — андезито-базальты (поток, северный бортовой вал конуса), 128—130 — лавовые потоки на северном склоне конуса; 128 — андезито-базальты (мощн. 10 м), 129 — андезиты (бортовой вал), 130 — андезито-базальты (средняя часть склона); 131 — андезиты флюидальные (вулканическая бомба диаметром 5 м, восточная кромка кратера). Кратер Крашенинникова (132—136). Вулканические бомбы вблизи кратерной воронки; 132 — андезиты массивные, 133 — андезито-базальты флюидальные. Лавовый поток мощн. 20—30 м вдоль северо-восточного борта конуса; 134 — андезиты (центр потока), 135 — андезиты (край потока), 136 — андезито-базальты массивные, с глыбовой отдельностью (поток ниже по разрезу). Кратер Маловодный (137—139). Вулканические бомбы к югу от перевала Кругозорный; 137 — андезиты массивные (склон конуса), 138 — андезито-дациты флюидальные, там же, 139 — андезиты, массивные (юго-западный склон кратера). Вулкан Вернадского (140—145). Сомма вулкана (140—144): 140 — андезиты стекловатые (вулканическая бомба, южный склон), 141 — оливнивые андезито-базальты, стекловатые (вулканическая бомба, там же), 142 — андезито-базальты (глыбовый поток, юго-восточный склон), 143 — андезито-базальты, стекловатые (обломок из вулканической брекчи, ниже по склону), 144 — андезито-базальты, пористые, ожезленные (подножие восточно-юго-восточного склона), 145 — экструзия андезито-дацита (молодой конус). Вулкан Бидбина (146—152). Конус вулкана; 146 — андезиты полосчатые (северный бортовой вал), 147 — андезиты (поток, южный бортовой вал); лавовый поток андезитов протяженностью 3 км, северный склон конуса (148—152); 148 — устьевая часть (восточный краевой вал, в 0,5 км к северо-востоку от отм. 914 м), 149 — устьевая часть (западный краевой вал отм. 914 м); средняя часть того же потока; 150 — восточный борт, 151 — центральная часть, 152 — западный борт. Вулкан Алайд (153—177). Центральный конус (153—155): 153 — оливни-плагиоклазовые базальты (поток, нижняя часть склона выше мыса Девятка), 154—155 — пироксен-плагиоклазовые базальты (поток, мыс Кудрявый); 154 — массивная лава, 155 — пористая лава. Побочные (паразитические) конусы (156—175): 156—160 — базальтовый поток (мыс Девятка); 156 — подошва, 157 — центральная часть, 158 — брекчированные базальты (кровля), 159 — базальтовый цемент в брекчиях (кровля), 160 — базальтовая дайка; 161 — базальты, глыбовый поток (основание склона к югу от мыса Пологий); 162 — базальты окисленные (поток, там же); 163—169 — два базальтовых потока на мысе Пологий; 163 — подошва, 164 — центральная часть, 165 — кровля, 166 — подошва, 167 — центральная часть, 168 — кровля, 169 — восточный борт потока; 170 — базальтовый поток (мыс Штормовой); 171—172 — базальтовый поток (мыс Лава); 171 — пuzuристые базальты кровли, 172 — массивные базальты в центральной части; 173 — пористые базальты (поток, мыс Сиандром); 174—175 — лавовые потоки базальтов (конус Такетомы). Современные образования (извержение 1981 г.), (176—177): 176 — выбросок шлаковых базальтов (обр. Ю. И. Дубика); 177 — пепел, собранный при извержении 1981 г.

Химический состав магматических пород о-ва Шумшу

Окислы	Океанский комплекс										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	С-40/1	С-40/2	С-40/3	Б-505а	Б-505б	С-40/5	Б-505е	С-39/3	С-39/1	С-39/2а	С-39/2б
SiO ₂	53,61	54,80	54,49	54,07	53,89	53,45	53,83	60,79	57,58	54,36	51,20
TiO ₂	0,63	0,67	0,73	0,59	0,64	0,67	0,59	0,58	0,83	0,68	0,67
Al ₂ O ₃	19,49	18,94	19,12	17,83	18,41	17,76	18,99	17,10	15,07	18,57	17,28
Fe ₂ O ₃	3,37	2,65	2,25	0,20	2,58	2,96	2,39	2,26	4,06	2,90	5,76
FeO	5,39	5,65	6,01	8,44	6,73	5,47	6,55	3,59	5,74	5,42	5,47
MnO	0,21	0,22	0,18	0,22	0,21	0,13	0,21	0,19	0,18	0,19	0,19
MgO	3,50	3,50	3,09	4,01	3,81	4,11	3,91	1,85	3,50	3,50	4,32
CaO	8,58	8,30	8,58	8,01	8,44	8,58	8,01	6,01	6,01	8,58	8,87
Na ₂ O	3,13	3,25	3,13	3,08	3,19	3,26	3,25	4,21	3,55	3,11	2,79
K ₂ O	0,50	0,83	0,75	0,75	0,68	0,75	0,75	0,68	1,21	0,83	0,92
P ₂ O ₅	0,14	0,11	0,12	0,27	0,23	0,34	0,24	0,18	0,15	0,14	0,26
H ₂ O ⁻	0,49	0,30	0,17	0,29	0,34	0,92	0,41	0,21	0,25	0,58	0,13
CO ₂	0,35	0,35	0,44	—	—	0,35	—	0,35	0,26	0,35	0,35
П. п. п.	0,38	0,65	0,81	1,65	1,06	1,01	1,32	1,68	1,92	0,97	1,92
Сумма	99,77	100,22	99,77	99,41	100,21	99,76	100,45	99,68	100,31	100,18	100,13

Окислы	Океанский комплекс												
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
	Б-507	Б-507б	Б-506	Б-506а	С-41	С-41/3	С-41/3а	Б-508	Б-508б	С-44	С-32	С-35б	С-34
SiO ₂	47,93	47,53	46,52	46,58	52,84	49,26	48,29	53,19	52,72	50,40	51,60	60,18	51,66
TiO ₂	0,45	0,44	0,58	0,56	0,71	0,72	0,67	0,67	0,64	0,63	0,60	0,51	0,61
Al ₂ O ₃	18,80	18,80	19,96	20,16	17,75	19,75	22,29	17,64	17,44	21,02	20,77	17,57	20,47
Fe ₂ O ₃	3,16	2,45	4,85	5,25	2,76	3,55	3,38	2,75	2,94	3,10	3,09	1,94	2,80
FeO	6,73	7,45	5,21	4,67	6,91	6,10	4,13	7,63	7,72	5,83	5,74	4,94	6,10
MnO	0,18	0,22	0,24	0,15	0,09	0,08	0,14	0,19	0,19	0,19	0,19	0,22	0,17
MgO	5,76	6,38	5,35	5,35	4,37	4,32	3,09	4,53	4,63	9,60	2,67	2,47	4,11
CaO	12,59	11,87	11,44	10,72	9,02	10,87	12,59	8,01	8,58	9,59	9,44	5,72	9,73
Na ₂ O	2,08	2,20	2,38	2,44	2,83	2,57	2,36	3,19	2,88	2,78	2,80	3,81	2,44
K ₂ O	0,32	0,32	0,46	0,52	0,77	0,65	0,45	0,96	0,89	0,55	0,63	1,32	0,63
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,15	0,11	0,25	0,29	0,14	0,32	0,37	0,24	0,19	0,16	0,08
H ₂ O-	1,01	0,69	1,83	2,30	0,22	—	—	0,06	0,21	0,24	0,76	0,09	0,55
CO ₂	—	—	—	—	0,39	0,53	0,62	—	—	0,62	0,26	0,35	0,26
П. п. п.	1,26	1,70	1,49	1,51	0,88	1,53	1,51	1,06	1,30	1,47	1,02	1,10	0,71
Сумма	100,36	100,15	100,46	100,32	99,79	100,22	99,66	100,20	100,51	100,26	99,76	100,38	100,32

Оксиды	Океанский комплекс												
	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
	С-34б	С-35а	С-36а	С-37	С-38	Б-422	Б-422б	Б-423	Б-432а	Б-424	Б-424а	Б-425	Б-425б
SiO ₂	53,35	53,13	53,14	55,36	55,81	51,42	56,95	56,19	52,64	52,36	51,92	51,77	51,72
TiO ₂	0,47	0,48	0,51	0,58	0,65	0,77	0,43	0,79	0,77	0,62	0,80	0,72	0,74
Al ₂ O ₃	21,02	20,29	20,65	19,85	18,94	16,78	18,93	16,25	16,43	17,32	16,43	16,43	16,43
Fe ₂ O ₃	2,32	2,73	2,41	2,34	2,58	4,67	1,18	2,53	4,77	3,36	6,19	5,91	5,81
FeO	5,47	5,39	5,39	4,58	4,85	5,92	5,21	7,18	5,83	5,12	4,22	4,58	4,67
MnO	0,19	0,18	0,18	0,15	0,13	0,13	0,05	0,16	0,14	0,12	0,09	0,09	0,11
MgO	3,29	3,09	2,88	2,47	3,19	4,66	2,85	2,86	4,88	6,04	4,56	4,88	4,88
CaO	9,44	9,44	9,44	9,16	8,58	8,55	7,67	7,08	7,96	8,55	7,67	7,67	7,67
Na ₂ O	2,85	2,85	3,75	3,36	2,92	2,88	3,50	2,93	2,88	2,81	2,94	2,75	2,82
K ₂ O	0,71	0,79	0,94	1,21	1,00	0,85	1,19	1,56	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,16	0,16	0,18	0,28	0,27	0,28	0,22	0,21	0,23	0,22	0,23
H ₂ O ⁻	0,32	0,59	0,27	0,07	0,21	1,72	0,26	0,40	1,70	1,60	2,82	2,72	2,74
CO ₂	0,18	0,18	0,18	0,26	0,53	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,64	0,64	0,65	0,80	0,06	2,00	1,15	1,63	1,10	1,14	1,50	1,50	1,59
С у м м а	100,34	99,88	100,55	100,35	99,63	100,63	99,64	99,84	100,32	100,25	100,37	100,24	100,41

Окислы	Океанский комплекс						
	38	39	40	41	42	43	44
	Б-425в	Б-425г	Б-509	Б-509а	Б-509б	Б-511а	Б-511б
SiO ₂	64,84	64,30	52,70	51,80	52,63	51,00	53,03
TiO ₂	0,35	0,40	0,73	0,61	0,60	0,57	0,55
Al ₂ O ₃	15,49	15,71	16,55	17,66	17,46	19,38	20,09
Fe ₂ O ₃	2,79	1,57	4,35	3,78	3,68	3,26	2,52
FeO	1,71	3,32	5,83	5,39	5,39	6,67	5,52
MnO	0,15	0,24	0,16	0,14	0,09	0,17	0,14
MgO	3,01	1,06	3,91	5,35	5,35	5,76	3,91
CaO	3,41	4,13	8,58	8,69	8,57	10,01	9,52
Na ₂ O	3,51	4,43	2,94	2,75	2,75	2,00	2,66
K ₂ O	1,17	2,08	1,17	0,92	1,02	0,50	0,85
P ₂ O ₅	0,13	0,24	0,02	0,25	Следы	0,17	0,22
H ₂ O-	1,13	0,68	1,97	1,32	1,33	0,24	0,07
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	2,13	1,62	1,18	1,53	1,18	0,63	1,13
Сумма	99,81	99,78	100,09	100,19	100,05	100,36	100,19

Примечание. Океанский комплекс (1—44). 1—9—восточный берег о-ва Шумшу (мыс Юдина): 1—массивные андезит-базальты со столбчатой отдельностью (центральная часть силла мощи. 50 м), 2—краевая массивная часть силла, 3—5—краевая обломочная часть силла, 6—обломок андезит-базальта в осадочной пачке в зоне выклинивания силла, 7—обломок андезит-базальта в осадочной пачке, 8—обломок андезита в осадочной пачке; 9—дайка андезита, секущая вышеописанную толщу; 10—11—о-в Шумшу (северный борт бухты Бабушкина); 10—обломок андезит-базальта в осадочной пачке, 11—обломок базальта в осадочной пачке; 12—13—базальты мыса Кекурный; 12—верхний лавовый поток, 13—нижний лавовый поток; 14—15—субвулканические базальты мыса Иноземцев со столбчатой отдельностью; 14—лейкократовая зона, 15—меланократовая зона; 16—20—мыс Свердловск, восточный борт бухты Сакулина; 16—андезито-базальты (лавовый поток), 17—обломок массивного базальта из линзы брекчий в осадочной пачке, 18—обломок пористого базальта, там же, 19—андезито-базальт, лавовая брекчия из кровли потока, там же, 20—обломок андезит-базальта в осадочной пачке выше по разрезу; 21—обломок базальта в брекчиях, западный борт бухты Сакулина; 22—базальт из обломка монобрекчий (восточный борт бухты Шумная); 23—андезит, обломок, там же, 24—базальт (дайка с поленичной отдельностью, мощи. 2 м); 25—андезито-базальт (дайка, мощи. 3 м); 26—андезито-базальт (силл, мощи. 4 м); 27—обломок андезит-базальта в осадочной пачке в 4 м от кровли силла С-35а; 28—андезито-базальт (силл, мощи. 3 м); 29—андезито-базальт субвулканический (мыс Шумный); 30—39—южный берег о-ва Шумшу (к востоку от пос. Байково); 30—обломок миндалекаменного базальта из конгломерато-брекчий, 31—обломок андезит-базальта, там же, 32—дайка андезит-базальта с грубой столбчатой отдельностью (мощи. 2 м), 33—андезито-базальтовый шток со столбчатой веерообразной отдельностью, 34—дайка андезит-базальта со столбчатой отдельностью (мощи. 15 м, пос. Козыревский), 35—базальтовый шток диаметром около 50 м со столбчатой веерообразной отдельностью (пос. Козыревский), 36—39—к северу от пос. Дьяково: 36—базальты миндалекаменные (лавовая брекчия, переходящая в конгломератобрекцию, 37—обломок афирового базальта в конгломератобрекциях, 38—39—обломки дацита, там же; 40—44—юго-западный берег о-ва Шумшу (к западу от пос. Байково): 40—дайка андезит-базальта, секущая осадочную пачку (мощи. 4 м), 41—42—дайка расслоенного базальта со столбчатой отдельностью (мощи. 30 м); 41—лейкократовая зона, 42—меланократовая зона, 43—обломок базальта в осадочной пачке (мыс Чибуйный), 44—обломок андезит-базальта, там же.

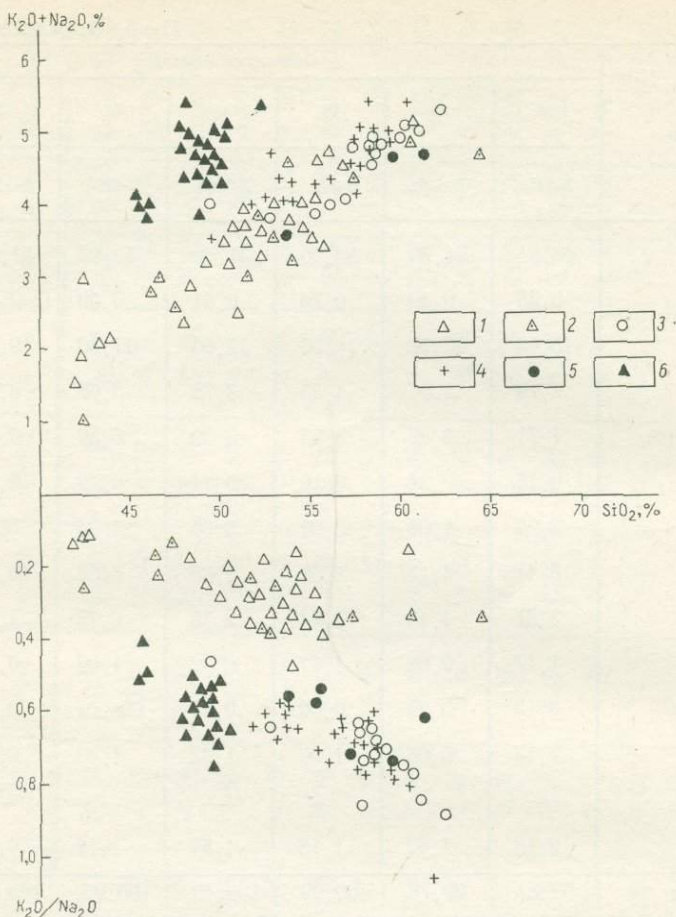


Рис. 20. Зависимость содержания щелочей и отношения Na_2O/K_2O от кремнезема в породах вулканических серий о-ва Парамушир

1 — эффузивные образования океанского комплекса; 2 — субвулканические образования океанского комплекса; 3 — плейстоценовый комплекс эффузивных плато; 4–6 — вулканы (4 — Эбеко, 5 — Вернадского, 6 — Алайд)

товыми сериями (рис. 21, А); начиная с уровня $F=70$ наблюдается некоторое отклонение в сторону эволюции, свойственной известково-щелочным сериям. Особенности минерального состава (ранняя кристаллизация магнетита) позволяют отнести океанский комплекс к натриевому известково-щелочному типу.

Намечаются в эволюции две тенденции: одна связана с фракционированием плагиоклаза (возрастные отношения Na_2O/K_2O) и характеризует больше комплекс в целом, другая — с фракционированием темноцветных компонентов (возрастание отношения $\Sigma FeO/MgO$) отражает скорее всего эволюцию субвулканических, частично расслоенных пород (рис. 22). Общий уровень элементов группы железа (Cr, Ni, Co) весьма низок и стабилен во всех породах

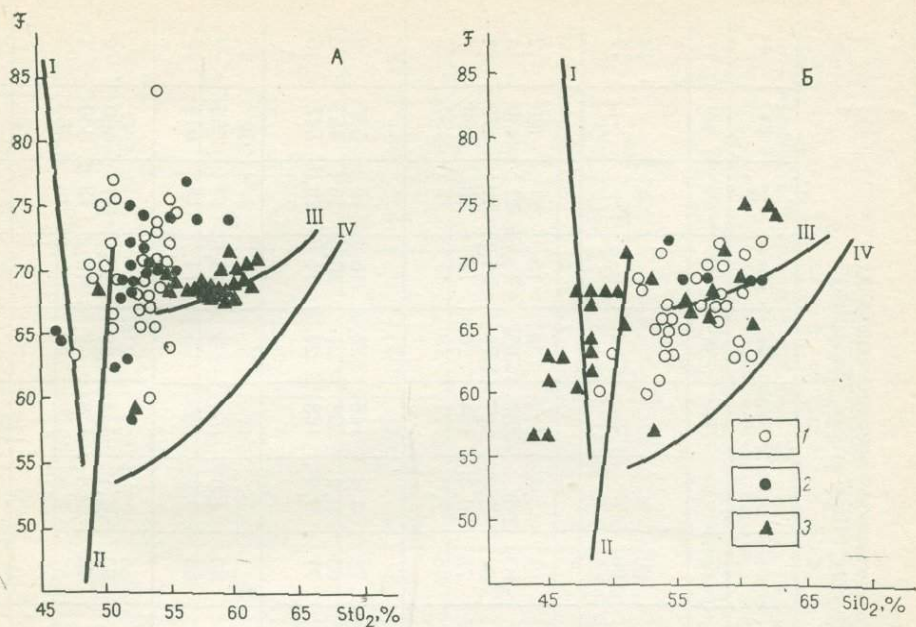


Рис. 21 Зависимость коэффициента фракционирования (F) от содержания кремнезема в породах вулканических комплексов (А) и вулканов (Б) о-ва Парамушир 1 — эффузивные образования океанского комплекса; 2 — субвулканические образования океанского комплекса; 3 — плейстоценовый комплекс эффузивных плато; Б — вулканы (1 — Эбеко, 2 — Вернадского, 3 — Ветровой). Линии дифференциации (I—IV) см. рис. 7

дах (табл. 21). Дифференциация отражается в распределении компонентов V, Zn, Pb. Низкие La/Sm отношения (табл. 22) сближают океанский комплекс с толеитовыми сериями (рис. 23), однако по совокупности петрографических и петрохимических признаков мы относим его к натриево-известково-щелочному типу.

Нижнеплейстоценовый комплекс платоэффузивов изучался преимущественно в северной части о-ва Парамушир. В южном борту р. Матросской обнаружено переслаивание лавовых потоков мощностью от 10—15 до 30 м и общей мощностью около 350 м, сложенных однородными по составу преобладающими андезитами и реже андезито-базальтами.

Андезито-базальты и базальты развиты ограниченно, тяготея к центрам излияний (гора Наседкина), где они появляются позже андезитов, фиксируя антидромную последовательность.

Андезиты — серийнопорфировые породы с содержанием вкрапленников от 30 до 45 % и более (табл. 23), с тенденцией увеличения их роли от нижних потоков к верхним. По составу среди них преобладает плагиоклаз.

В андезито-базальтах — плагиоклазы первой генерации An_{78-82} крупные (1—2 мм) таблитчатой формы, иногда оплавлены, зональны. Содержат большое количество расплавленных включений с газовой и твердой раскристаллизованной фазами. Плагиоклазы второй генерации отличаются от первой составом (An_{56}), меньшими размерами

Средние содержания микроэлементов (в г/т) в вулканических породах северной группы островов Большой Курильской гряды (Шумшу, Парамушир, Атласова)

Комплекс	Порода	№ п/п	Cr	Ni	Co	V	Mo	Cu	Zn	Pb	Zr	Sc	Ga	Y	Ba	λ	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
Океанский	о-в Шумшу	Б	1	6	5,5	18	214	1,0	—	100	9	—	—	—	—	14	
		АБ	2	5	5,0	12	144	1,0	—	100	1	—	—	—	—	14	
	о-в Парамушир	УБ	3	17	24	44	399	2,6	67	95	3,3	173	33	15	21	320	2
		Б (I)	4	24	18	25	235	2,4	94	83	5	159	25	12,8	21	430	4
		Б (II)	5	31	21	23	258	3	121	96	5,3	197	28	12,8	29	470	4
		АБ	6	22	16	21	203	2,9	85	75	6,4	154	25	12	19	460	7
		А	7	16	10	14	117	3	63	63	7,6	121	19	11	16	490	2
Плейстоценовый комплекс плато	Б	8	40	27	25	189	2,7	83	76	4,6	140	23,3	16,2	16,5	537	3	
	АБ	9	15	11	14	136	3,5	97	63	9,0	138	21	10,4	16	453	3	
	А	10	19,5	13,5	15,5	150	3,1	74	71	9,0	168	20,2	11	18,1	547	15	
Вулкан Ветровой	Б (I)	11	50	36	25	207	3,0	71	80	4,9	150	23	13,5	17	555	2	
	Б (II)	12	29	20	29	251	2,3	116	89	4,6	155	25,6	14	19	514	16	
Вулкан Эбеко	Б	13	17,5	20	22	149	2,6	67	80	6,1	144	20	12,6	17	460	2	
	АБ	14	19	14	19	184	2,5	67	76	5,8	138	19,5	10,6	18	430	4	
	А	15	30	17	15	155	1,4	64	61	6,8	122	18,7	9,8	16	460	3	
Кратер Неожиданный	АБ	16	18	11	16	143	2,4	87	68	5,4	138	22	11	15,9	502	9	
	А	17	18	12,5	16	148	2,4	73	70	11,8	135	19	12	16,9	466	13	
Кратер Крашенинникова	АБ	18	30	17	15	192	2,8	103	72	7	155	27	10,6	18	520	2	
	А	19	16	12	16	144	3,2	77	68	6,3	153	19,5	11,6	18,5	516	8	
Кратер Маловодный	А	20	18	13	14	198	3,6	34	81	5,7	146	22	10	18	520	3	
Вулкан Билябина	А	21	17	11	14	142	2	73	62	8	133	20	10	16	492	12	
Вулкан Вернадского	АБ	22	19	13	18	201	2,4	85	68	5,5	145	22	11	16	510	5	
	А	23	17	9	13	183	3,2	61	61	5,9	135	19,3	11	16	467	3	
Вулкан Алянд	Б (I)	24	44,7	15,3	39	223	2,0	165	56	6,3	111	51	—	21	—	3	
	Б (II)	25	19,0	15,5	20,5	249	2,0	150	80	8,2	122	43	—	22	—	—	

Примечание. Океанский комплекс. О-в Шумшу: 1—базальты эффузивные и субвулканические; 2—андезито-базальты эффузивные и субвулканические; о-в Парамушир: 3—обломки ультрабазитов в конгломератах (мыс Рифовый); 4—обломки базальтов, там же; 5—базальты субвулканические, там же; 6—обломки андезито-базальтов, там же; 7—андезиты субвулканические (силла плато Аэродромное); Плейстоцен-четвертичный комплекс. О-в Парамушир: 8—потоки оливиновых базальтов (гора Пасаджана); 9—потоки андезито-базальтов, там же; 10—потоки андезитов (гора Узкая и плато Лагерное); вулкан Ветровой: 11—потоки оливиновых высокомагнезиальных базальтов (мыс Арктикина); 12—потоки лейкократовых базальтов, там же; вулкан Эбеко: 13—потоки ба-

зальтов (центральный конус); 14—лавы и вулканические бомбы андезито-базальтов (центральный конус); 15—потоки андезитов; 16—андезито-базальты, лава и вулканические бомбы; конус Неожиданный; 17—андезиты, лава и вулканические бомбы, там же; кратер Крашенинникова: 18—андезито-базальты, вулканические бомбы; 19—андезиты, потоки; кратер Маловодный; 20—андезиты, лава, кратерный вал; вулкан Билябина: 21—андезиты, лавовый поток; вулкан Вернадского: 22—андезито-базальты, соммы; 23—андезиты (центральный конус); вулкан Алянд (о-в Атласова): 24—оливиновые высокомагнезиальные базальты; 25—лейкократовые базальты.

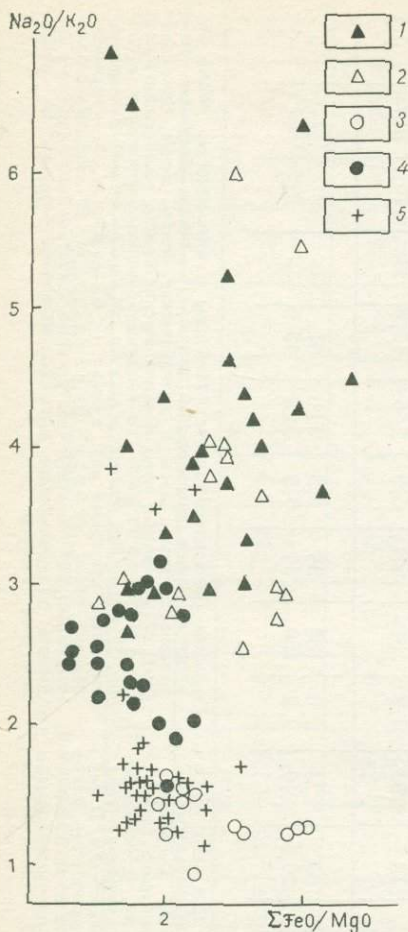


Рис 22. Зависимость отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и $\Sigma\text{FeO}/\text{MgO}$ в породах вулканов о-ва Парамушир

1 — эффузивные образования океанского комплекса; 2 — субвулканические образования океанского комплекса; 3 — доледниковая стадия (Q_I — Q_{II}) вулкана Ветровой; 4 — стадия первого оледенения вулкана Ветровой; 5 — вулкан Эбеко (Q_{III} — Q_{IV})

(0,2—1 мм), отсутствием зональности и микровключений. Максимальные различия в составе плагиоклазов, андезито-базальтов и андезитов связаны с основной массой. В андезито-базальтах микролиты имеют состав An_{48-41} , а в андезитах — An_{40-38} . Среди темноцветных преобладают пироксены: гиперстен (0,1—0,5 мм) сравнительно высокой железистости Fs_{35-42} и авгит (0,1—2 мм). Клинопироксены часто образуют реакционную кайму вокруг кристаллов ортопироксена и оливина. Оливин встречен только в базальтах и андезито-базальтах горы Наседкина, слагающих вулканический конус, в виде мелких вкрапленников ромбовидной формы, замещенных вторичными минералами ряда иддингсит — боулингит. Титаномагнетит образует сростания с плагиоклазом и пироксенами. Структура основной массы, состоящей из плагиоклаза, подчиненного клинопироксена и тонкораспыленного магнетита, микролитовая и пилотакситовая. В небольших количествах в интерстициях присутствует стекло. Наиболее ранними являются оливин (ортопироксен) и плагиоклаз первой генерации, с более ранней кристаллизацией темноцветных. Судя по резорбции минералов этого парагенезиса, обилию включений и реакционным каймам, он является интрателлурическим. Второй парагенезис включает плагиоклаз второй генерации, клинопироксен и титаномагнетит с ранним плагиоклазом и поздним клинопироксеном. Раннее выделение плагиоклаза указывает на «осушение» расплава перед началом его кристаллизации.

Породы лавовых плато образуют непрерывный ряд нормальной щелочности с содержанием кремнезема от 49,33 % до 60,83 % (см. рис. 20) с пиком, соответствующим андезитам ($\text{SiO}_2 = 58,5 \%$). Все породы насыщены кремнеземом (содержат нормативный кварц и гиперстен). Железистость пород практически постоянная (см. рис. 21), а щелочность меняется мало (от 3,3—4 % в базальтах, до 5—5,5 %

Содержания редких земель, Hf, Th и Sr в вулканических породах
Большой Курильской гряды (северная группа островов)

Комплекс	№ обр.	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Hf	Th	Sr
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Океанский	C-30/1	5,6	18	3,7	1,4	0,90	3,1	0,51	2,0	2,3	400
	C-34/а	5	15	3,2	1,3	0,81	3,2	0,42	2,1	<1,0	390
	C-35/а	5,1	15	3,2	1,3	0,91	3,4	0,40	1,8	<2,0	410
	C-38	9,1	25	4,7	1,5	1,1	3,9	0,61	2,7	3,1	360
	Среднее	5,2	16	3,4	1,3	0,87	3,23	0,44	1,9	1,8	400
Вулкан Эбеко	C-2/2	11	24	4,4	1,4	0,78	2,89	0,39	3,1	3,0	560
	C-3/3	11	28	4,2	1,2	1,0	2,6	0,40	2,7	3,7	530
	C-4/1	11	29	4,2	1,4	0,93	2,6	0,41	2,4	3,4	530
	C-5/1	11	26	4,2	1,3	0,78	2,6	0,46	3,0	3,0	540
	C-9	13	29	4,1	1,1	0,90	2,9	0,41	3,3	4,7	460
	C-10/1	12	27	3,9	1,3	1,1	3,4	0,44	2,9	2,7	510
	Среднее	11,5	27,2	4,2	1,3	0,9	2,8	0,42	2,9	3,4	521
Вулкан Алайд	C-15/1	13	28	4,7	1,5	1,1	2,2	0,34	1,7	2,0	780
	C-20/1	14	30	5,0	1,7	0,95	2,7	0,38	2,5	2,3	730
	C-21/1	13	31	4,8	1,7	0,97	2,5	0,37	2,3	2,3	740
	C-24/б	11	24	4,0	1,5	0,74	2,4	0,34	3,0	2,3	610
	Среднее	12,75	28,3	4,6	1,6	0,94	2,45	0,36	2,4	2,2	715

Примечание. Океанский комплекс (о-в Шумшу): C-30/1 — базальты в монобрекчиях, бухта Сакулина, C-34/а — базальты, дайка в 1,5 км к востоку от мыса Шумный, C-35/а — андезито-базальты, силл в 1 км к востоку от мыса Шумный, C-38 — андезито-базальты, шток, мыс Шумный; вулкан Эбеко (о-в Парамушир): C-2/2 — андезито-базальты, северо-западная часть кратерного вала (Q_{II}), C-3/3 — андезито-базальт, западный склон конуса, лавовый поток (Q_{IV}), C-4/1 —

андезито-базальты, тот же поток, средняя часть, C-5/1 — андезито-базальты, фронт того же потока, C-9 — андезиты, лавовый поток, правый борт р. Кузьминки, восточный склон конуса, C-10/1 — андезито-базальты, тот же лавовый поток в 0,4 км ниже по склону; вулкан Алайд (о-в Атласова): C-15/1 — высокоглиноземистые базальты, кровля лавового потока, мыс Пологий, C-21/1 — базальты, подошва лавового потока, мыс Пологий, C-24/б — оливиновые высокомагнезиальные базальты, лавовый поток, мыс Лава.

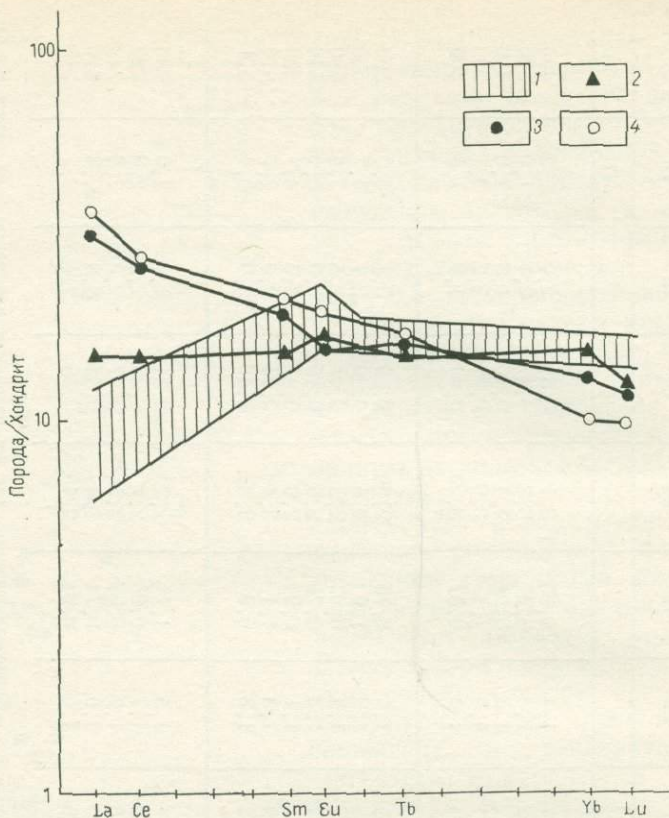


Рис 23. Содержания редких земель, нормализованные по хондриту, в вулканических породах островов Парамушир, Шумшу и Атласова
 1 — океанические толенты; 2 — океанский комплекс (о-в Шумшу); 3 — вулкан Эбеко (о-в Парамушир); 4 — вулкан Алайд (о-в Атласова)

в андезитах) при преобладании Na_2O над K_2O и очень стабильном отношении этих компонентов, равном 1,5. Широкое развитие андезитов, низкий темп роста железистости и щелочей показывают, что эффузивы плато относятся к известково-щелочным (гиперстеновым) сериям.

Установлено (см. рис. 14), что раннеплейстоценовые базальтовые и андезито-базальтовые магмы по составу соответствуют выплавкам при достаточно высоких давлениях водного флюида порядка 0,1—0,2 ГПа. Модальный состав вкрапленников этих пород смещен в поле кристаллизации оливина, что указывает на его раннее выделение из расплава, либо ортопироксена. Подобная последовательность кристаллизации подтверждается петрографическими данными. Судя по близкому составу и порядку кристаллизации вкрапленников, близкие условия выплавления сохраняются и в андезитах.

На основании изложенного можно сделать вывод, что комплекс вулканических пород может рассматриваться как единая слабо диф-

Минеральный состав лав на плато Лагерное — гора Узкая — гора Наседкина

№ п/п	№ обр.	Потоки	Основная масса	Вкрапленники				Плагио- клас/цвет- ное число
				Pl	Ol	Opх	Срх	
1	Г-125/1	Андезито- базальт (гора На- седкина)	64,8	20,8	3,8	5,0	5,6	1,4
2	Г-118/4	Андезит (гора Узкая)	51,9	31,0	—	7,0	10,1	1,8
3	Г-118/3	То же	62,5	28,7	—	4,0	4,8	3,3
4	Г-118/1	«	54,3	33,0	—	6,0	6,7	2,6
5	Г-118/5	«	56,9	31,0	—	5,8	6,3	2,6
6	Г-112/2	Андезит (плато Лагерное)	70,9	20,5	—	1	4,5	2,4
7	Г-112/1	То же	74,9	17,5	—	4,0	4,3	2,1

ференцированная базальт-андезито-базальт-андезитовая серия. Генетическое родство подтверждается: 1) тесной пространственной и временной ассоциацией слагающих серию пород, 2) сходством минеральных парагенезисов и закономерностями их кристаллизации, сохраняющимися независимо от степени кислотности пород, 3) общими особенностями химического состава (повышенная калиевоность и низкая железистость).

Андезитовая серия платоэффузивов о-ва Парамушир отличается от одновозрастных образований о-ва Кунашир: преобладанием андезитов по сравнению с существенно базальтовыми и андезито-базальтовыми лавами о-ва Кунашир, большей степенью порфиоровости пород, вторичными изменениями и низким темпом роста железистости (отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в них составляет 3:2, в то время как в породах о-ва Кунашир то же отношение равно 7:1). Определенные различия были и в составе флюидов, которые при формировании парамуширских платоэффузивов носили более окисленный характер, что подтверждается ранней кристаллизацией магнетита и ортопироксена, магнезиальным составом оливина (судя по вторичным магнезиальным минералам) и более высоким содержанием калия (табл. 24).

Плейстоцен-голоценовые вулканические серии

Вулканиты плейстоцен-голоценового возраста о-ва Парамушир представлены широким спектром пород от базальтов до андезито-дацитов. Они слагают многофазные вулканические постройки, слившиеся основаниями и образующие в северной части о-ва Парамушир хр. Вернадского протяженностью 25 км (см. рис. 19). Преобладают

Содержание флюидов (мл/г) в магматических породах северной группы Курильских островов (Парамушир, Шумшу)

№ п/п	№ обр.	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	H ₂ O, %	CO ₂ , %	H ₂	CO	CO+CH ₄ +H ₂
										H ₂ O	CO ₂	CO ₂ +H ₂ O
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Б-422а	15,1	0,09	0,07	—	0,02	0,07	94,67	0,56	0,04	0,78	0,045
2	Б-422б	7,8	0,36	0,09	0,01	0,17	0,07	91,76	4,24	0,02	0,25	0,012
3	Б-425	42,22	0,82	0,13	—	—	0,11	97,55	1,9	—	0,159	0,003
4	Б-425б	8,0	0,32	0,04	—	—	0,01	95,58	3,82	—	0,125	0,005
5	Б-425г	6,82	4,6	0,31	—	0,23	0,02	56,93	38,40	0,034	0,067	0,077
6	Б-425в	9,6	0,48	0,09	—	—	0,02	94,21	4,71	—	0,187	0,009
7	С-39/2а	11,61	0,75	0,17	0,006	0,18	0,03	91,06	5,88	0,016	0,23	0,029
8	С-41/1	12,32	0,27	0,06	—	0,12	0,07	95,95	2,10	0,01	0,22	0,014
9	С-41/3	18,87	0,48	0,09	Следы	0,07	0,04	96,52	2,46	0,004	0,198	0,009
10	Б-432	6,9	0,31	0,06	—	—	0,05	94,26	4,23	—	0,194	0,008
11	Б-438/2	15,3	0,9	0,09	—	0,3	0,03	92,06	5,42	0,02	0,1	0,007
12	С-39/1	22,76	0,45	0,057	—	Следы	0,05	97,61	1,93	—	0,127	0,003
13	С-36а	10,61	0,39	0,06	Следы	—	0,077	95,32	3,50	—	0,15	0,006
14	С-35б	13,42	0,12	0,04	—	0,18	0,021	97,39	0,87	0,013	0,33	0,016
15	С-38	3,44	0,38	0,09	0,01	0,009	—	87,53	9,67	0,0026	0,24	0,028
16	С-30/1	13,63	2,14	0,04	—	0,07	0,036	85,62	13,44	0,005	0,019	0,007
17	С-31	3,67	1,29	0,07	—	0,12	0,03	70,85	24,9	0,033	0,054	0,038
18	Б-423а	10,6	0,16	0,04	—	—	0,10	97,25	1,47	—	0,400	0,004
19	Б-424	6,62	0,77	0,25	0,02	0,23	—	83,9	9,76	0,033	0,32	0,068
20	Б-426в	7,3	0,20	0,04	—	—	0,08	95,8	4,86	—	0,20	0,005
21	Б-426г	5,8	0,37	0,13	0,005	0,11	0,02	90,06	4,19	0,019	0,351	0,04
22	Б-421	10,3	0,27	0,06	—	—	0,02	96,71	2,54	—	0,222	0,006
23	Б-430	7,0	0,18	0,13	0,016	0,22	0,03	92,35	2,37	0,031	0,722	0,051
24	Б-433б	5,7	0,45	0,23	0,02	0,28	—	85,33	6,74	0,049	0,511	0,086
25	Б-434	6,6	0,45	0,06	—	—	0,02	92,57	6,31	—	0,13	0,008
26	Б-442г	26,3	1,3	0,35	0,02	0,56	0,10	91,86	4,54	0,021	0,27	0,034
27	Б-443	2,2	0,11	0,08	—	—	0,06	89,8	4,49	—	0,727	0,035
28	Б-443а	6,2	1,1	0,3	0,005	—	0,1	80,4	14,27	—	0,273	0,048
29	Б-442а	1,2	0,16	0,10	0,01	0,17	0,05	71,01	9,47	0,142	0,625	0,206
30	Б-428/1	24,9	0,9	0,32	0,01	—	0,02	95,22	3,44	—	0,356	0,013
31	Б-428/2	14,1	0,25	0,05	—	—	—	97,92	1,74	—	0,20	0,003
32	Б-428/4	9,5	0,47	0,07	—	—	0,20	92,77	4,59	—	0,15	0,007
33	Б-429/1	30,05	1,04	0,37	0,013	0,12	0,08	94,88	3,28	0,004	0,36	0,019
34	Б-429/3	15,3	0,41	0,21	0,016	—	0,04	95,75	2,57	—	0,512	0,014
35	Б-429/5	9,15	0,85	0,13	0,005	0,06	0,05	89,27	8,29	0,007	0,153	0,0195
36	С-2/1	4,19	0,13	0,028	—	—	0,08	94,58	2,93	—	0,22	0,0066
37	С-3/4	3,31	0,27	0,049	0,006	0,05	0,045	88,98	7,26	0,015	0,18	0,029
38	С-4/1	2,92	0,22	0,090	0,007	0,16	0,06	84,39	6,36	0,05	0,41	0,082
39	С-4/2	2,35	0,28	0,057	Следы	—	0,08	84,83	10,11	—	0,20	0,02

Примечание. Океанский комплекс (1—22). Эффузивные породы (1—11): обломки базальта (1) и андезито-базальта (2) к востоку от Байково, 3—4 — обломки базальтов южнее пос. Дьяконо, 5—6 — обломки дайтов, там же, 7 — андезито-базальт, обломки (мыс Бабунки), 8—9 — базальты, лавы (мыс Свердловск), 10 — андезито-базальт, лавы, там же, 11 — базальт (мыс Гилева). Субвулканические породы (12—22): 12 — андезит, дайка (мыс Шумный), 13—15 — андези-

то-базальты, слалы и штоки (мыс Шумный), 16—17 — андезито-базальты, штоки (бухта Сакулина), 18 — андезито-базальты (плато Аэродромное), 19 — базальт, ксенолит (плато Аэродромное), 20 — меланократовые андезиты, там же, 21 — лейкократовые андезиты, там же, 22 — андезито-базальты (гора Маяк). Нижнеллестоновый комплекс плито-эффузивов (23—29). Серия вулкана Ветровой (30—35), серия вулкана Эбеко (36—39) — пояснения см. табл. 19.

андезиты (80 %), в меньшей степени развиты андезитобазальты и базальты (1—2 %).

По отношениям между ледниковыми и вулканическими формами рельефа вулканические образования хр. Вернадского расчленяются на: доледниковые — Q_I , времени первого оледенения — Q_{II} , межледниковые эпохи и времени второго оледенения — Q_{III} , современные (голоценовые) — Q_{IV} .

Базальт-андезитовая серия вулкана Ветровой слагает одну из древних вулканических построек о-ва Парамушир, возраст которой определяется В. И. Федорченко как доледниковый (Q_I^2 — Q_{II}^1).

Самые древние породы (Q_I^2) вулкана Ветровой вскрыты в верховьях р. Зеленая. Потоки представлены двупироксеновыми андезитобазальтами с миндалекаменной текстурой; некки—диабазамы, оливин-двупироксеновыми базальтами и андезитобазальтами. Побочные шлаковые конусы вулкана Ветровой являются более молодыми образованиями (Q_{II}). Они сложены грубослоистыми базальтовыми шлаками, бомбовыми и лапиллиевыми туфами, переслаивающимися с лавовыми потоками (северо-восточный угол о-ва Парамушир). Потоки часто заметно дифференцированы, с образованием в их нижних частях меланократовых оливиновых базальтов.

Породы главного конуса вулкана доледниковой стадии (лавы, вулканические брекчии и некки) характеризуются (табл. 25) резкопорфировой структурой (вкрапленники составляют до 30 %). Преобладает плагиоклаз двух генераций. Первая образует зональные таблитчатые кристаллы (0,3—2,0 мм) с включениями пироксена, магнетита и стекла. Состав меняется от Ap_{52} в центре зерен до Ap_{30} в краевой части. Вторая генерация (0,3—0,7 мм) также зональная, с включениями стекла. Однородные вкрапленники почти чистого анортита (Ap_{95-98}), окруженные тонкой оторочкой более натриевого состава, характерны для крупноплагиоклазовых андезитобазальтов.

Клинопироксен встречается в гомеогенных включениях и во вкрапленниках. В первом случае он совместно с резорбированным магнетитом и ксеноморфным плагиоклазом образует идиоморфные кристаллы (0,3—0,6 мм) и не содержит включений других минералов. Клинопироксен вкрапленников (до 1,2 мм) часто сдвойникован и содержит включения магнетита и плагиоклаза. Характерно реакционное обрастание клинопироксена вокруг зерен ортопироксена. Состав его близок к авгиту ($Wo_{39-40}En_{43-44}Fs_{15-17}$). Ортопироксен (Fs_{30}) обычно ксеноморфен. Магнетит во вкрапленниках (0,2—0,5 мм) резорбирован. Обычен в составе всех гомеогенных сростаний и во включениях в минералах (0,05—0,2 мм). Основная масса состоит из тех же минералов, что и вкрапленники. Стекло бурое, почти прозрачное.

Базальты и андезитобазальты побочных конусов (ледниковый этап) — крупнопорфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза, оливина, клинопироксена, магнетита, которые часто неравномерно распределены в пределах потоков с образованием в основании меланократовых слоев.

Соотношение вкрапленников и основной массы в породах вулкана Ветровой и Эбеко

Вулкан	Порода	№ обр.	Вкрапленники					Основная масса
			P1	O1	Cpx	Orx	Mt	
Ветровой	Андезито-базальты Q ^{2I}	Г-111	32	—	11,5	2,5	1,5	52,5
	Базальты (поток) Q ^{1II} {	Г-122/3	42	4	6	—	1,5	46,5
		Г-122/2	27	12	10	—	3	48
Г-122/1		30	7	8	—	2	53	
Эбеко	Андезиты Q ^{2II} {	Г-128/5	30	—	7	3,5	1,5	58
		Г-128/6	30	Знаки	6	0,5	1,5	62
	Базальт Андезито-базальт Q ^{III} {	Г-113/2	32	Знаки 1,2	10	2,0	2,0	54
		Г-114/3	31		10,5	1,0	3,3	53
Андезито-базальт Q ^{IV}	Г-130/3	34	0,5	9,0	2,5	1,5	52,5	

Меланократовые базальты содержат до 40—50 % вкрапленников при равных соотношениях плагиоклаза и темноцветных минералов, а также крупные (2—3 см и более) обособления, состоящие из клинопироксена, магнетита и подчиненного им плагиоклаза.

Оливин (Fo₇₈) образует изометричные, слегка вытянутые кристаллы (до 1 см) с мелкими включениями магнетита, плагиоклаза, пироксена.

Авгит в гомеогенных обособлениях и во вкрапленниках образует изометричные идиоморфные зерна с включениями плагиоклаза и магнетита. К краям зерен снижается содержание кальция.

Плагиоклаз первой генерации содержит включения стекла, клинопироксена и магнетита. Состав меняется от An₆₅₋₆₈ в центре до An₅₂ в краевых частях. Вторая генерация плагиоклаза (An₅₂ до An₄₅) постепенно сменяется микролитами основной массы.

Ксеноморфный магнетит образует вкрапленники округлой и овальной формы. В сростаниях наиболее идиоморфным оказывается оливин, в меньшей степени — клинопироксен. Основная масса содержит бурое стекло. Структуры интерсертальная и микролитовая.

Лейкократовые базальты — крупнопорфировые с вкрапленниками плагиоклаза, клинопироксена, магнетита и единичными зернами

оливина в переходных разностях. Существенно преобладает плагиоклаз, идентичный по составу плагиоклазам меланократовых базальтов. Доля клинопироксена и магнетита резко сокращается.

В основной массе объем темноцветных минералов также уменьшается. Структура микролитовая и гиалопилитовая.

Породы вулкана Ветровой представлены непрерывным рядом нормальной щелочности с колебаниями SiO_2 от 44 до 60,5% (см. табл. 19, рис. 20). Ранние стадии вулкана характеризуются более высокой кремнекислотностью пород и представлены андезито-базальтами и андезитами, в побочных конусах преобладают потоки базальтов очень низкой кремнекислотности и сравнительно высокой магнезиальности. От древних фаз к более молодым увеличивается содержание глинозема (до 22%), титана (до 0,8%) и, наоборот, уменьшается щелочность, главным образом за счет калия, с ростом отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ от 1,5 до 1,5—3,25. Содержание железо-магнезиальных компонентов закономерно меняется от более основных пород к более кислым, в результате на диаграмме $\Sigma\text{FeO}/\text{MgO}$ (см. рис. 22) доледниковые фазы характеризуются четко выраженным фракционированием железо-магнезиальных компонентов. Дифференциация побочных конусов связана с фракционированием как плагиоклаза, так и темноцветных компонентов. При этом железо-магнезиальное фракционирование отражает только дифференциацию, наблюдающуюся внутри потоков, и связано с ранним отделением темноцветных минералов и накоплением их в основании потоков. Вариации минерального состава в потоках отражаются в колебаниях содержаний петрогенных окислов. От нижних частей потока к верхним растут содержания SiO_2 , Na_2O , K_2O , железистость и, наоборот, уменьшается CaO , MgO , Al_2O_3 . Значительная окисленность пород связана с их субаэральным происхождением. В целом для вулкана характерен невысокий темп роста железистости (см. рис. 21, Б), типичный для известково-щелочной серии. Анализ нормативных составов базальтов и их вкрапленников на диаграмме O1—Crх—P1 (рис. 24) свидетельствует о высоком давлении воды в расплаве на стадии кристаллизации вкрапленников.

Базальт-андезито-дацитовая серия вулкана Эбеко объединяет группу вулканических конусов, состоящую из трех центральных (Эбеко, Неожиданный и Незаметный) и серии побочных. Основанием современной постройки вулкана Эбеко являются: на севере — доледниковые образования эродированных вулканов Влодавца и Ветрового, на юге и юго-востоке — комплекс эффузивных плато. Эти образования нередко рассматриваются в составе вулканического центра Эбеко как наиболее древние доледниковые отложения Q_I . Нами они отнесены к самостоятельным вулканическим центрам и описаны выше.

Наиболее древние вулканические образования вулкана Эбеко относятся по времени к первому оледенению — Q_{II} . Они сохранились в виде андезитовых потоков мощностью 20—30 м на восточном склоне современного вулкана, сложенного продуктами извержений межледниковой эпохи и второго оледенения (Q_{III}) и современными голоценовыми (Q_{IV}).

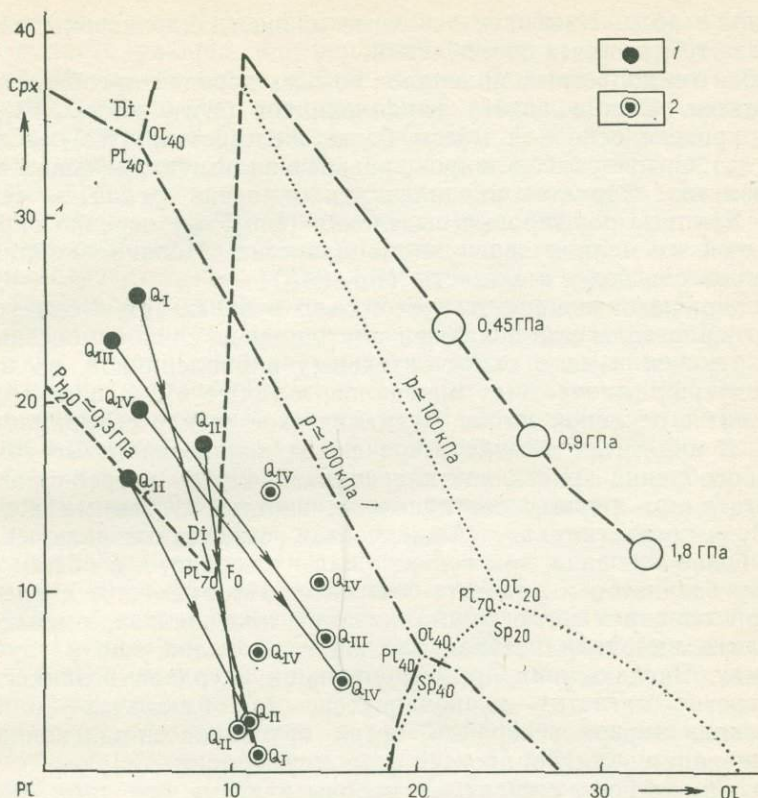


Рис. 24. Нормативные составы и соотношения вкрапленников оливина, клинопироксена и плагиоклаза в базальтах и андезито-базальтах вулканов Ветровой и Эбеко (о-в Парамушир) на части тройной баричесentricкой диаграммы Srpx—Ol—Pl (в %) и положение псевдозвтектических точек и котектических линий по данным экспериментальных исследований

1 — составы минералов-вкрапленников; 2 — нормативные составы этих пород. Условные обозначения, отвечающие соотношениям вкрапленников и нормативных составов пород, соединены линиями, стрелка направлена в сторону нормативного состава породы. Q_I—Q_{IV} — доледниковые образования вулкана Ветровой, Q_{III}—Q_{IV} — голоценовые образования вулкана Эбеко. Другие условные обозначения см. рис. 8

Преобладающую массу вулканических пород вулкана Эбеко составляют андезиты (80 %), в меньшей степени — андезито-базальты и базальты. Все породы серийнопорфировые с большим количеством вкрапленников плагиоклаза орто- и клинопироксена, магнетита и оливина (в базальтах) — см. табл. 25. Основная масса состоит из тех же минералов и окисленного вулканического стекла.

Плагиоклазы преобладают в гомеогенных сростаниях, во вкрапленниках и в основной массе. Первая генерация имеет состав лабрадора An₆₅ с оторочкой более кислого состава — An₄₀. Зерна крупные, зональные, содержат вросстки клинопироксена, а в базальтах и оливина. Вторая генерация — An₄₀₋₃₅ постепенно переходит в микролиты

основной массы. Наиболее основные различия характерны для плагиоклаза гомеогенных обособлений.

Среди темноцветных минералов во всех породах преобладает клинопироксен. Состав авгита вкрапленников ($Wo_{32-36}En_{45-47}Fs_{19-21}$) — клинопироксен основной массы более железистый ($Wo_{22-26}En_{48-50}XFs_{26-28}$). Ортопироксен широко развит в андезитах, меньше в андезито-базальтах. Образует вкрапленники и очень редок в основной массе. Крупные порфировые выделения ($En_{60}Fs_{40}$) нередко окружены оторочкой из мелких зерен клинопироксена. Мелкие вкрапленники ортопироксена более железисты ($En_{54}Fs_{46}$).

Оливин редок и присутствует только в базальтах. Образует единичные кристаллы или заключен внутри зерен клинопироксена. Магнетит отмечен в виде самостоятельных вкрапленников, во включениях внутри темноцветных минералов, а также в большом количестве развит в основной массе. Вулканическое стекло сохранилось частично. В андезитах обычно встречаются крупнозернистые гомеогенные обособления кристаллов плагиоклаза, клино- и ортопироксена и магнетита при равных соотношениях светлых и темных компонентов. Судя по плагиоклазу (An_{70}), состав гомеогенных включений, видимо, более основной, чем содержащая их порода, и в общем близок составу базальтов и андезито-базальтов. Их отделение свидетельствует об одновременной кристаллизации плагиоклаза, пироксенов и магнетита на ранних этапах эволюции расплава еще в глубинных условиях. Впоследствии при перемещении расплава возник сначала парагенезис магнетит—клинопироксен (в базальтах — оливин) — плагиоклаз первой генерации, затем ортопироксен-плагиоклаз второй генерации — клинопироксен второй генерации.

По химическому составу все породы вулкана (см. табл. 19) относятся к ряду нормальной щелочности, характеризуются высокой глиноземистостью и низкими содержаниями титана. Щелочность меняется мало: от 3 до 5 % с незначительным накоплением в андезитах. Во всех породах Na_2O обычно преобладает при средних значениях $Na_2O/K_2O=1,5$ (см. рис. 22). Содержания K_2O сравнительно высоки, даже в базальтах они превышают 1 %. Темп роста железистости невелик, меняется незначительно (см. рис. 21), при ведущей роли фракционирования плагиоклаза (см. рис. 22). Распределение малых элементов закономерно изменяется в процессе эволюции (см. табл. 21). От базальтов к андезитам уменьшаются содержания элементов группы железа, увеличиваются содержания циркония, молибдена, цинка, свинца и др. Характерны сравнительно низкие отношения K/Rb , вследствие повышенной щелочности (в частности содержаний калия); очень низкие отношения Ni/Co (0,5) даже в базальтах; отношение La/Sm и распределение редкоземельных элементов (см. рис. 23) близки к средним значениям островодужных пород известково-щелочного типа, характеризуясь некоторым избытком группы легких лантаноидов и дефицитом — тяжелых (см. табл. 22).

Нормативные составы базальтов (на диаграмме $Pl-Cpx-Ol$ — см. рис. 24) локализируются в поле кристаллизации Ol , что не противоречит и петрографическим данным о ранней кристаллизации оливина. Однако, судя по соотношениям вкрапленников в базальтах, их

кристаллизация на глубине совершалась при сравнительно высоком давлении водного флюида. Формирование серии вулкана Эбеко (см. рис. 22) соответствует более зрелой стадии эволюции магматического очага по сравнению с доледниковыми образованиями вулкана Ветровой, слагающими фундамент современной постройки. Это выражается в повышении кремнекислотности верхнеплейстоценовых и голоценовых продуктов, в смене составов парагенезисов темноцветных минералов от оливин-клинопироксенового (вулкан Ветровой) к двупироксеновому (вулкан Эбеко), в эволюции состава клинопироксенов при незначительном росте железистости в породах позднего этапа, в изменении химического состава, связанного с увеличением глиноземистости пород и уменьшением общей железистости и содержания титана. Условия выплавления и кристаллизации пород разных стадий развития характеризуются сравнительно высоким $P_{H_2O} \approx 0,3$ ГПа, однако флюидный режим не был постоянным и изменялся во времени в сторону уменьшения водного давления на стадии формирования современного вулкана.

Базальт-андезито-базальтовая серия вулкана Алайд (о-в Атласова). Вулкан Алайд расположен на западном склоне Большееурильского геоантиклинального поднятия в 260 км от оси глубоководного желоба с глубиной сейсмофокального слоя под вулканом около 230 км [26]. Алайд — базальтовый стратовулкан, поднимающийся со дна Охотского моря на высоту около 3000 м. Он образует правильный усеченный лавово-пирокластический конус диаметром в надводной части около 15 км.

В вулканической постройке в возрастной последовательности А. И. Абдурахмановым в 1978 г. выделены: 1) эффузивно-пирокластические образования древнего конуса (долодниковые?), 2) базальты молодого конуса — соммы вулкана, 3) центральный, преимущественно лавовый конус, 4) побочные шлаковые и лавовые конусы и 5) пирокластические и пепловые отложения центрального конуса извержения 1981 г.

Преобладающий тип пород базальты, реже андезито-базальты. Базальты довольно однообразны (табл. 26). Выделяются два типа: 1) лейкократовые, существенно плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые и 2) меланократовые оливиновые, приближающиеся по составу к пикрит-базальтам. Лейкократовые базальты слагают реликты древней постройки, молодой конус, а также подавляющее количество побочных шлаковых конусов (прорывы Олимпийский, Такетоми, Хитрый, прорыв 1981 г. и др.). Меланократовые разности распространены в центральном конусе и эпидозически — в побочных конусах.

Лейкократовые базальты изучены наиболее полно. Для них характерны серийнопорфировые структуры и переменные соотношения вкрапленников (20—30%) при постоянном преобладании плагиоклаза. Во вкрапленниках плагиоклазы (65%) образуют две генерации состава Ap_{82-96} и Ap_{65-76} , в основной массе — Ap_{70-65} . Крупные кристаллы первой генерации зональные, содержат включения стекла и нередко корродированы. По отношению с другими минералами устанавливается их более ранняя кристаллизация.

Соотношения вкрапленников и основной массы
в базальтах вулкана Алаид (о-в Атласова)

№ обр.	Порода	Вкрапленники					Основная масса				
		Pl	OI	Cpx	Mt	Σ	Pl	OI	Cpx	Mt+стекло	Σ
C-23 C-246	OI базальты	4,3 15,1	23,5 14,2	2,3 4,3	0,5 0,6	30,6 34,2	— 45	— —	— 20	— 0,8	69,4 65,8
C-16	OI—Cpx ба- зальты	6,9	12,9	13,4	0,4	43,6	—	—	—	—	56,4
C-25 C-20/1 C-15/1	Cpx—Pl ба- зальты	18,8 10,2 15,04	2,45 0,71 0,74	0,05 3,41 1,53	0,5 0,7 0,6	21,8 15,0 17,9	53 42,1 —	— 25,2 —	16 17,1 —	9,2 0,6 —	78,2 85 82,1

Клинопироксены (10—20 %) образуют несколько генераций очень близкого состава: в гомеогенных включениях, во вкрапленниках и в основной массе. Вкрапленники имеют слабую зональность с увеличением в краевой части железистости (табл. 27). В процессе кристаллизации базальтов наблюдается определенная эволюция в составе клинопироксенов. Самые ранние выделения (в гомеогенных обособлениях) являются более магнезиальными, кальциевыми и глиноземистыми при стабильной умеренной железистости и низком содержании титана. По мере эволюции клинопироксены вкрапленников становятся менее глиноземистыми и при стабильной железистости — менее магнезиальными и менее кальциевыми. А в основной массе в клинопироксене растут содержания титана, железа при относительно стабильных содержаниях магния и кальция. Во вкрапленниках он содержит включения оливина, рудного минерала, редко плагиоклаза.

Оливин присутствует в переменных количествах (не $> 1-2\%$). По составу довольно однороден (Fe_{34-25}), лишь незначительное увеличение железистости наблюдается в микролитах основной массы (табл. 28). Зональность обычно отсутствует.

Титаномагнетит образует включения во всех породообразующих минералах и присутствует в основной массе пород. Состав однороден — бесхромистый титаномагнетит с $F=76-81\%$ (табл. 29).

Основная масса характеризуется минеральной ассоциацией, близкой к составу вкрапленников, и представлена парагенезисом $Fe_{34-33} + Cpx_{29-38} + An_{69-75} + TiMt$ в стекле трахиандезитового состава $SiO_2=56,8\%$, $Al_2O_3=17,6\%$, $FeO=9,9\%$, $CaO=5\%$, $Na_2O=4,8\%$, $K_2O=3,3\%$. Характерны структуры: интерсертальная, микроклиновья, гялопилитовая, реже пилотакситовая. Взаимоотношения минералов указывают на раннюю кристаллизацию вкрапленников и пла-

Химический состав клинопироксенов в базальтах вулкана Алайд*

Порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ FeO	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	Примечание
Меланократовые базальты*	С-23	48,4	1,60	6,7	6,2	12,8	22,1	0,3	—	Вкрапленники
Промежуточные базальты*	С-16	52,10	0,79	3,1	8,53	13,62	19,44	0,23	—	Вкрапленники
Лейкократовые базальты	С-18	51,54	0,83	3,63	8,28	13,72	19,65	0,35	0,39	Вкрапленники
	То же	51,34	0,79	3,74	8,56	13,54	19,52	0,32	0,38	То же
	"	50,25	1,22	4,47	8,53	13,02	19,54	0,30	0,35	«
	"	51,60	0,82	3,47	8,06	12,45	18,35	0,34	0,38	«
	"	50,50	1,01	4,37	7,98	12,32	19,13	0,35	0,41	«
	Центральный прорыв**	50,61	0,53	3,40	7,82	16,03	20,31	0,21	—	Вкрапленники
		48,00	1,03	6,05	8,98	14,53	20,43	0,19	—	То же
		50,34	0,50	9,23	7,78	15,97	21,59	0,18	—	Центр } Вкрапленники Край } гомеогенные } включения
		47,48	0,99	5,61	8,74	14,53	21,68	0,17	—	
	48,11	1,32	4,98	10,19	14,01	20,15	—	—	Микролит из основной массы	

* Анализы выполнены В. Таскаевым на ИХА-5А в ДВГИ АН СССР.

** Результаты извержения 1981 г. (по данным Г. Б. Флерова и др., 1981 г.).

гиоклаза с титаномагнетитом. Та же последовательность сохраняется и при кристаллизации основной массы.

Меланократовые базальты отличаются значительным объемом вкрапленников (30—40%). В их парагенезисах существенно преобладает оливин при отсутствии или резко подчиненном значении основного плагиоклаза, клинопироксена и рудного материала (см. табл. 26).

Оливин (до 25%) отмечен в гомеогенных включениях совместно с рудным минералом, реже с плагиоклазом; во вкрапленниках и в основной массе. По составу он в целом более магнезиален, чем оливин лейкократовых разностей. Как и в лейкобазальтах, железистость растет по направлению к краевым частям зерен от Fe_{23-13} до Fe_{35-23} (см. табл. 28).

Химический состав оливинов в базальтах вулкана Алайд

Порода	№ обр.	SiO ₂	MgO	CaO	Σ FeO	Cr ₂ O ₃	MnO	Примечание	Средние составы	
Меланократовые базальты	С-23	42,6	44,3	0,3	11,8	0,3	0,2	Вкрапленники	Центр Край То же	Fo ₇₆₋₈₇ Fa ₂₄₋₁₃ Ц Fo ₆₅₋₇₇ Fa ₃₅₋₂₃ КР
		42,0	42,6	0,3	14,7	0,4	—			
		43,4	42,0	0,4	13,6	0,5	0,2			
		40,6	42,1	0,3	13,5	2,6	0,4		Центр То же Край То же Центр Край	
		41,9	43,8	0,4	13,4	0,4	—			
		40,8	38,6	0,6	19,9	—	0,4			
		41,3	43,5	0,3	14,0	—	0,4			
		42,1	44,5	0,4	12,3	0,4	0,3			
		41,2	42,0	0,2	16,4	0,1	—			
		37,18	37,69	0,21	23,84	—	0,40			
37,01	38,94	0,23	23,82	—	0,40					
38,34	36,44	0,26	25,12	—	—					
36,69	32,98	0,39	29,95	—	0,68	Микролиты основной массы				

* Данные Г. Б. Флерова и др. (1982 г.).

Плагноклаз присутствует в переменных количествах преимущественно в основной массе, меньше, чем во вкрапленниках. Состав его стабилен и мало отличен от лейкократовых базальтов. Во вкрапленниках Ap_{90-85} в основной массе — Ap_{65-70} . Срастаний с оливином не образует и кристаллизовался, видимо, позднее.

Клинопироксен находится в резко подчиненном количестве. Состав его стабилен (см. табл. 27).

Рудные минералы распространены широко. По составу подразделяются на хромпикотиты и титаномagnetиты. Хромпикотит типичен для высокомагнезиальных базальтов, где образует включения в оливине и входит в состав гомеогенных обособлений. Он отличается низкими значениями титана, относительно низкой железистостью и высокой глиноземистостью (см. табл. 29). Хромистые и бесхромистые титаномagnetиты с переменным содержанием хрома встречаются в виде вкрапленников и в основной массе. Они характеризуются сравнительно низким содержанием глинозема. Обычно такие разновидности характерны для заключительных стадий кристаллизации базальтового расплава. По своему химическому составу они очень близки к титаномagnetитам лейкократовых базальтов.

Как следует из анализа состава включений и гомеогенных обособлений, в меланократовых базальтах наиболее ранняя и наиболее

Химический состав шпинелидов и титаномагнетитов в базальтах вулкана Алайд

Порода	Форма включения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ FeO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	MnO	Минералы
Меланократовые (С-23) базальты	Включения в оливине	25,0	0,7	14,1	23,6	25,0	0,2	22,2		Хромпикотит
	То же	26,2	0,7	15,0	24,2	24,5	0,15	27,1		То же
Лейкократовые базальты*	Включения в оливине	—	6,05	7,87	78,38	5,06	—	—	0,27	Бесхромистый титаномагнетит
	Включения в плагиоклазе	—	6,11	7,67	81,06	4,72	—	—	0,23	
	Включения в клинопироксене	—	7,28	7,57	76,85	4,18	—	1,21	0,29	
	Включения в основной массе	—	6,42	7,60	80,45	4,80	—	—	0,20	

* Данные Г. Б. Флерова и др. (1982 г.).

высокотемпературная субликвидусная фаза представлена оливинном и хромпикотитом. Температуры ликвидуса, определенные по плагиоклазовому термометру А. М. Кудо и Д. Ф. Вейла (1968 г.) и по оливинному термометру Л. Л. Перчука (1978 г.), соответствуют для меланократовых базальтов 1340 °С, а для лейкократовых 1150—1200 °С. Учитывая данные по температурам кристаллизации t_0 на начальных стадиях кристаллизации оценивается в пределах 10^{-6} — 10^{-7} . В ходе дальнейшей кристаллизации высокомагнезильного расплава происходит инверсия составов хромпикотитов с переходом в фазу бесхромистого титаномагнетита, которая фиксируется в парагенезисе основной массы, состоящей из более железистого оливина и клинопироксена, что указывает на существенное окисление системы, т. е. высокомагнезильные базальты по сравнению с лейкократовыми разностями отличаются более высоким потенциалом кислорода.

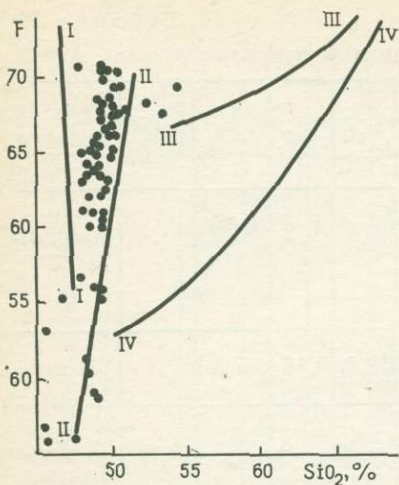
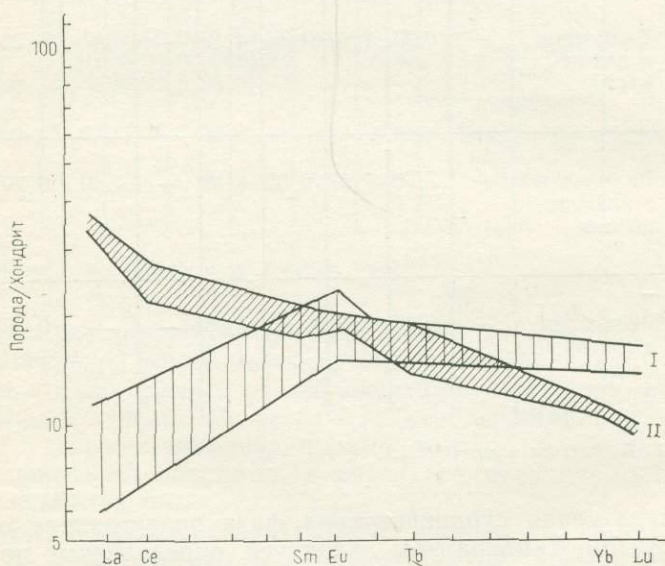


Рис. 25. Зависимость коэффициента фракционирования (F) от содержания кремнезема в базальтах вулкана Алаид

Линии дифференциации: I — Скеергарда, II — толетовой серии, III — андезитовой серии, IV — известково-щелочной серии Каскадных гор

Рис. 26. Содержания редких земель, нормализованные по хондриту, в базальтах вулкана Алаид

I — океанические толенты, II — поле базальтов Алаида (нижняя линия — меланократовые базальты, верхняя линия — лейкократовые базальты)



Породы вулкана Алаид характеризуются повышенной щелочностью, высоким содержанием глинозема и низким содержанием титана. По суммарному содержанию щелочей они отличаются от базальтов Главной зоны Курильских островов, превышая их почти в два раза (см. рис. 20). Протяженность этого ряда по кремнекислотности весьма незначительна (до 52,5 % кремнезема), продукты среднего и кислого состава отсутствуют (см. табл. 19). Темп роста железистости высок (рис. 25).

Лейкократовые базальты характеризуются высокими содержаниями глинозема (18—21,5 %), калия (до 2,2 %) и низкими значениями титана (0,7 %). Базальты этого типа содержат в среднем около

68,3 % нормативного плагиоклаза, отвечающего составу Ap_{51-52} , 11,3 % клинопироксена и 12,1 % оливина. Они имеют максимально высокую железистость при низких значениях магния.

Меланократовые базальты выделяются аномально высокими значениями MgO (12,5 %), бедны глиноземом (15—16 %), титаном (0,4—0,5 %) и кремнеземом (45,5 %). Содержания калия понижены по сравнению с лейкократовыми базальтами, хотя и остаются высокими (1,35 %). Этот тип базальтов отличается наиболее низким коэффициентом железистости. В их нормативном составе отмечаются пониженные значения плагиоклаза (50,8 %), по содержанию анортита не отличающегося от глиноземистых базальтов. Существенные колебания отмечаются в концентрациях никеля и хрома, возрастающих в базальтах высокой магнезиальности на порядок и выше. Их значения существенно превышают содержания Ni и Cr не только в лейкократовых разностях Алаида, но и в островодужных базальтах вообще. Высокомагнезиальным базальтам Алаида свойственны и несколько повышенные (в 1,5 раза) содержания кобальта, ванадия, скандия, стронция, а также высокие отношения $Ni/Co=4,8$, что характерно для более глубинных магм. Повышенные значения характерны и для меди. Содержания Rb и K незначительно уменьшаются в высокомагнезиальных базальтах, хотя в целом все базальты Алаида близки между собой. Однако значение K/Rb в породах Алаида в целом более низкое (<500), чем в базальтах островных дуг вообще. Уменьшение этого отношения объясняется высокой щелочностью расплава. Можно также предположить большую глубинность (и соответственно другой источник калиевой фазы) по сравнению с большинством базальтов островных дуг.

Редкоземельные элементы ряда лантаноидов (см. табл. 22) в базальтах Алаида содержатся в количествах, близких средним значениям островодужных пород известково-щелочного типа, которые характеризуются избытком группы легких лантаноидов и некоторым дефицитом тяжелых (см. рис. 23; рис. 26). При общем увеличении содержания легких лантаноидов особенно богаты ими глиноземистые разности. Эти особенности определяются высоким содержанием плагиоклазов — носителей легких редкоземельных элементов. В оливиновых высокомагнезиальных базальтах небольшой объем плагиоклаза резко снижает долю легких лантаноидов, но повышается объем средних и тяжелых, концентраторами которых являются оливин и клинопироксены. Наблюдаемая довольно резкая аномалия европия в магнезиальных базальтах связана, вероятно, с покислением в них плагиоклаза. С другой стороны, некоторое понижение щелочности и низкое содержание летучих в магнезиальных базальтах сказывается на снижении содержания в них редкоземельных элементов.

Базальты вулкана Алаид обладают высокоокисленной флюидной фазой, в составе которой существенно преобладают (табл. 30) вода и углекислота. Эти компоненты, как показал кластерный анализ, образуют положительную корреляционную связь друг с другом, подчеркивая тем самым высокую степень окисленности флюидной фазы в целом. H_2 , CO , CH_4 характеризуют реликтовую часть исходного флюида, который очень слабо связан с его окисленной частью. Это

Содержание флюидных компонентов в базальтах вулкана Алаид

Порода	№ обр.	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	Сумма газов	
Базальты	Высокомagneзиальные	C-24a	3,67	0,59	0,042	0,005	0,67	0,11	0,874
		C-24b	1,83	0,14	0,02	—	0,005	—	0,165
	Промежуточные	C-16	0,44	0,12	0,04	Следы	0,12	0,04	0,32
	Глиноземистые	C-15/2	1,99	1,27	0,04	0,005	Следы	0,037	1,355
		C-20/2	0,72	0,15	0,098	0,007	0,14	0,05	0,442
		C-25/2	13,0	0,43	0,15	0,013	0,17	0,06	0,823
		C-27/в	1,31	0,23	0,028	Следы	—	0,2	0,458

Продолжение табл. 30

Порода	№ обр.	H ₂ O+ газы	CO/CO ₂	H ₂ /H ₂ O	$\frac{CO+CH_4+H_2}{CO_2+H_2O}$	ΣH	ΣC	
Базальты	Высокомagneзиальные	C-24a	4,484	0,07	0,18	0,026	3,74	0,64
		C-24b	1,995	0,14	0,003	0,0065	1,835	0,16
	Промежуточные	C-16	0,74	0,33	0,27	0,36	0,56	0,16
	Глиноземистые	C-15/2	3,342	0,33	—	0,014	1,99	1,305
		C-20/2	1,165	0,147	0,101	0,28	0,86	0,255
		C-25/2	13,823	0,35	0,013	0,025	13,17	0,58
		C-27/в	1,768	0,12	—	0,018	1,31	0,258

Примечание: C-24a — мыс Лава, C-24b — мыс Лава, C-16 — лавовый поток центрального конуса (южный склон), C-15/2 — мыс Девятка, C-20/2 — мыс Пологий, C-25/2 — мыс Сиандром, C-27/в — мыс Такетоми.

подтверждается и составом газовых фумарол, обогащенных восстановленными компонентами в высокотемпературных пробах (CO, CH₄, H₂).

На генетическую общность всех пород указывает прежде всего наличие единого центра извержения. Все породы, как лейкократовые, так и меланократовые, обладают сходными парагенезисами, различающимися преимущественно количественными соотношениями минера-

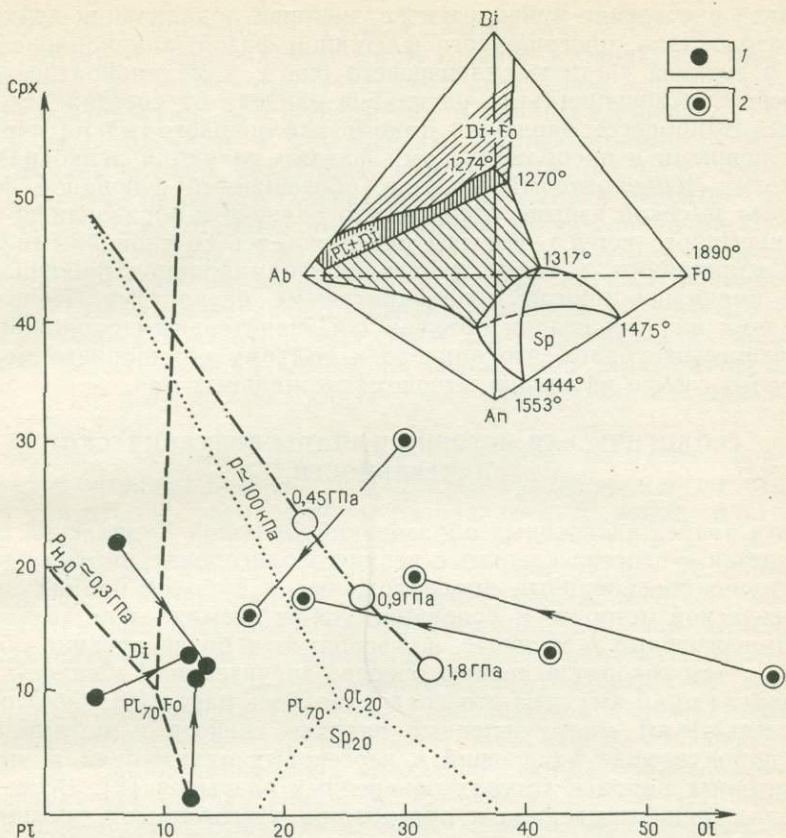


Рис. 27. Нормативные составы и соотношения вкрапленников оливина — клинопи-
роксена и плагиоклаза в базальтах вулкана Алайд на части тройной барцентриче-
ской диаграммы Cpx—Ol—Pl (в %) и положение псевдоэвтектических точек и
котектических линий по данным экспериментальных исследований

1 — лейкократовые базальты; 2 — меланократовые базальты. Условные обозначения, отвечающие
соотношениям вкрапленников и составов пород, соединены линиями, стрелка направлена в сто-
рону нормативного состава породы, другие — см. рис. 8

лов, и в меньшей степени составом минеральных фаз (умеренно же-
лезистые темноцветные минералы и высокоосновные плагиоклазы).
Нормативный состав оливиновых базальтов (рис. 27) близок к эв-
тектике при $P_{\text{общ}}=0,9$ ГПа, а лейкократовые глиноземистые базаль-
ты локализируются в поле плагиоклаза, что свидетельствует об их
кристаллизации при относительно более высоких давлениях воды
около 0,1—0,2 ГПа. Подобное различие можно объяснить (в отличие
от кристаллизационной дифференциации в чистом виде) другим ме-
ханизмом, а именно — флюидным воздействием на магму, стимули-
рующем расслоение ее на стадии формирования периферического
магматического очага. Состав исходного расплава при этом, видимо,
близок к базальтам промежуточного типа.

Такое расслоение приводит к дальнейшей локализации лейкократового расплава, обогащенного флюидной фазой, как наиболее легкого, в верхней части магматического очага, а меланократового — в нижней. Соотношения этих расплавов зависят от состава исходной магмы. В процессе эволюции такого расслоенного магматического очага первыми и преобладающими фазами являются лейкократовые базальты. Лейкократовый расплав, обогащенный флюидной фазой, обладает высокой взрывной силой, что привело к образованию крупного насынного конуса. Взрывы перемежались со спокойными лавовыми излияниями, которые на стадии формирования побочных конусов сменялись иногда меланократовыми базальтами. Появление последних на этой стадии объясняется значительным опорожнением магматического очага, что привело к подъему его нижнего меланократового слоя и излиянию высокомагнезиальных лав.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ЭТАПЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Хотя разрез наслоенных образований Большой Курильской гряды начинается с неогена (вернее с верхнего олигоцена), можно сделать достаточно обоснованные предположения и о более ранних этапах геологической истории. В основании гряды возможны не только палеоген-неогеновые и меловые, но, вероятно и более древние образования, о чем говорит в первую очередь значительная мощность земной коры (до 40 км), чем это предполагалось ранее [9]. Об этом же свидетельствуют многочисленные находки гнейсов и метаморфических пород в виде включений в неогеновых отложениях и выходы аналогичных пород в уступах поперечных разрывов [2]. Вследствие преобладающей тенденции к прогибанию в неогене эти древние образования погружены значительно глубже, чем в зоне Малой Курильской гряды. Вообще же Большая и Малая Курильские гряды формировались, по-видимому, сопряженно противоположно: когда на одной из них преобладал режим геосинклинали, в зоне другой гряды господствовало опускание. Это следует из чередования типов формаций в конкретных островных дугах, в частности в Курильской двойной дуге, и соответствует общей историко-геологической закономерности развития подвижных линейных поясов.

Особенно многочисленны доказательства наличия коры континентального типа в пределах о-ва Кунашир, где в лавах четвертичных вулканов и в осадочных породах более часто встречаются включения кристаллических сланцев и других метаморфических пород, гранито-гнейсов и гранитов, которые являются свидетельством существования в фундаменте острова геосинклинальных образований, аналогичных таковым Японии, т. е. разнообразным фанерозойским, а возможно и докембрийским комплексам [30]. Это подтверждается и широким развитием известково-щелочных серий с средними и кислыми породами, неизвестными в океанских структурах. Сходство со строением земной коры Японии устанавливается и геофизическими методами [9], с помощью применения которых под о-вом Кунашир прослежены главные комплексы геосинклинального разреза о-ва Хоккайдо

(пояса Хидака). Формационный и вещественный состав о-вов Парамушир и Шумшу, кристаллические включения в лавах, туфах и осадочных породах, германотипная складчатость указывают на существование континентального фундамента и на этих островах. По аналогии с палеозойскими и мезозойскими образованиями Камчатки, продолжением которой являются эти острова, он, очевидно, формировался в течение не одного геосинклинального цикла развития.

Отсутствие палеогенных отложений на значительной части Восточного Хоккайдо (исключая восточную зону Немуро) и несогласное залегание формации «зеленых туфов» Японии на нижележащих отложениях [37], представляющих основание нового неогенового этапа «островодужного» развития, заставляет предполагать и на о-ве Кунашир, а возможно и на всей Курильской гряде, палеогенового перерыва, с которым связана перестройка структурного плана и, вероятно, складчатость.

Поскольку основные этапы геологического развития крайних, фланговых островов Большой Курильской гряды во многом сходны, можно считать, что эти острова развивались с конца олигоцена сходно. Формирование неоген-четвертичных отложений не было непрерывным: в их разрезе устанавливаются два этапа — миоцен-позднеплиоценовый и раннеплейстоцен-голоценовый, в свою очередь они разделяются кратковременными перерывами различной длительности. Наиболее крупный перерыв и повсеместно фиксирующееся угловое несогласие (местами незначительное) отмечаются на границе складчатых миоценовых (включая и верхнеплиоценовые) и нижнеплейстоцен-голоценовых образований. С этим перерывом связана обширная денудация миоценовых отложений, формирование абразионной поверхности выравнивания, на которой в позднем (?) плиоцене (?) и плейстоцене отложились платобазальты и сформировались четвертичные вулканы. Длительность перерыва была не столь велика, однако за это время не только произошла эрозия, но и образовались морские террасы нескольких уровней.

Собственно неогеновый этап начинается кунаширской свитой на о-ве Кунашир и васильевской на о-ве Парамушир и о-ве Шумшу, сходными в формационном отношении, — они отнесены к непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации, неполной мощностью до 1000 м, в основном раннемиоценового, возможно и позднеолигоценового возраста. Довольно широкое развитие пород кислого состава, участие мелководно-морских и, возможно, наземных коллювиальных отложений, указывает на мелководно-морские и частично субаэральные, в целом — островные условия. Вулканический этап заканчивается повсеместным проявлением интрузивного магматизма — формированием субвулканических и интрузивных тел (плаггиограниты). — и пропилитизацией, что позволяет идентифицировать эту формацию с формацией «зеленых туфов» Японии. Типы вулканических и осадочных пород и палеогеографические условия формирования свидетельствуют о существовании на месте гряды, в особенности в ее обрамлении (например, в зоне Малой Курильской гряды), в начале миоцена и, возможно, еще и в олигоцене вулканической цепи островов. Несмотря на это, область Большой Курильской

гряды испытывала в основном прогибание, о чем свидетельствуют большие мощности формаций, так же как и формирование в непосредственно сменяющем этапе глубоководной флишевой по составу вулканито-граувакковой кремневой формации — флишевой свиты на о-ве Кунашир и шумновской на островах Парамушир и Шумшу, в основном среднемиоценового возраста, формационно и по многим особенностям неотличимых друг от друга. Следовательно, в обширной и довольно гетерогенной области на протяжении более двух десятков миллионов лет сохранялись весьма сходные палеотектонические и палеогеографические условия, а именно глубокие, вероятно, линейные флишевые прогибы, обрамленные кордильерами с проявлением умеренного или слабого вулканизма, поставившего материал для маломощных прослоев, преимущественно кислых туфов. Основной же обломочный материал происходил из подстилающей нижнемиоценовой формации и из более древних вулканогенно-осадочных формаций, в котором тонул материал метаморфических пород фундамента. Сходство всех флишевых формаций — наличие гравитационных коллювиальных отложений, большинство из которых являются сейсмическими образованиями. Это свидетельствует об активном тектоническом режиме, расчлененности подводного и надводного рельефа, существовании крутых склонов и присклоновом положении флиша в регионе.

Тенденция прогибания и глубоководные впадины сохраняются в северном звене гряды и в позднем миоцене — раннем плиоцене, когда сформировалась округловская свита (до 800 м) — диатомитово-флишевая апикальная формация. Грубый гранулометрический состав, наличие углистых прослоев и андезитовых лав указывают на нередко достигавшуюся компенсацию прогибания осадконакоплением или уменьшение глубин. Это подтверждается и возникновением в следующем этапе островного режима и мелководных условий. Довольно большое участие в формации перемытых светло-серых пемзовых и пепло-туфовых обломков указывает на проявление незначительного синхронного кислого и среднего наземного вулканизма в северном звене Большой Курильской гряды. В южном же секторе он имел большие масштабы и привел к формированию андезит-дацит-риолитовой, существенно пемзовой алексинской свиты (до 1200 м). Участие в ней пемзовых туфов и игнимбритов, ограниченное развитие чисто осадочных (экзогенно-осадочных) отложений свидетельствуют о существовании наземных условий. Накопление суперкрупных вулканитов сопровождалось и заканчивалось поднятием, слабой складчатостью, оживлением разломов и внедрением субвулканических и экструзивных тел вязкой магмы средне-кислого состава, плагиогранитных интрузий и зеленокаменным изменением (пропилитизацией), причем не только на юге, но и в северном звене, хотя и менее интенсивно. Таким образом, по типу геотектонических и тектонической обстановке миоценовый — раннеплиоценовый этап отвечает зрелой стадии развития эвгеосинклинали, когда обычны геоантеклиналы и флишевые, постепенно отмирающие прогибы.

Наступившая стабилизация, а также поднятие и денудация в среднем плиоцене были непродолжительными. Новая фаза растяже-

ния, глубоких расколов и вулканизма в конце среднего и в позднем плиоцене выразилась формированием головнинской (450 м) на о-ве Кунашир и океанской (750 м) свит на о-ве Парамушир — базальт-андезито-базальтовой формации, с более мощным вулканизмом на севере, слабым несогласием залегающих на нижележащих образованиях. Потоки лав чередуются с туфами и экзокластическими породами, нередко, представленными грубыми, блоковыми хаотическими накоплениями материала катастрофических обрушений, которые документируют интенсивность и быстроту тектонических движений, означающих начало нового этапа островодужного развития региона. Они сменились более спокойными излияниями платоэффузивов, которым предшествовало образование относительно выровненной поверхности и залегающих местами с четким угловым несогласием (о-в Парамушир).

Продолжающиеся дифференциальные тектонические движения и воздымания довольно обширных участков островов в конце плейстоцена привели к оформлению Большой островной гряды в виде поднятия, морфологически близкого к современному. На неровном фундаменте деформированных плато возникли четвертичные вулканы. Тот факт, что даже в пределах одного острова, например Кунашира, формационным анализом обнаруживаются определенные различия в истории его развития, свидетельствует о глыбовом строении фундамента. На о-ве Кунашир самостоятельно и в определенной степени различно развивались северный и южный блоки, разделенные субширотным разрывом, сохраняя базальтовый профиль на севере (вулкан Тятя), в противоположность дифференцированному вулканизму его южной части. Четвертичные вулканогенные формации находятся в процессе их становления и не имеют еще своего геологического завершения. Они могут рассматриваться или как две самостоятельные синхронные формации — базальт-андезито-базальтовая и базальт-андезит-дацитовая — или скорее как единая дифференцированная базальт-андезит-дацитовая формация, включающая почти весь спектр химических типов эффузивов известково-щелочного ряда.

Несколько отлично от блоков, расположенных на северном и южном флангах дуги, развивался блок центральной зоны Курильских островов. При большом сходстве нижнемиоценового разреза всех островов дуги общая мощность палеоген(?)—неогеновых вулканогенно-осадочных толщ в центральной зоне Курильских островов резко сокращена (1,5—2 км) вместо (3,5—5 км на юге и 7—7,5 км на севере), что, по мнению К. Ф. Сергеева [26], связано с наличием крупного стратиграфического перерыва с конца раннего миоцена до середины плиоцена. Вулканизм же островодужного плиоцен-четвертичного этапа тождествен вулканизму южного и северного блоков дуги. Это послужило основой для предположения о сходном характере коры под всеми Курильскими островами в течение неогенового и четвертичного этапа, а уменьшение мощности коры считать связанным с недавним воздыманием поверхности Мохоровичича [26].

Итак, в неоген-четвертичное время на Большой Курильской гряде выделяются три этапа проявления вулканизма, разделенные флишевым осадконакоплением и перерывами. Два из них относятся к

неогену, последний — к раннеплейстоцен-голоценовому времени. Наиболее ранний этап был развит повсеместно и носил известково-щелочной характер, с подчиненным развитием толеитового вулканизма (кунаширский комплекс о-ва Кунашир, васильевский о-ва Парамушир, симуширский о-ва Симушир, урупский, тетяевский о-ва Уруп) [22, 26 и др.]. Продукты этого этапа отличались существенно натриевым характером вулканизма, что особенно четко проявлено на о-ве Кунашир. Второй этап вулканизма также носил известково-щелочной характер, но отличался большим развитием кислых пород и не сопровождался столь интенсивным метаморфизмом. Он был широко проявлен на южном фланге гряды (алехинская формация о-ва Кунашир и кислые туфы и пемзовые брекчии лопуховской свиты о-ва Уруп). На севере гряды этот этап проявлен очень слабо (прослойки кислых туфов и эффузивов в округловском комплексе о-ва Парамушир) и, вероятно, полностью отсутствует на средних островах. Петрохимически эволюция выражается в более калиевом характере эффузивов.

Последний, позднемиоцен-плиоценовый этап завершается взрывным вулканизмом базальт-андезито-базальтового состава (океанский комплекс о-ва Парамушир, головнинский комплекс о-ва Кунашир, натальинский комплекс о-ва Уруп, Олений — о-ва Симушир), сменяясь затем платобазальтами и современными вулканическими постройками, извергающими как недифференцированные базальтовые, так и дифференцированные вулканические продукты, преимущественно известково-щелочного характера. Лишь в так называемой западной зоне Курильской гряды встречаются одиночные вулканы с субщелочным составом продуктов вулканизма (вулкан Алайд). При всем разнообразии вулканических серий современных вулканов (так, вулканы северного фланга гряды более калиевые и более богаты щелочами, чем южные) вулканы современных вулканов, будучи близкими к неогеновым по химическому составу, отличаются от них более высоким содержанием глинозема и статистически более низким — щелочей.

ВНУТРЕННИЙ ХРЕБЕТ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (КОМАНДОРСКИЕ ОСТРОВА)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ

Командорские острова — Беринга и Медный — вершины крупного Командорского массива, относящегося к внутреннему хребту Алеутской дуги. Внешний хребет дуги, развитый в ее восточной части, выклинивается на запад, не достигая Командорского массива.

Над уровнем моря экспонированы лишь кайнозойские образования, стратиграфия которых остается во многом неразработанной. Самой первой была схема И. Морозевича (1925 г.), которая уточнялась и менялась последующими исследованиями [10, 26, 35], а также схемы Ю. В. Жегалова (1964 г.), А. В. Горячева (1966 г.), М. Н. Шапиро (1976 г.). Предлагаемая схема расчленения во многом сходна со схемой И. Морозевича. Она основана на более четкой

последовательности напластования о-ва Медного, в северо-западной части которого в моноклинальном залегании можно увидеть непрерывный разрез палеогена и нижнего миоцена. Среднее падение слоев на юго-запад под углами 25—40° свидетельствует о простой в целом тектонической структуре острова, кайнозойские отложения которого практически не испытали складчатости сжатия. На о-ве Беринга залегание еще более пологое (не круче 10—15°), часто горизонтальное, выдающее блоковый, германотипный тип дислокаций. Господствующее простирание слоев северо-западное, направленное косо к простиранию островов и к дуге в целом. Строение островов во многом повторяет и отчасти дополняет друг друга. Общие элементы их разреза практически не отличимы, что указывает на их фациальную выдержанность и на региональность стратиграфических единиц и является косвенным свидетельством палеопростираций бассейна седиментации. Образования надводной части островов подразделяются на два крупных комплекса: 1) нижний (палеоцен?—нижний миоцен), слагающий цоколь островов, и 2) верхний (средний миоцен—плиоцен), практически недислоцированный. По формационному различию и заметному несогласию нижний комплекс расчленяется на две серии: нижнюю, преобразженскую ($P_3^?$ — P_{2pr}) существенно вулканитовую, развитую в северо-западной части о-ва Медного, и верхнюю, авулканическую, широко распространенную на обоих островах — беринговскую (P_{2-3} — N_1^{1br}). Преобразженская серия объединяет две свиты: медновскую ($P_1^{3?}$ — P_2^{1md}), видимой мощностью до 600 м, и жировскую (P_{2jr}), мощностью не менее 600 м. Беринговская серия объединяет мощные флишевые толщи, которые расчленяются на два микроциклита, принятые за свиты: водораздельную (P_{2-3vd}) мощностью 1050—1250 м и подутесную (P_3 — N_1^{2pd}) мощностью 600—650 м. Верхний комплекс образует серию, которую мы называем алеутской (N_1^2 — N_{2al}). Это в основном субаэральные островные вулканиты, расчленяющиеся на две свиты: юшинскую (N_1^{2ysh}) неполной мощностью 550 м и водопадскую (N_{2vd}) мощностью до 400 м. Более молодыми являются четвертичные отложения речных и морских террас, озерные и болотные, а также коллювиальные, элювиальные и биогенные (торфяники) накопления (рис. 28).

Преобразженская серия ($P_1^{3?}$ — P_{2pr}) залегает в основании видимого разреза Командорских островов. Объем серии отвечает преобразженской свите [35]. Она существенно вулканитовая, что придает ей историко-геологическое единство, на фоне которого выступает неоднородность, позволяющая расчленить ее на две самостоятельные свиты: медновскую и жировскую.

Медновская свита ($P_1^{3?}$ — P_2^{1md}) — светло-зеленая и светло-серая, контрастно выделяющаяся толща риолитов, риодацитов, игнимбритов, кислых и средних туфов (нижняя подсвита), подчиненных кислых гипабиссальных тел и четко циклитовых продуктов их перемыва (верхняя подсвита). Обнаженная часть, мощностью в 600—700 м, неполная, так как нижние члены разреза скрыты под водой, а верхние — срезаны несогласно залегающей жировской свитой. В ней вулканические породы слагают 73 %, из них 53 % приходится на долю кислых пород. Из осадочных пород 17 % — грубо-

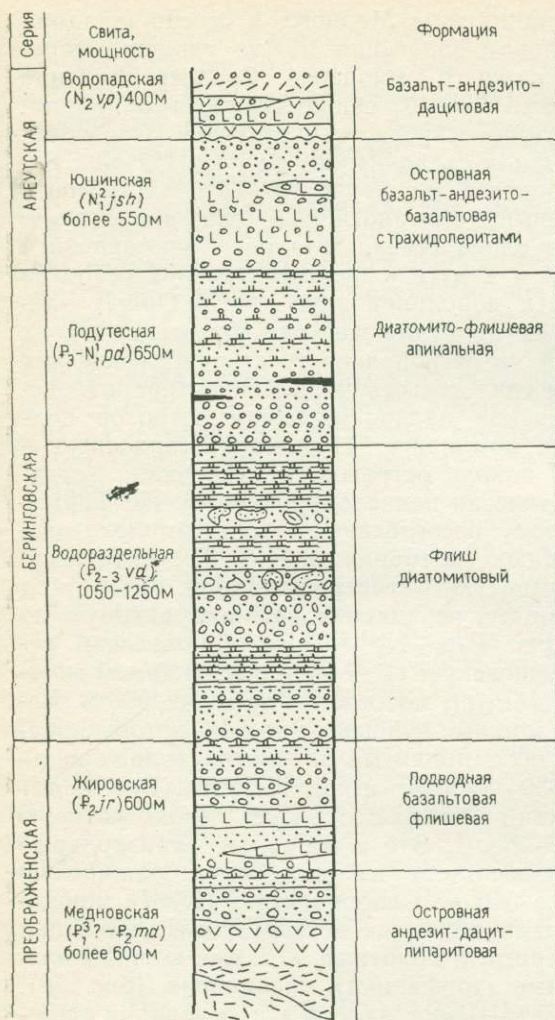


Рис. 28. Стратиграфический разрез Командорских островов. Условные обозначения см. рис. 3

кослонстыми песчано-силицитовыми верхами. Состав обломков (до 5 м) пестрый: помимо пород нижней подсвиты многочисленны андезиты другого облика, андезито-базальты и единичные базальты, яшмы, кремни, фтаниты, кварциты, аркозовые песчаники, габброиды. Сортировка и слоистость в брекчиях отсутствуют, обилен песчаный заполнитель, что указывает на спазматичность их образования, и позволяет относить к обвальным и осыпным отложениям. Песчаники и алевролиты зеленые, моно- и поливулканитовые, аналогичные по составу брекчиям, с тонкой горизонтальной ламинарной, конволютной слоистостью, с сингенетическими оползневыми складками.

обломочные и лишь 10 % — песчаники, алевролиты и силициты. Коэффициент эксплозивности для кислых эффузивов равен 41 %. Свита выходит на поверхность лишь на беринговоморском побережье северо-западной оконечности о-ва Медного. Она отвечает «риолитам» И. Морозевича, нижней толще преображенской свиты [35] и медновскому комплексу М. И. Стрельцова, что позволило использовать это название и для свиты.

Нижняя подсвита представлена преимущественно эффузивами, фациально изменчива, потоки испытывают местные раздувы, выклиниваются, приспособляясь к неровному вулканическому рельефу, и изгибаются экстрюзиями.

Верхняя подсвита (свыше 200 м), наиболее полно обнаженная по берегам бухты Преображенской, практически чисто осадочная, четко слоистая с крупной и средней цикличностью. Циклиты градационные, с брекчиями и конгломератами в основании и тон-

Силициты зеленые и красные, яшмовидные, засоренные тонким обломочным, вероятно пепловым материалом, который маскирует халцедоновый состав и придает землистость. Тонкие циклиты — турбидиты и отложения песчаных потоков, а силицитовые прослои — смешанные по генезису биогенно-хемогенные и отчасти механогенные отложения. В верхней подсвите встречены два пласта (5—10 м) риолитов и тонкие прослои кислых пепловых туфов, перерожденных в силицитовую породу типа порцелланиита.

Возраст свиты обоснован недостаточно. Абсолютный возраст, определявшийся калий-аргоновым методом по риолитам о-ва Медного — от 28+4 до 35+4 млн. лет [15], соответствует низам олигоцена и эоцену и является, вероятно, завышенным. По базальтам п-овов Атту, Агатту, Амчитка, Алак, Илак, Уналашка указывается возраст в 26—42 млн. лет. Большая цифра, возможно, более правильная.

Петрографический и генетический состав свиты позволяет отнести ее к островной эффузивной известково-щелочной, андезито-дациториолитовой формации с коллювиальными осадочными членами, с подчиненными базальтами и андезито-базальтами в основании. Сочетание субаэральных извержений с подводными условиями образования большинства осадочных пород говорит об островной и прибрежно-морской склоновой обстановке формирования и о резко расчлененном наземном и подводном рельефе.

Жировская свита (P_{2jr}) — вулканогенно-осадочная формация, в основном представляющая собой грубый и среднециклитовый кластогенный флиш с подчиненными (20—30 %) толеитовыми шаровыми базальтами. Снизу и сверху свита ограничена поверхностями углового несогласия, и поэтому ее мощность (600 м) является неполной. Основная часть свиты выходит по берегам бухты Жировой и бухты Благодарной. Здесь обнажается до 400 м шаровых базальтов с прослоями их лавовых брекчий, лавокластитов и гиалокластитов и турбидитовыми отложениями. К бухте Преображенской потоки сокращаются в мощности и выклиниваются, постепенно переходя в лавокластиты, сначала моновулканитовые, базальтовые, дальше от фронта потока все более смешанные. К ним примешиваются риодациты и андезиты из подстилающей медновской свиты, что указывает на существование крутых склонов и на несогласный характер залегания жировской свиты. Межшаровое заполнение, помимо глинистых осадков и наряду с гидротермальными выделениями кремнезема, хлорита, цеолитов и альбита, содержит и кремневый, а также и известковый пелитоморфный, в основном планктоногенный материал. В лавокластитах обычны фрагменты подушек размером до 0,5 м и более мелкий, гиалокластитовый материал, образующий также самостоятельные слои и часто глинизированный.

В верхней части свиты, несогласно перекрытой водораздельной, господствуют грубо-, крупно- и среднециклитовые турбидиты, сходные с ними отложения песчаных и щебнистых потоков, а также обвальные и осыпные накопления. Преобладают вулканитовые и плохосортированные неслоистые и горизонтально слоистые песчаники, алевролиты, гравелито-дресвяники и конгломерато-брекчии. Встречаются аргиллитоподобные темно-серые глины и темно-серые биоклас-

товые, в том числе и баланусовые известняки, а в верхах свиты — аподиатомитовые опоки халцедон-опалового состава. Преобладающий черный цвет пород определяется не только господством базальто-кластического материала, но и значительным содержанием органического вещества. Помимо базальтов в обломках встречаются андезиты, дациты, риолиты, происходящие из медновской свиты, и экзотические породы: кремни, кварциты, кварцевые песчаники, слюдистые и хлоритовые сланцы.

Несмотря на разнообразие органических остатков, их редкость и плохая сохранность не позволяют точно определить возраст. Поэтому эоценовый возраст свиты устанавливается по положению в разрезе и по сопоставлению с разрезами других островов Алеутской гряды.

Формационно свита неоднородна. Преобладающие ее элементы — турбидиты и коллювиальные отложения — указывают, что это флиш, кластогенно-диатомитовый, грубый, накапливавшийся у подножия крутого склона на довольно большой глубине, но недалеко от берега, с которого поступал растительный материал. В восточном направлении от мест современных выходов формационными становятся толентовые базальты, и свита может быть также отнесена к подводной флишево-базальтовой формации. Парагенезис турбидитов и шаровых базальтов — один из обычных в эвгеосинклиналях. Формация свидетельствует об условиях растяжения и глубоких расколов земной коры, контрастном рельефе и сейсмичности района. Центры излияния базальтовой лавы находились восточнее выходов и располагались, вероятно, в пределах прибрежной части Берингова моря.

Беринговская серия (P_{2-3bn}) — мощные (свыше 2000 м) циклитовые конгломерато-песчано-диатомитовые толщи, несогласно залегающие на преобразенской серии. Сверху они не фиксированы в разрезе. По тектоническому контакту в районе с. Никольского на о-ве Беринга они соприкасаются со среднемиоценовой юшинской свитой, которая первично залегала, вероятно, несогласно на беринговской серии. По объему серия отвечает беринговской свите А. В. Горячева, всем трем осадочным толщам И. Морозевича, большей части командорской серии О. А. Шмидта [35], а именно его гаванской, гавриловской и полуденной свитам, и диатомитовой фации никольской свиты. Два наиболее крупных циклита были приняты нами за самостоятельные свиты: водораздельную и подутесную.

Водораздельная свита (P_{2-3vd}) — нижняя, наиболее мощная (1050—1250 м) часть беринговской серии, сложенная конгломератами и конгломерато-брекчиями (15—20 %), дресвяниками и гравелитами (5—10 %), песчаниками (30—40 %), алевролитами (5—10 %), глинами (1—3 %), опоками и диатомитами (15—20 %) и кислыми витрокластическими туфами (1—2 %).

Обломочный материал полимиктовый, граувакковый, лититовый, в основном (на 60—99 %) вулканитовый, подчиненно-седиментитовый (1—4 %), с незначительным (лишь местами 1—2 %) участием метаморфических и интрузивных пород. Содержания основных, средних и кислых вулканокластов в среднем равны, что отличает свиту

от преобразенской серии, в которой господствуют то кислые (медновская свита), то основные (жировская свита) вулканокласты. Большое содержание и разнообразие обломков базальтов и андезитов — свидетельство их роли в строении необнаженной части фундамента. Из андезитов нередки роговообманковые, которых мало в медновской свите. Седиментокласты — песчаники, алевролиты, опаловые и халцедоновые силициты, аргиллиты и глины, глинистые сланцы и известняки. Часть из них неизвестна в разрезе Командорских островов. Почти целиком экзотичные метакласты: кварциты, слюдистые сланцы, амфиболиты, порфирииды, порфиритоиды, эпизодиты. Таковы и обломки интрузивных пород: биотитовые и мусковитовые граниты, плагиограниты, гранофиры, диориты, габбро, габброиды, серпентиниты и др. Довольно обычны известковые биокласты и спикули кремневых губок. Иногда первые преобладают в породе, которая становится сильно песчаным полидетритовым известняком.

Литотипы обычные, флишевые. Резко преобладают несортированные или плохосортированные, неслоистые породы, свидетельствующие о спазматичности отложения. Это песчаники (0,10—15 м) с крупными фрагментами первично полужатвердевших осадков той же толщи. С ними по текстуре сходны гравелито-дресвяники и конгломерато-брекчии мощностью до 50 м и более. Размер обломков в них самый различный, достигающий 0,5—1 м, а в олистостромах — до 20—30 м. Широко распространены градационнослоистые, часто ламинарные и с конволютной слоистостью песчаники и алевролиты мощностью 10—100 см. Это относительно тонкие турбидиты, в кровле которых залегают алевролитовые глины. Некоторые песчаники и алевролиты имеют хорошую сортировку, неслоистые или с мелкой косой слоистостью, с четкой подошвой и кровлей. Они могут быть отнесены к контуритам — отложениям продольных, направленных вдоль склона донных глубоководных течений.

Характерная текстура толщ — исключительно выдержанная горизонтальная слоистость, прерывающаяся лишь мощными «изотропными» пачками конгломерато-брекчий и хаотическими олистостромами. В основе текстуры — четкая многопорядковая цикличность. Элементарные циклиты — от тонких (менее 10 см) до грубых (мощнее 5 м) — построены однотипно, как и в других флишевых толщах. В их основании залегают грубые и несортированные отложения, в средней и верхней частях — постепенно сменяющиеся их градационные, ламинарные, конволютные слои песчаных пород, а заканчиваются они алевропелитовыми неслоистыми породами. В верхней части мелких и средних циклитов залегают контрастно выделяющиеся светлые диатомиты или опоки (5—50 см), не относящиеся к турбидитам, а представляющие собой фоновые, биогенные планктоногенные отложения. Они неслоисты, или с тончайшей слоистостью. Сохранность диатомей различная, часто они нацело растворены, и порода становится опоккой. Радиоларии также различны по сохранности. Помимо чисто опаловых обычны халцедоно-опаловые силициты.

Витрокластические туфы кислого состава мощностью от 1—2 мм до 20—30 см занимают то же положение, что и диатомиты — между

элементарными турбидитовыми многослоями. При перерождении они становятся халцедоно-опаловыми порцелланитами.

Элементарные циклиты группируются в мезо-, макро- и мегациклитах. Наиболее крупные из последних — нижний (350—400 м) и верхний (700—850 м) — являются подсвитами. Они начинаются с грубых отложений и более мощных элементарных циклитов и венчаются мелко-тонкоциклитовыми существенно (до 50—60 %) опоково-диатомитовыми пачками. Наиболее грубая — конгломератовая — и мощная (200—250 м) слабо слоистая, «изотропная» толща залегает в основании верхней подсвиты.

Для свиты характерны высокая карбонатность и формацеобразующая роль нептунических даек и силлов. Помимо обломочных и биодетритовых встречаются песчаные и пелитоморфные известняки и доломиты (10—100 см), являющиеся диагенетическими конкреционными образованиями (до 0,5—1 м в диаметре), в некоторых пачках создающие впечатление мало сгруженных конгломератов.

Песчаные нептунические интракрустальные тела (толщиной 0,1—5 м) с неровными, рваными или, наоборот, с ровными краями — постоянный элемент формации, местами занимающие 50—70 % объема толщи — свидетельство сейсмической подвижности. По отношению к слоистости они вертикальные, косые или согласные (силлы). От вмещающей толщи остаются лишь небольшие целики, иногда смещенные или повернутые. Толчки землетрясений способствовали не только образованию многочисленных отрывов, трещин и полостей в полужатвердевшей осадочной толще, особенно если она накапливается на склоне и неустойчива, но и разжижению тиксотропных песчаных осадков, которые превращались в пlying и выжимались в эти полости или изливались на поверхность глубоководного конуса выноса в виде флюксотурбидитов. Соответствующие литотипы — песчаные пласты (0,1—1 м) с четкими нижней и верхней границами, без слоистости и градиционной сортировки часто прерывают флишевую цикличность.

Формационно водораздельная свита, как это очевидно из всего сказанного, — конгломератово-песчано-диатомитовый флиш.

Подутесная свита ($P_3-N_1^1pd$) — мегацикл (600—650 м), начинающийся мощной (свыше 300—350 м) песчано-конгломератовой толщей, выделявшейся И. Морозевичем как «конгломераты кровли», а Ю. В. Жегаловым — как буяновская свита, и заканчивающейся мощной (не менее 300 м) существенно диатомитовой толщей, разбитой на водоразделе средней части о-ва Беринга. Эта толща сопоставлялась также с основными вулканитами северо-запада о-ва Беринга, и они вместе выделялись как николевская свита [35]. На о-ве Медном отложения свиты выходят на океанском побережье. В составе свиты конгломератов и брекчий 15—20 %, дресвянников и гравелитов 3—5 %, песчаников 30—35 %, алевролитов 3—5 %, глин 3—5 %, диатомитов 20—25 %, карбонатных, в основном конкреционных известковых пород 2—3 %, кислых витрокластических туфов 2—3 %. Четкая разнопорядковая цикличность, аналогичная таковой в водораздельной свите, т. е. большей частью образована спазматическими процессами переноса и накопления материала, от грубо-

обломочного до алевропелитового, что заставляет относить свиту к флишевой, однако специфичной формации. Особенность ее в наличии песчаников с косой слоистостью и отмытостью от пелитового материала — свидетельство обмеления бассейна, вероятно, временами компенсированного осадками. С этим согласуется наличие в песчаниках линз (до 100 см) углей явно из плавника, который более вероятен для меньших глубин. Данная флишевая формация была названа апикальной, т. е. заканчивающей прогибание, что и подтверждается наступившим вслед за ней поднятием.

Другой особенностью свиты является значительное (до 15—20 %) содержание аллохтонных (экзотических), не представленных в разрезе компонентов, и особенно заметное участие (до 2—5 %) высокозрелых — опалов, агатов, яшм, кварцитов, кварца и других минералов, свидетельствующих об изменении состава питающей провинции, скорее о ее расширении и большем вовлечении в разрыв толщ предшествующего тектонического цикла. С этим согласуются их идеальная окатанность и полированность — не только на современном пляже о-ва Беринга у устья рек Буян, Каменка, но и в коренном залегании — в конгломератах водораздела острова, откуда они переносятся в настоящее время к берегу. Полная несхожесть пород галек на породы медновской и других свит заставляет считать их более древними, чем все экспонированные образования Командорских островов.

Высокая карбонатная конкреционность (не ниже 2—3 %) указывает на первичное обилие реакционноспособного органического вещества, без которого было бы невозможно столь значительное перераспределение карбонатов в диагенезе. Помимо конкреций обычный карбонатный цемент песчаников и конкреционные прослои известняков.

Диатомиты светло-серые, на поверхности желтоватые, неслоистые или с тончайшей, вероятно, сезонной слоистостью, выраженной алевропелитовой и пелитоорганической присыпкой на плоскостях наложения, легкие, с высокой капиллярной пористостью, вероятно, превышающей 50 %, часто пачкают руки. Помимо диатомей в них встречаются радиолярии, а также и спиккулы кремневых губок. В некоторых типах имеется примесь кислого вулканического стекла в виде витрокластов. Пачки с преобладанием диатомитов достигают 15—20 м. В основании их нередко залегают грубые породы — полимиктовые крупногалечные и валунные конгломераты (до 10—15 м).

Свита в целом и нижняя толща в особенности сочетают в себе признаки мелководных и глубоководных отложений. К первым относятся: линзовидность многих пластов конгломератов и песчаников, их большая (до 20 м) мощность, руслообразные врезы, сгруженность ряда конгломератов, косая слоистость, отмытость и отсортированность (но не выше средней) и обилие древесных остатков, образующих брекчии и линзы песчаных углей. Признаки глубоководности, а именно преобладание горизонтальной слоистости не только в диатомитах и пелитолитах, но и в песчаниках, плохая сортировка, микститовость (мусорность) большинства конгломератов и песчаников, градиционность песчаников, постепенный переход в сохраняю-

щиеся от размыва тонкие пелитовые и диатомитовые верхние элементы циклитов, планктонные органические остатки и т. д. являются определяющими. Формация одновременно является и планктоногенной, а в целом — планктоногенно-флишевой конгломерато-песчано-диатомитовой аликальной.

Свита богата разнообразными органическими остатками, хотя сохранность их большей частью неудовлетворительная для видового определения.

Описываемая свита, отвечающая диатомитовой фации никольской свиты О. А. Шмидта, относится к олигоцену и, возможно, — к раннему миоцену [35]. Возраст же водораздельной свиты, вероятно, в основном эоценовый, отчасти олигоценовый.

Алеутская серия ($N_1^2-N_{2a1}$) представлена самыми молодыми, в основном субаэральными вулканитами и продуктами их перемыва, слагающими разделенные перерывом свиты юшинскую и водопадскую.

Юшинская свита ($N_1^2 ysh$) слагает северо-западную часть о-ва Беринга, к западу от меридионального разлома с. Никольского, и стратиграфически не фиксирована в разрезе (сверху размыва, низы не выходят над уровнем моря). Мощность видимой части 550 м. Это преимущественно субаэральные основные вулканиты. Свита представлена лавовыми потоками (20—25 %) базальтов и андезитобазальтов, их туфовых брекчий (15—20 %), осадочных экзокластических (50—60 %), в основном грубообломочных пород, прорванных многочисленными гипабиссальными телами долеритов, трахидолеритов и трахибазальтов. Нижние 100 м разреза (мыс Юшина) — грубообломочные нечетко грубоциклитовые вулканитовые, в основном обвалльно-осыпные отложения с прослоями туфовых брекчий базальтов и андезитобазальтов. Средняя часть разреза (200—240 м) — максимально эффузивная. Выше залегает толща (200 м), сходная с нижней, такая же грубообломочная, но вулканическая и более стратифицированная, с песчаниками и окатанными гальками. Она сохранилась от размыва только на востоке у мыса Вакселя и на водоразделах и имеет почти горизонтальное, точнее, слабо (2—3°) периклинальное, вероятно первичное залегание. На востоке возрастает количество эффузивных пород, частью замещающих осадочные, а частью расположенные выше их. Обломочный материал на 98—99 % автохтонный. Единичными гальками и валунами встречаются граниты, диориты, амфиболиты, горнблендиты, анортозиты, порфиroidы, красные и зеленые яшмы, фтаниты, углисто-кварцевые сланцы, кварцевые метапесчаники, свидетельствующие о кристаллическом, вероятно, сиалическом фундаменте. Обломки диатомитов, опок и песчаников из подстилающей беринговской серии свидетельствуют о более молодом возрасте юшинской свиты. Обломки варьируют от 20—25 м, до алевроитовых, подчиненных. Многие из таких отложений являются субаэральными, помимо обвалльно-осыпных, также пролювиальными, захоронявшимися часто уже в море. Об этом свидетельствуют песчаники с разнонаправленной косою слоистостью, прослои сгруженных конгломератов и прибрежно-морские моллюски. Лавовые потоки (5—25 м) монолитные или со столбчатой отдельностью, в основании

и кровле брекчиевые, по периферии замещающиеся лавокластитам. Туфы тефровые и типа шлаковых конусов (гора Наковальня) и агломератовых мантрий экструзивных конусов. Редкие маломощные (до 20—30 см) витрокластические туфы кислого состава — аллохтонные, дальнего привноса.

Все особенности генетического и петрографического состава и строения позволяют относить юшинскую свиту к островной, в основном наземной осадочно-эффузивной базальт-андезито-базальтовой и трахибазальтовой формации.

Возраст описываемой свиты, соответствующей эффузивной фации никольской свиты О. А. Шмидта [35], среднемиоценовый, что подтверждается К-Аг определениями (20—25 млн. лет) [15]. Следовательно, если верхние элементы подутесной свиты, которые по тектоническому контакту находят на одном уровне с юшинской свитой, формировались в раннем миоцене, перерыв в осадконакоплении между свитами был непродолжительным, хотя геологическая перестройка весьма радикальна. Относительно глубоководные условия накопления диатомитов сменились субаэральными, а биогенное планктогенное осадконакопление — вулканогенно-осадочным.

Водопадская свита (N_2vp) — локально развитые на юго-востоке о-ва Медного маломощные (300—400 м) субаэральные базальты, андезиты, дациты, их туфы и перемытый материал. Плиоценовый возраст свиты определяется также К-Аг методом, дающим 7—5 млн. лет и по сопоставлению со сходными андезито-базальтами и андезитами островов Атту, Киска, Адак, для которых также определен возраст в 4,9—7,5 млн. лет [16]. На островах Канага и Танага в аналогичной толще найдена морская плиоценовая фауна. Свита является островной базальт-андезито-дацитовой, в основном субаэральной формацией.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Медновский базальт-андезит-дацит-риолитовый комплекс. Этот комплекс лучше всего обнажен у с. Преображенского (о-в Медный), где, однако, отсутствуют самые низы разреза. К ним О. А. Шмидтом [35] отнесены шаровые лавы базальтов северо-западной оконечности о-ва Медный, сцементированные карбонатным цементом, с просями глыбовых брекчий.

Из двух подсвет, выделенных в разрезе у с. Преображенского, нижняя подсвета, где сосредоточены вулканы, фациально более изменчива. Восточнее бухты Преображенской она представлена потоками риолитов и риодацитов, прорванными экструзиями близкого состава. Насчитывается не менее восьми потоков с вертикальной столбчатой отдельностью мощностью от 10 до 25 м, отделенных друг от друга уступами рельефа. К западу в бухте Песчаной риодациты фациально замещаются массивными игнимбритоподобными риолитами с лавовыми брекчиями и туфами того же состава, отдельные языки которых встречаются в верхах риодацитов в бухте Преображенской. Выше них залегают лавовые брекчии андезитов с пористым флюидалным цементом. Они переслаиваются со слоистыми пачками, состоящими из перемытого вулканомиктового материала андези-

тового и более кислого состава, мощностью до 100 м. Известны лишь несколько потоков риодацитов и единичные прослои туфов в верхней подсвите. Обломки эффузивов в осадочных пачках и лавобрекчиях вследствие неравномерной пропилитизации имеют зеленоватый и лиловатый цвет, создающий характерный пестрый облик толщ, напоминающий «зеленые туфы» Курильских островов, Камчатки и Японии.

Локальные раздувы мощности и фациальная пестрота указывают на связь вулканизма с аппаратами центрального типа, один из которых, был, очевидно, расположен вблизи с. Преображенского. Наличие в кислых породах обломков андезитов и андезито-базальтов говорит о гомодромной в целом последовательности вулканизма. Андезиты в верхах толщи доказывают рекуррентный характер извержений.

Вулканические породы медновского комплекса относятся к ряду пород нормальной щелочности и представлены андезито-базальтами, андезитами, дацитами, риодацитами, плагиориолитами и риолитами, при резком преобладании пород кислого состава.

Андезиты делятся на крупно- и мелкокрапленные, а также лемзовидные (табл. 31). Содержание вкрапленников в более распространенных крупновкрапленных разностях максимально и достигает 15—20 %, с преобладанием плагиоклаза (6—13 %). Плагиоклазы двух генераций: первая более распространенная — крупные, зональные, широкотаблитчатые, иногда резорбированные кристаллы Ap_{48-65} , образующие гломеровые сростки; вторая — незональные удлиненные плагиоклазы Ap_{40-43} . Плагиоклазы первой генерации более изменены: пелитизированы, сосюритизированы и содержат прожилки и гнезда цеолитов.

Пироксены — маложелезистый диопсид и гиперстен (Fs_{25}) присутствуют в переменных количествах, при преобладании клинопироксена. В центральных частях зерен гиперстена встречены реликты оливина Fe_{22} , который только в андезито-базальтах образует самостоятельные вкрапленники. Редкие идиоморфные вкрапленники магнетита присутствуют повсеместно (см. табл. 31).

Основная масса андезитовой и пилотакситовой структуры состоит из плагиоклаза Ap_{35-40} орто- и клинопироксенов и рудного минерала, погруженных в бурое девитрифицированное стекло, частью замещенное хлоритом и цеолитом. Содержит миндалины разнообразного выполнения: хлорит, халцедон, натролит, стильбит (десмин), опал.

Спецификой мелкокрапленных андезитов являются наличие реликтов ксеногенного, оплавленного кварца наряду с вкрапленниками клинопироксена и плагиоклаза Ap_{48-52} и флюидалные текстуры основной массы. Пемзовидные андезиты, стекловатые с трубчатыми порами, содержат тот же парагенезис вкрапленников, часто оскольчатых. Андезиты образуют обломки в лавовых брекчиях, скрепленные хлоритизированным флюидалным стеклом.

Андезито-базальты встречены только в обломках в туфах верхней туфогенно-осадочной толщи и отличаются от андезитов большим количеством темноцветных минералов.

Для андезитов, за исключением редких афировых разностей, характерны два, а для крупновкрапленных — три этапа кристаллиза-

Соотношение минералов-вкрапленников и основной массы в породах медновского комплекса

№ обр.	Порода	Вкрапленники						
		Σ	P1	O1	Срх	Орх	Mt	Q
Ко-47	Базальт	18,0	12,0	0,5	3,0	1,0	1,5	—
Ко-83а	Андезит крупно- порфи- ровый	16,0	6,1	—	4,4	4,5	0,5	0,5
Ко-247	Андезит мелкопор- фировый	10,5	9,4	—	0,4	—	0,7	—
Ко-159	То же	11,8	5,9	—	1,4	4,3	0,2	—
Ко-81	Плагио- риолит	18,2	12,6	—	0,3	0,5	0,1	4,7
Ко-144	То же	18,3	10,6	—	0,2	—	0,2	7,3
Ко-142	«	32,4	27,6	—	0,2	—	0,2	4,4
Ко-170	«	18,23	12,9	—	0,03	0,5	0,1	4,8
Ко-174	Плагио- риолит (верх по- тока)	19,7	10,1	—	0,9	—	0,3	8,4
Ко-245	Андезито- дацит	12,0	8,5	—	1,8	0,8	0,9	—

Продолжение табл. 31

№ обр.	Порода	Основная масса						
		Σ	P1	Орх	Срх	Mt	Стекло	Q
Ко-47	Базальт	82,0	22,0	—	7,0	3,0	50,0	—
Ко-83а	Андезит крупнопор- фировый	84,0	50,0	20,0	—	5,0	—	9,0
Ко-247	Андезит мелкопор- фировый	89,5	—	—	—	—	—	—
Ко-159	То же	83,5	55,0	—	5,0	3,5	20,0	—
Ко-81	Плагио- риолит	82,0	65,0	—	1,0	1,0	5,0	10,0
Ко-144	То же	81,7	58,0	—	1,0	5,0	5,0	12,7
Ко-142	«	67,7	48,2	—	0,5	2,0	2,0	15,0
Ко-170	«	81,8	61,8	—	—	5,0	5,0	10,0
Ко-174	Плагио- риолит (верх по- тока)	80,3	62,3	—	2,0	5,0	—	10,0
Ко-245	Андезито- дацит	88,0	—	—	—	—	—	—

ции. Самый ранний содержит плагиоклаз первой генерации, которому предшествовало выделение пироксенов и магнетита, содержащихся в них в виде включений, а в андезито-базальтах и оливина.

На втором этапе близко одновременно формировался парагенезис плагиоклаз второй генерации — пироксены и магнетит. Развитие ортопироксенов по оливинам, а клинопироксенов с магнетитом по ортопироксенам определяет порядок кристаллизации темноцветных минералов. Парагенезис основной массы включает те же минералы в сочетании с поздним стеклом. Редко-мелкопорфировые андезито-дациты и андезитоидные дациты с 10—12 % вкрапленников редки и встречены только в обломках в вулканогенно-осадочной верхней подсивте.

Кремнекислые породы — дациты, риодациты, плагиориолиты, риолиты крупнопорфировые, лиловые и серые широко распространены в коренном залегании и в виде обломков в верхней подсивте. Среди вкрапленников (18—32 %) преобладают плагиоклаз и кварц при резко подчиненном количестве темноцветных и магнетита. Плагиоклазы двух генераций, по морфологическим особенностям сходных с описанными в андезитах. Первая из них, Ap_{34-40} в риодацитах и дацитах, Ap_{28-32} — в риолитах и плагиориолитах, преобладает.

Вкрапленники кварца идиоморфны с резорбированными границами, выполненными основной массой, часто катаклазированы. Содержат включения флюорита, биотита, изредка циркона. Мелкие зерна кварца иногда окружены каемкой калиевого полевого шпата. В риолитах он преобладает над плагиоклазом.

Количество темноцветных невелико (первые проценты). Преобладает мелкий (1 мм) зеленоватый диопсид, изредка хлоритизированный, реже встречаются хлоритизированные ортопироксен и биотит в игнимбритоподобных риолитах. Гломеропорфировые сростки темноцветных и магнетита содержат апатит.

Основная масса дацитов флюидальна, имеет микролитовую структуру и состоит из альбитизированного плагиоклаза с ксеноморфным кварцем в промежутках с примесью магнетита, хлорита и эпидотоцитоизитового агрегата. Основная масса риолитов состоит из кварца (до 65 %), плагиоклаза и калиевого полевого шпата, иногда с сохранившимися первичными полевошпатовыми сферолитами и часто перекристаллизована. В более основных разностях в ней присутствует хлоритизированное стекло.

Для всех кислых эффузивов характерны три генерации минералов. Первая генерация составляет около 15—18 % и состоит из плагиоклаза первой генерации с включениями клинопироксенов и магнетита и кварца, вторая — содержит больше темноцветных и магнетита по отношению к кварцу и плагиоклазу, третья — более богата кварцем, при почти полном отсутствии темноцветных.

Риодациты содержат многочисленные обломки базальтов — от микроскопических до крупных (10 см и более) афировых и редко — порфировых с гиалопилитовой, интерсертальной и спилитовой структурами. Они состоят из лейст и микролитов альбитизированного плагиоклаза, ильменита и титаномагнетита, погруженных в хлорит-эпидотовый цемент. Помимо четко обособленных обломков базаль-

тов риодациты содержат включения, не имеющие четких ограничений. Длинные изогнутые лейсты альбита как бы погружены в основную массу риодацитов. Участки кислых эффузивов, переполненные базальтовым материалом, изобилуют оплавленными и резорбированными реликтовыми вкрапленниками кварца, окруженными мелкими зернами клинопироксена.

Очевидно, захват ксенолитов базальтов имел место в промежуточных камерах после интрателлурического этапа, так как вкрапленники в риодацитах близки по составу и количественным соотношениям к таковым в плагиориолитах. Там, где взаимодействие ксенолитов с магмой шло более интенсивно, парагенезис вкрапленников оказался резко неравновесным с парагенезисом основной массы, где кристаллизуется обильная третья генерация клинопироксена и резко уменьшается количество кварца. Одновременно интенсивно резорбируется кварц во вкрапленниках и на кристаллы первой генерации нарастает более основная кайма. Породы приобретают гибридный облик.

Среди кислых эффузивов выделяются брекчиевидные (игнимбритовые) риолиты, развитые в верхах нижней подсветы в виде потоков и пластовых тел (?) и встреченные в обломках в верхней эффузивно-осадочной подсвете. Они содержат крупные, оскольчатые вкрапленники полевых шпатов и кварца, реже темноцветных — клинопироксенов, в ничтожном количестве биотита, роговой обманки и магнетита, погруженные в лавоподобную или туфоподобную массу. Вкрапленники образуют несколько генераций и более обильны, чем в описанной выше группе кислых пород (до 35 %).

По степени дезинтеграции вкрапленников и обломков и наличию чуждых пород выделяются несколько типов — от брекчированных риолитов с сохранившейся структурой до полностью дезинтегрированных туфовидных разностей, наиболее богатых ксеногенными обломками. Структуры усложняются за счет фьямме, сложенных преимущественно хлоритом и эпидотом и развивающихся, очевидно, по стеклу иного состава. Первичная флюиальность подчеркивается цепочками обломков минералов и тонкоперететыми протокластическими зонками дробления, связанными с перемещением материала в застывшем состоянии.

Образование игнимбритовидных риолитов было многоэтапным. Кристаллизация парагенезиса первой генерации имела место в условиях интенсивного подкисления расплавов, о чем свидетельствует ранняя кристаллизация кварца, переполненного мелкими включениями флюорита. О высокой степени окисленности летучих компонентов говорит обильная ранняя генерация магнетита.

Дальнейшая история этих пород была связана с неоднократным (пульсационным) резким снижением давления, вызывающим «взрывоподобное» отделение флюидной фазы, образование оскольчатых форм кристаллов и резорбцию кварца. Очевидно, часть летучих сохранилась до застывания основной массы, о чем свидетельствуют пемзовидные и ликвационные структуры (наличие фьямме), а также струйчатая флюиальная текстура подвижного расплава. Часть расплава была инъецирована в виде субвулканических или

пластовых тел, трудно отличимых от лав из-за плохой обнаженности. Сходные породы были описаны в ряде регионов — на Алтае, в Казахстане, на Урале под названием флюидопорфировых лав, магматогенных брекчий и т. д.

Гомеогенные включения присутствуют в изобилии во всех типах пород. Они обычно имеют небольшие размеры (до 1—2 см, редко больше) и разнообразны по составу. Границы включений с вмещающими породами определяются контурами зерен, в самих включениях видны заливы и участки основной массы; состав плагиоклазов и пироксенов включений близок вкрапленникам первой генерации, таким образом, их генетическая связь с эффузивами не вызывает сомнений. Для всех включений характерны пленочки и гнезда хлоритизированного стекла или основной массы в промежутках между кристаллами. Некоторые включения резорбированы или дезинтегрированы, вплоть до разобщения на отдельные зерна. В резорбированных включениях преобладает плагиоклаз, следовательно, первыми подвергаются резорбции темноцветные минералы. Отсюда можно сделать вывод об уменьшении содержания летучих в кристаллизирующейся магме, вызывающей резорбцию включений. Это косвенно подтверждается обилием темноцветных минералов и магнетита, а часто и апатита во включениях, значительно превышающем их содержания в породах. Характерной особенностью включений является их более основной состав по сравнению с материнской породой.

Жильные породы, прорывающие медновскую формацию, представлены порфировыми андезито-базальтами, базальтами, андезитами и риодацитами.

Метаморфические преобразования низкотемпературные, развиты неравномерно; характерно образование хлорита, альбита, цеолита, в меньшей степени серицита и эпидота в составе соссюритовых агрегатов по плагиоклазу. Плагиоклазы в значительной степени альбитизированы, калиевые полевые шпаты пелитизированы и также местами замещены альбитом. Интенсивно изменены ортопироксены с образованием псевдоморфоз хлорита или агрегата хлорита и халцедона.

На фоне повсеместно развитых низкотемпературных преобразований, соответствующих цеолитовой фации метаморфизма, выделяются отдельные участки и зоны интенсивного кремниевого и натриевого метасоматоза с образованием халцедона, опала, кварц-альбитовых, реже карбонатных прожилков. С этими зонами связаны скопления окисленных сульфидов, из-за которых о-в Медный получил свое название.

Вулканические породы медновского комплекса широко варьируют по кремнекислотности, причем наиболее распространенными являются плагиориолиты и риодациты (55 %), затем риодациты (20 %), андезиты (15 %) и дациты (10 %). Объемы основных пород не поддаются оценке. Главной особенностью химического состава является высокая глиноземистость, вплоть до появления нормативного корунда (табл. 32).

Содержания щелочей обнаруживают большой разброс, что связано с их перераспределением при натриевом метасоматозе и низко-

Химический состав магматических пород Командорских островов

Окислы	Медновский комплекс													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	64/7	159/7	157/7	67/7	144/7	174/7	158/7	170/7	81/7	142/7	168/7	167/7	124/7	141/7
SiO ₂	54,00	61,62	62,48	70,71	71,46	71,52	71,55	72,00	72,18	72,99	74,73	48,67	58,44	65,48
TiO ₂	0,84	0,38	0,33	0,38	0,32	0,32	0,36	0,33	0,38	0,26	0,37	0,68	0,84	0,38
Al ₂ O ₃	13,27	13,85	14,19	12,08	12,84	13,10	11,99	12,93	12,75	12,84	12,44	15,50	15,54	11,49
Fe ₂ O ₃	14,64	3,25	4,05	2,25	1,84	1,83	2,37	1,62	1,63	1,43	1,19	6,90	3,80	4,37
FeO	3,05	3,14	2,96	1,44	1,48	1,17	2,42	1,42	1,35	1,53	1,53	5,47	4,22	2,78
MnO	0,26	0,11	0,14	0,06	0,04	0,05	0,09	0,05	0,05	0,04	0,04	0,24	0,24	0,19
MgO	2,74	3,32	3,68	1,78	1,54	1,30	1,78	1,07	1,30	1,25	1,15	5,93	4,27	4,15
CaO	5,12	6,43	4,78	3,96	2,47	2,31	4,62	2,39	2,47	1,81	0,82	9,81	6,10	3,13
Na ₂ O	4,56	3,00	3,84	4,06	4,31	5,03	3,35	4,57	4,62	4,97	6,25	2,47	3,78	2,01
K ₂ O	0,61	0,71	0,71	0,32	1,56	1,83	0,56	2,09	1,81	1,72	0,13	0,23	0,71	2,32
P ₂ O ₅	0,23	0,08	0,23	0,03	0,08	0,19	0,13	0,12	0,05	0,05	0,10	0,16	0,21	0,26
H ₂ O	0,30	1,79	0,69	1,13	0,31	0,26	0,14	0,30	0,35	0,17	0,22	2,75	0,47	1,11
П. п. п.	0,77	2,28	2,19	1,45	1,45	1,34	0,94	1,04	1,22	1,14	0,87	1,76	1,78	2,89
Сумма	100,39	99,96	100,27	99,65	99,70	100,25	100,30	99,97	100,13	100,20	99,90	100,57	100,40	100,47

Окислы	Медновский комплекс			Нижнеюшинский комплекс								Верхнеюшинский комплекс	
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
	203	204/7	53/7	Г-65/2	Г-68/1	Г-66/1	Г-64/1	Г-62/1	Г-61/1	Г-63/1	Г-69/1	Г-56/1	Г-51/1
SiO ₂	63,32	68,16	48,42	45,30	51,69	52,97	53,94	54,80	54,77	54,40	55,36	46,01	48,98
TiO ₂	0,68	0,69	0,87	0,59	0,72	0,66	0,83	0,80	0,98	0,80	0,63	0,85	0,83
Al ₂ O ₃	12,93	10,72	13,44	23,81	19,30	19,30	17,77	18,50	17,77	17,58	18,36	20,43	18,09
Fe ₂ O ₃	4,07	2,89	6,07	4,71	4,85	5,16	4,39	3,71	4,17	4,21	4,37	5,28	5,58
FeO	3,05	2,42	4,49	3,77	3,86	2,60	3,95	4,13	4,04	3,68	3,86	5,74	4,67
MnO	0,15	0,16	0,30	0,15	0,15	0,15	0,15	0,13	0,14	0,14	0,15	0,18	0,10
MgO	3,56	2,13	6,53	4,36	5,05	3,43	4,36	3,94	4,33	4,57	4,54	5,82	5,88
CaO	6,60	5,11	8,91	13,29	9,25	8,69	8,39	8,10	7,23	7,81	7,29	11,28	10,16
Na ₂ O	3,04	4,05	3,75	1,72	2,80	2,90	3,40	3,76	3,72	3,50	3,34	2,36	2,90
K ₂ O	0,40	0,17	0,18	0,22	0,90	1,54	1,22	1,22	1,54	1,22	1,36	0,54	0,66
P ₂ O ₅	0,26	0,45	0,14	0,11	0,29	0,27	0,31	0,26	0,34	0,33	0,33	0,11	0,21
H ₂ O	0,88	0,48	3,02	0,95	0,63	0,12	0,47	0,16	0,37	0,48	0,55	0,71	0,85
П.п.п.	1,53	2,40	4,31	0,87	0,72	2,10	0,79	0,98	1,03	1,06	0,01	1,10	1,04
С у м м а	100,47	99,76	100,43	99,85	100,21	99,89	99,97	100,49	100,46	99,78	100,15	100,41	99,95

Окислы	Верхнеюшинский комплекс					Трахизбазальтовый комплекс					
	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
	Г-54/1	Г-70/1	Г-72/2	Г-53/1	Г-71/1	Г-39/1	Г-58/1	Г-60/1	Г-73/1	Г-74/1	Г-73/2
SiO ₂	50,38	50,72	50,97	50,46	51,05	48,57	48,18	47,26	48,64	52,02	54,50
TiO ₂	0,86	0,77	0,87	0,85	0,80	1,28	1,37	1,17	1,29	1,05	1,51
Al ₂ O ₃	18,50	19,85	18,75	18,04	18,94	16,67	15,57	16,12	16,36	16,91	17,83
Fe ₂ O ₃	5,23	4,53	5,21	4,35	5,15	6,57	5,63	5,43	5,50	5,19	4,50
FeO	3,95	4,04	3,86	4,85	4,13	2,42	3,59	2,69	2,60	2,69	1,80
MnO	0,13	0,12	0,16	0,17	0,12	0,15	0,12	0,12	0,11	0,11	0,09
MgO	4,78	3,93	4,33	4,77	3,93	7,48	8,63	7,69	7,60	5,85	3,83
CaO	9,15	9,21	9,11	9,26	8,97	9,26	7,81	7,60	7,90	9,37	5,19
Na ₂ O	3,16	3,22	3,20	3,16	2,96	3,24	3,42	3,52	4,40	3,10	4,90
K ₂ O	1,12	1,36	1,54	1,16	1,40	1,30	1,60	1,94	1,10	1,50	3,06
P ₂ O ₅	0,37	0,39	0,41	0,35	0,40	0,53	0,68	0,58	1,00	0,82	1,10
H ₂ O	1,27	1,36	1,15	1,55	1,11	1,24	1,18	2,13	0,94	0,32	0,53
П.п.п.	0,96	0,07	0,98	1,09	1,00	1,34	1,93	3,62	2,80	0,88	1,13
С у м м а	99,86	99,57	100,54	100,06	99,96	100,05	99,70	99,87	100,24	99,81	99,97

Примечание. Медновский комплекс (1—16): 1 — сильно железненный андезит (бухта Преображенская), 2 — двупироксеновый андезит, бухта Преображенская, 3 — андезит (бухта Преображенская), 4 — ринодацит альбитизированный (бухта Преображенская), 5 — плагиориолит (мыс Саклов), 6 — плагиориолит (мыс Саклов), 7 — андезит с гнездами опала (мыс Саклов), 8 — плагиориолит (мыс Саклов), 9 — плагиориолит (мыс Саклов), 10 — плагиориолит (мыс Саклов), 11 — плагиориолит альбитизированный (бухта Преображенская), 12—14 — жильные породы: 12 — базальт (бухта Преображенская), 13 — андезит (бухта Преображенская), 14 — дацит (бухта Преображенская), 15—16 — гальки в обломочных породах медновского комплекса: 15 — андезит (бухта Преображенская), 16 — дацит (бухта Преображенская); жирновский комплекс: 17 — базальт (бухта Преображенская); нижнеюшинский комплекс (18—25): 18 — обломки битовинтовых базальтов в лавовых брекчиях (0,4 км восточнее устья р. М. Ракушник), 19 — базальтовый лавовый поток (южная часть бухты Большая), 20 — андезито-базальтовый поток (восточный берег бухты Яновская), 21 — андезито-базальтовый поток (между бухтами Водяная и Удунух), 22 — анде-

зито-базальтовый поток (0,5 км юго-западнее мыса Ухо Дербенское), 23 — андезито-базальтовый поток (западный берег бухты Якишевская), 24 — андезито-базальтовый поток (мыс Петровский), 25 — андезито-базальтовый поток (бухта Угольная); верхнеюшинский комплекс (26—32): 26 — базальты со столбчатой отдельностью (бухта Столбовая), 27 — базальтовый поток (мыс Старая Одиночка), 28 — базальтовый поток (1,3 км западнее-северо-западнее мыса Уриловый), 29 — базальтовый поток (0,2 км северо-западнее устья р. Песчанка), 30 — базальтовый поток (1 км западнее-северо-западнее устья р. Сараная), 31 — базальтовый поток (мыс Уриловый), 32 — базальтовый поток (0,5 км юго-восточнее устья р. Песчанка); трахизбазальтовый комплекс (33—38): 33 — базальтовые лавы с матрацевидной отдельностью (бухта Песчаная), 34 — долеритовый силл, южная оконечность мыса Западный, 35 — долеритовый силл (бухта Дубовая), 36 — долеритовый силл (мыс Входной риф), 37 — базальты, нижняя часть силла, гора Столовая (северная), 38 — габбро-долерит из прожилка в долеритовом силле (южнее мыса Входной Риф).

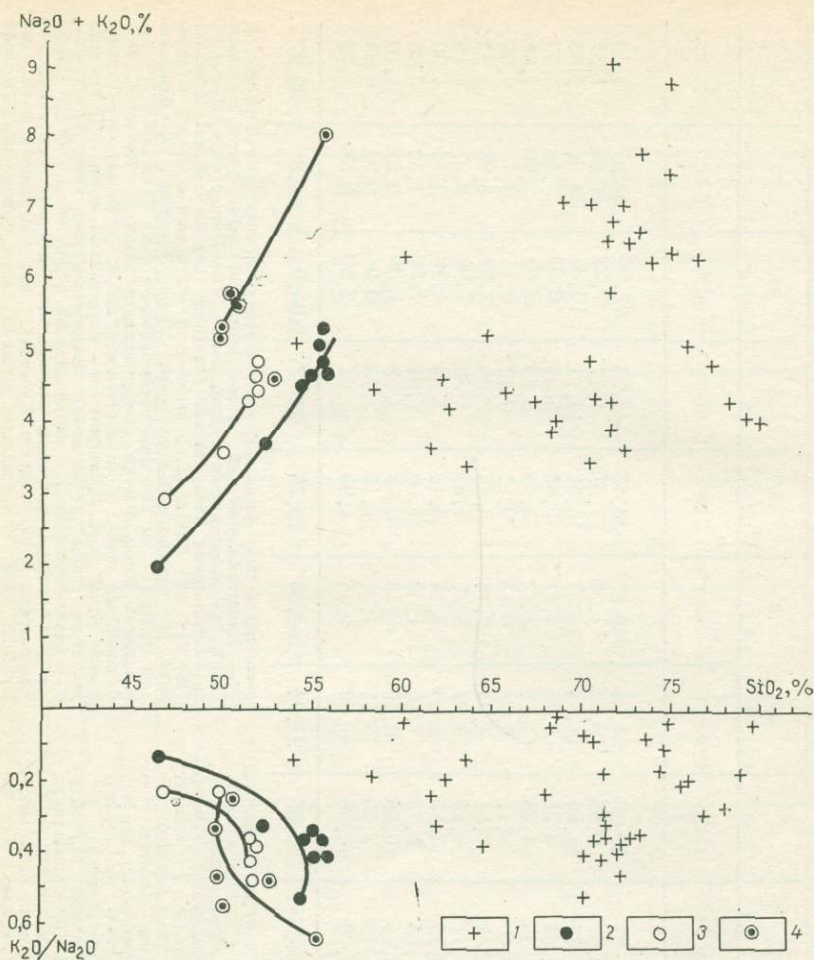


Рис. 29. Зависимость содержания щелочей и отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ от кремнезема в породах вулканических комплексов Командорских островов

1 — медновский комплекс, 2—3 — нижнеюшинский комплекс (2 — нижняя толща, 3 — верхняя толща); 4 — верхнеюшинский комплекс

температурном метаморфизме (рис. 29); последние приводят к резкому возрастанию натрия (до 6 %) при одновременном выносе калия и частично кальция. Вследствие этого содержание калия варьирует от 0,18 до 2,13 %, причем натрий и калий связаны обратной корреляцией. Судя по наименее измененным породам, они имели четкую натриевую специфику. Об этом говорят и отсутствие калиевого полевого шпата или следов его замещения в большинстве пород (плагиориолиты), и относительно невысокий номер неизмененного плагиоклаза. Анализ неизмененных пород показывает постепенное нарастание содержания щелочей в процессе эволюции при одновременном увеличении калиево-натриевого отношения.

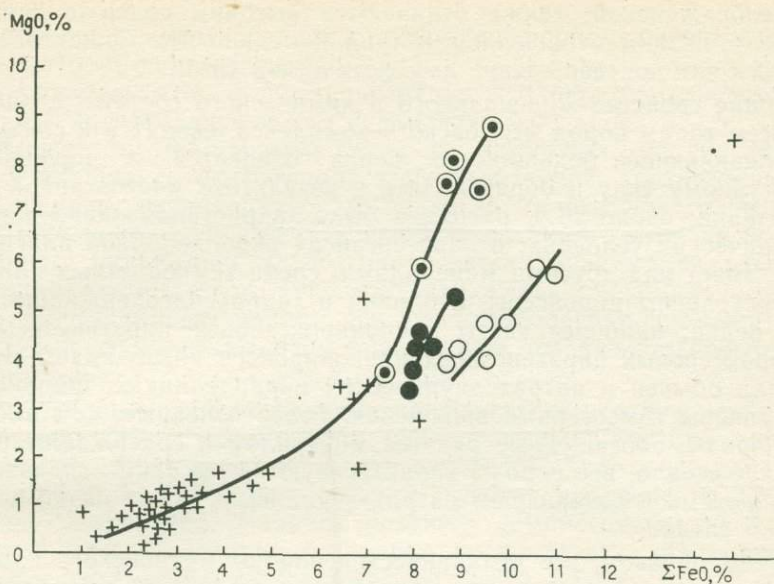


Рис. 30. Соотношения содержаний окиси магния и суммарного железа от содержания кремнезема в породах вулканических комплексов Командорских островов. Условные обозначения см. рис. 29

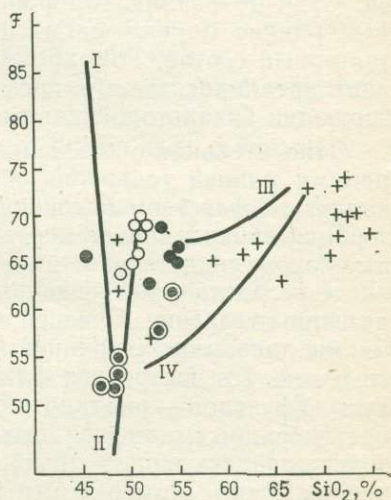


Рис. 31. Зависимость коэффициента фракционирования (F) от содержания кремнезема в породах вулканических комплексов Командорских островов

Линии дифференциации (I—IV) см. рис. 7. Условные обозначения см. рис. 29

Судя по малому разбросу точек на диаграмме $MgO-FeO+Fe_2O_3$, перераспределение темноцветных компонентов было незначительным. Наблюдается согласованное уменьшение железа и магния по направлению к кислым породам, при более интенсивном уменьшении магния на ранних стадиях эволюции и железа на поздних (рис. 30 и 31). Резкое уменьшение содержания железа можно объяснить фракционированием магнетита, тем более что оно в темноцветных минералах невелико.

Базальты мыса Северо-Западный, относимые О. А. Шмидтом [35] к единому комплексу с среднекислыми вулканитами бухт Песчаной

и Преображенской, также отличаются высоким содержанием глинозема и низким отношением натрия к калию, что может рассматриваться как подтверждение их генетической связи.

Общие свойства минерального и химического состава, свойственные всем типам пород медновского комплекса, сводятся к следующему: подавляющее большинство пород относится к порфировому структурному типу и образовались в результате многоэтапной кристаллизации; около 20 % расплава было закристаллизовано в интрателлурических условиях; в парагенезисах вкрапленников плагиоклаз преобладает над другими минералами; среди темноцветных наиболее распространены пироксены, а оливин и гидроксилсодержащие минералы редки; наиболее часты клинопироксеновые парагенезисы, а в двупироксеновых парагенезисах клинопироксен преобладает; рудный минерал обычен в интрателлурических вкрапленниках; широко распространены гомеогенные включения, более основные, чем вмещающие породы, обогащенные рудным минералом и содержащие вулканическое стекло; все породы характеризуются высокими содержаниями глинозема и отношением натрия к калию, а также низким содержанием титана.

Таким образом, все вулканические породы медновского комплекса относятся к единой генетической серии известково-щелочного типа. Судя по обилию габброидных гомеогенных включений в андезитах, ранние порции магматического расплава имели основной, базальтовый состав. Гомодромная последовательность излияний позволяет предполагать, что кремнекислые породы явились результатом эволюции базальтовой магмы.

Относительная обогащенность магнетитом и темноцветными минералами ранней генерации и гомеогенных включений связаны, очевидно, с богатством исходной магмы флюидными компонентами. Резорбция вкрапленников первой генерации, встречающаяся во всех типах пород, свидетельствует о сдвиге эвтектических отношений в расплаве вследствие интенсивной дегазации. В андезито-базальтах и андезитах отделение большей части флюида до застывания основной магмы доказывается ранней и обильной кристаллизацией плагиоклаза в ней. Тот же режим флюидов характерен и для некоторых кислых эффузивов — риодацитов, плагиориолитов и риолитов. Только в брекчиевидных и туфовидных риолитах значительная часть флюидов задерживалась вплоть до их поступления на поверхность или в приповерхностные камеры. Это способствовало ликвационному расщеплению расплава (появление фьямме), но большого петрогенетического значения этот процесс не имел.

На основании наблюдения над кислыми породами можно сделать выводы об эволюции состава флюидов. Так, интенсивная резорбция интрателлурических вкрапленников кварца связана с уменьшением кислотности расплава, вызванным отделением флюидной фазы. Водный флюид, отделившийся после формирования интрателлурической генерации вкрапленников был, очевидно, обогащен рядом сильных кислот, в частности HCl и HF. О наличии последних во флюиде свидетельствуют включения в раннем кварце флюорита и апатита.

На более поздних стадиях становления породы подобной резкой смены условий не происходило, так как по составу и степени сохранности минералы второй генерации ближе к минералам основной массы, чем к интрателлурическим вкрапленникам.

Обилие гомеогенных включений, их разнообразный состав хорошо согласуется с многоэтапной кристаллизацией, установленной по парагенезисам вкрапленников. В то же время большой разрыв в составе между включениями и породой (неизменно в сторону большей основности включения) не позволяет рассматривать все включения, как протокристаллизаты. Очевидно, включения связаны с различными стадиями кристаллизации исходного расплава в промежуточных камерах и впоследствии были вынесены на поверхность новыми порциями магмы.

Путь неоднократного фракционирования при условии меняющегося режима летучих компонентов, как показывают расчеты, приводит к получению лишь небольших объемов кислых пород, следовательно, их образование в больших объемах требует привлечения дополнительных механизмов. Наличие позднего ромбического пироксена в основной массе андезитов позволяет предполагать взаимодействие магм с материалом земной коры.

Процессы гибридизма, которые обусловили неравновесность ассоциаций вкрапленников и основной массы в риодацитах, сугубо локальны и не приводят к появлению больших объемов пород.

Жировский комплекс. Отложения этого комплекса достигают максимального развития в бухтах Жировой и Благодарной, где доля вулканических пород в разрезе составляет 25—30 %, уменьшаясь в направлении к бухте Преображенской до 10 %.

Вулканические породы представлены недифференцированными базальтами с шаровой и подушечной отдельностью, что так же, как и ассоциация с осадочными породами, свидетельствует о подводных условиях их образования. Базальты черные, афировые, с мелкими редкими вкрапленниками плагиоклазов, плотные и с миндалинами. Шары и подушки диаметром от 0,1 до 1 м располагаются плотно, конформно, с небольшим межшаровым пространством, заполненным чаще всего хлоритом, актинолитом, минералами кремнезема, кальцитом, цеолитом, реже — глубоководными кремнево-глинистыми известняковыми осадками. Количество осадков увеличивается в верхах потоков и на их выклинках, где потоки замещаются лавокластической брекчией с глинистым цементом (25—35 %), в которой обломки разбавляются базальтовыми порфиритами и кислыми эффузивами с признаками выветривания. Гиалокластиты часто глинизированные, связаны с потоками, но залегают и независимо.

Вкрапленники в базальтах представлены альбитизированным, реже сосюритизированным плагиоклазом. Судя по реликтам — это Ap_{60-62} . Плагиоклаз основной массы (в реликтах Ap_{48-50}) образует удлинённые, изогнутые и расщепленные футлярovidные лейсты и микролиты. Плагиоклазы образуют редкие гломеровые скопления совместно с нацело хлоритизированными темноцветными минералами, но без титаномagnetита. Поскольку весь клинопироксен в базальтах

свеж, возможно, что это ортопироксен. Содержание его в гломеральных ростках меняется от 0 до 20 %.

Структура основной массы зависит от положения породы в подушечном обособлении и меняется от метельчатой и спилитовой во внешней зоне подушек, под тонкой стекловатой коркой до интерсертальной в центральных частях подушек. Текстура пористая: во внешней части подушек поры составляют до 50 %, внутри их меньше, и они крупнее. Поры пустые, реже выполнены хлоритом, карбонатом, цеолитами или кварцем.

Базальтовые порфириты встречены только в обломках, с обильными (до 20 %) вкрапленниками зонального плагиоклаза Ap_{65} и ничтожным (до 1 %) количеством мелкого клинопироксена, с интерсертальной или долеритовой основной массой.

Отсутствие магнетита и низкие содержания темноцветных минералов во вкрапленниках, ранняя кристаллизация плагиоклаза свидетельствуют о формировании базальтов в относительно маловодных условиях.

Базальты относятся к насыщенным кремнеземом толеитам с низким содержанием глинозема и относительно низким — магния и титана (см. табл. 32). Все базальты обладают нормальной щелочностью натриевого типа, высоким темпом роста железистости при стабильном содержании кремнезема, что свойственно толентовым сериям. Слабая дифференциация говорит об отсутствии разветвленной системы периферических очагов, как это имело место в период образования медновского комплекса. Эти различия связаны с существенно иной геодинамической обстановкой — растяжением и расколами земной коры.

Нижнеюшинский базальт-андезито-базальтовый комплекс входит в состав юшинской свиты в северо-восточной части о-ва Беринга и представлен преимущественно субаэральными потоками базальтов (20—25 %), вулканических брекчий и туфов (15—20 %) и осадочными преимущественно грубообломочными породами (45—55 %), прорванными многочисленными дайками и силлами долеритов.

Комплекс состоит из двух толщ: нижней, преимущественно пирокластической, и верхней, эффузивной, перекрытой вулканокластическими образованиями. Базальты и андезито-базальты представляют собой плотные и пористые породы с вкрапленниками плагиоклаза (8—44 %), авгита и титаномагнетита (табл. 33). Ромбический пироксен (Fs_{28-36}) обнаружен только в базальтах и андезито-базальтах нижней толщи. Часто имеет оторочки из мелкозернистого клинопироксена. В базальтах нижней толщи отмечаются редкие псевдоморфозы по резорбированной роговой обманке с реликтами опацитовых кайм, а также единичные вкрапленники апатита. Плагиоклаз во всех породах представлен крупными кристаллами с прямой зональностью. Наиболее кальциевые разности (битовниты) встречены в породах нижней толщи. Идиоморфные оливины известны в виде вкрапленников только в базальтах верхней толщи; ромбический пироксен редок. Клинопироксены в обоих толщах представлены высококальциевыми разностями (Wo_{35-40}), с увеличением содержания волластонитовой молекулы вверх по разрезу.

Соотношения минералов и основной массы в породах северной части о-ва Беринга

№ п/п	№ обр.	P1	O1	Opх	Срх	Mt	П	В1	Oг	Ap	Основная масса	Chl	Op
1	Г-68/1	8,0	—	Знаки	3,5	Знаки	—	—	—	—	88,5	—	—
2	Г-64/1	18,5	—	1,5	6,5	3,5	—	—	—	Знаки	70,0	Знаки	Знаки
3	Г-62/1	43,2	—	0,7	11,6	1,4	—	—	—	—	43,1	—	—
4	Г-61/1	38,5	—	1,0	3,5	1,0	—	—	—	—	56,0	—	—
5	Г-69/1	20,5	—	—	1,5	1,5	—	—	—	—	75,5	1,0	—
6	Г-56/1	41,0	5,0	—	5,5	1,0	—	—	—	—	47,5	—	—
7	Г-51/1	21,5	—	—	10,5	1,0	—	—	—	—	63,0	4,5	—
8	Г-54/1	39,0	—	—	4,5	Знаки	—	—	—	—	55,0	1,5	—
9	Г-70/1	32,5	Знаки	—	3,5	"	—	—	—	—	62,5	1,5	—
10	Г-53/1	32,5	—	—	1,0	1,5	—	—	—	—	63,5	1,5	—
11	Г-71/1	32,0	—	—	3,0	1,0	—	—	—	—	62,0	2,0	—
12	Г-59/1	15,0	4,0	—	12,0	—	—	—	—	—	69,0	—	—
13	Г-58/1	68,5	—	—	18,0	4,5	Знаки	0,5	Знаки	1,0	—	7,5	—
14	Г-60/1	71,5	Знаки	—	22,0	5,0	"	—	"	Знаки	—	1,5	—
15	Г-74/1	3,5	Знаки	—	7,0	0,5	"	Знаки	—	"	89,0	—	—

Примечание. Oг — калиевый полевой шпат, Chl — псевдоморфозы по цветному минералу, Op — опацитовые каймы по роговой обманке; нижнеюшинский комплекс (1—11): нижняя толща (1—5), верхняя толща (6—11); верхнеюшинский комплекс (12—20); № обр. см. табл. 32.

Вулканические породы образуют две разновозрастные серии, каждая из которых отличается постепенным изменением свойств в довольно узком (особенно в верхней серии) интервале содержаний кремнезема от 46 до 56 % (см. табл. 32). Породы нижней толщи (серия первая) характеризуются высоким содержанием глинозема и минимальными концентрациями магния, натрия, калия и титана, в нормативном составе базальтов содержится кварц. Вулканыты первой серии характеризуются высоким темпом нарастания щелочей по мере увеличения кремнекислотности (см. рис. 29). В верхней толще встречаются как оливин-нормативные, так и кварцсодержащие базальты. Им также свойствен высокий темп нарастания щелочей при меньшем размахе значений кремнезема. По мере нарастания суммы щелочей в обеих сериях резко увеличивается отношение калия к натрию (см. рис. 29). При практически одинаковом содержании магния породы второй серии являются более железистыми (см. рис. 30). Общий уровень концентрации хрома и никеля в базальтах весьма низок. Таким образом, породы первой серии обладают особенностями слабо дифференцированных известково-щелочных серий, в то время как породы второй — тяготеют к толеитам островных дуг (см. рис. 31).

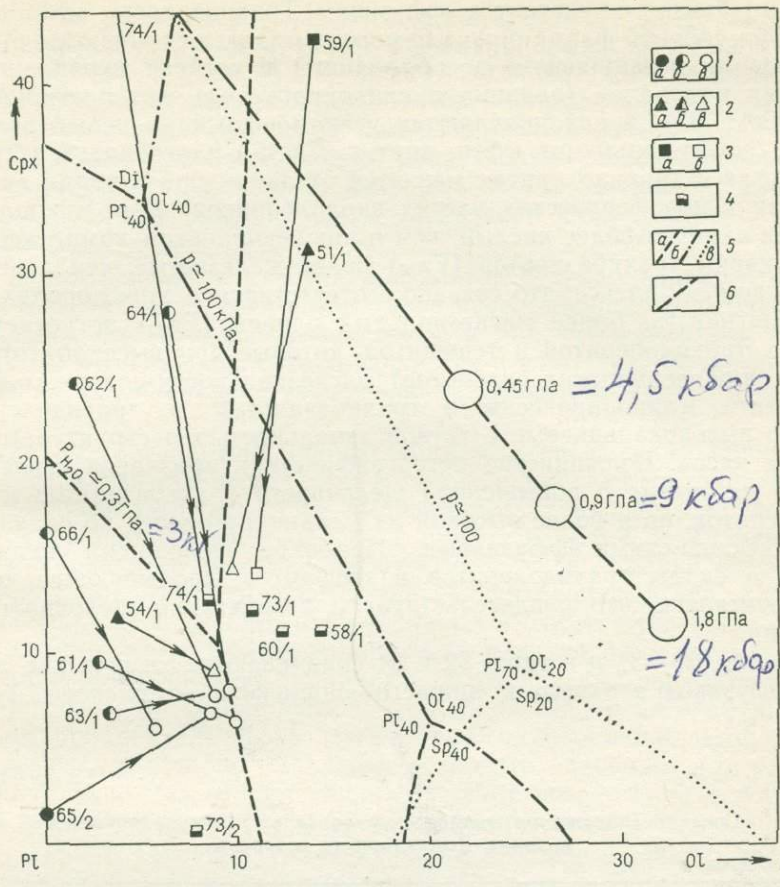
На рис. 32 фигуративные точки базальтов и андезито-базальтов располагаются в области, тяготеющей к псевдоинвариантной точке равновесия плаггиоклаз (An_{70})—форстерит—диопсид—расплав при давлении воды 0,3 ГПа. Такое расположение фигуративных точек отражает условия обособления магм от равновесных с ними твердых фаз.

Сравнение базальтов, присутствующих в обеих толщах описываемого комплекса, показывает, что при достаточно близких условиях обособления тех и других существуют различия, выражающиеся в постепенном снижении водного давления от древних магм к молодым.

Кристаллизация большей части андезито-базальтовых и базальтовых магм происходила в условиях, когда давление воды в очагах несколько повысилось по сравнению с исходным, соответствующим условиям обособления этих магм, что, очевидно, связано с достаточно длительным очаговым этапом их развития. Этим обусловлена первоначальная кристаллизация вкрапленников клинопироксенов, за которой последовало выделение плаггиоклаза. Длительное сохранение флюидного компонента в расплаве способствовало взрывному характеру вулканизма при подъеме магм к поверхности: обилие брекчий и переотложенного вулканомиктового материала, слагающего грубообломочные слои, особенно развитые в нижней толще. Исключения представляли лишь некоторые базальты обеих толщ, в которых раннее выделение плаггиоклаза свидетельствует о снижении водного давления на интрателлурической стадии.

По всей вероятности, исходный магматический очаг при образовании вулканических пород комплекса был расслоен, причем верхняя часть его была обогащена летучими компонентами и кремнеземом, в то время как нижняя — была более магниевой и бедной флюидами. Последовательное опорожнение очага привело к форми-

450,000 атм =



1—4 — соотношения вкрапленников и нормативных компонентов пород: 1 — породы нижнего юшинского комплекса (а — вкрапленники в базальтах, б — вкрапленники в андезито-базальтах, в — нормативные компоненты всей породы); 2 — породы верхней толщи нижнего юшинского комплекса (а, б, в — см. усл. обозн. 1); 3 — породы верхнего юшинского комплекса (а — вкрапленники, б — нормативные компоненты породы); 4 — дайки и силлы, прорывающие породы верхнего юшинского комплекса; 5 — котектические линии (а — при давлении 0,3 ГПа, б и в — при давлении 100 кПа); 6 — смещение тройной точки «плаггиоклаз — клинопироксен — оливин» при увеличении сухого давления от 100 кПа до 0,45, 0,9 и 1,8 ГПа. Условные обозначения, отвечающие соотношениям вкрапленников и соответствующих им пород, соединены линиями; стрелки направлены от точки вкрапленников к точке породы

рованию пород первой (нижней), а затем второй (верхней) серий. Повышенные содержания титана, хрома и никеля подтверждают более глубинное образование вулканитов верхней толщи.

Верхнеюшинский трахибазальтовый комплекс (верхняя часть юшинской свиты) представлен шаровыми лавами базальтов, трахибазальтов, их гналокластитов и пирокластических шлаков (гора Наковальня), переслаивающихся с прибрежно-морскими песчаниками и гравелитами (пос. Никольское и к северу от него). Прорывающие эту толщу дайки и силлы долеритов, трахидолеритов и тешенитов (горы

Свинные) близки по составу к эффузивам. Трахибазальты эффузивной и гипабиссальной фаций описываемого комплекса отличаются от вулканитов нижнеюшинского преобладанием в составе вкрапленников цветных минералов (оливина и клинопироксена) над плагиоклазом (см. табл. 33), в них появляются ксеноморфный калиевый полевой шпат, биотит, ильменит, сфен, апатит. Состав плагиоклаза в трахибазальтах и трахидолеритах меняется от лабрадора в ядрах до олигоклаза в периферических частях вкрапленников и в микролитах, т. е. он заметно более кислый, чем в нижнеюшинском комплексе.

Оливины трахибазальтов (Fe_{36}) более железистые, чем в нижнеюшинском комплексе, что связано с отсутствием в этих породах раннего магнетита. Более магнезиальный оливин (Fe_{23}) встречается в силлах трахидолеритов и тешенитов, которые при высокой (относительно нижнеюшинских базальтов) магнезиальности содержат много магнетита. Клинопироксены в трахибазальтах и трахидолеритах только высококальциевые с четкой зональностью и структурами песочных часов. Большинство петрографических признаков свидетельствует не только о повышенной щелочности трахибазальтов и трахидолеритов, но и более высокой их меланократовости по сравнению с нижнеюшинскими эффузивами. Наиболее щелочными являются дайки и силлы трахидолеритов и тешенитов, прорывающие юшинский комплекс, что свидетельствует о возрастании щелочности во времени.

На рис. 29—31 и в табл. 32 и 34 сравниваются химические составы эффузивов верхнего и нижнего юшинского комплексов. Трахи-

Таблица 34

Средние содержания микроэлементов (в г/т) в вулканических породах Командорских островов

Комплекс	Порода	Cr	Ni	Co	V	Mo	Cu	Zn	Rb	Zr	Sc	Ga	Y	Ba	n	
Юшинский	нижняя толща	Б	11	17	25	235	2,0	110	83	6	135	16	15,5	11	450	2
		АБ	16	18	18	185	3,2	90	88	10	152	11	15,8	10	550	6
	верхняя толща	Б	10	15	21	253	3,4	114	93	8	164	—	15,6	17	169	6
		АБ	10	18	25	220	3,8	140	85	8	180	—	15	20	—	1
Трахибазальтовый	ТБ	59	102	22	155	2	64	75	7,8	160	11,5	—	7,8	—	5	
	ТАБ	6	18	14	180	1	89	63	7,2	280	10	—	8	—	1	

Примечание. Нижне- и верхнеюшинский комплексы: Б — базальты, АБ — андезитобазальты; трахибазальтовый комплекс о-ва Беринга: ТБ — трахибазальты, ТАБ — трахиандезитобазальты.

базальты и трахидолериты содержат кремнезем от 49 до 56 %, характеризуются наиболее низкими концентрациями глинозема и высокими — магния, натрия, калия, титана, фосфора, хрома и никеля. По большинству компонентов отмечается однонаправленность изменения химического состава от пород нижнеюшинского комплекса к верхнему. Трахидолериты и тешениты представляют собой крайние члены, завершающие неогеновый цикл, в котором содержание глинозема снижается при одновременном увеличении щелочности и меланократовости.

В нормативном составе трахибазальтов и трахидолеритов содержится нефелин. При этом возрастание недосыщенности кремнеземом от древних базальтов нижнеюшинского комплекса к молодым трахибазальтам и трахидолеритам проявляется в нормативном составе, несмотря на одновременное увеличение окисленности железа в последних.

Судя по соотношению нормативных компонентов: клинопироксена, плагиоклаза и оливина (см. рис. 32) и высокой щелочности пород, трахибазальтовые магмы выплавились при достаточно низком 0,1—0,2 ГПа давлении воды. Этим они отличаются от базальтов и андезито-базальтов нижнеюшинского комплекса. Сравнительно высокая меланократовость, повышение концентрации магния, хрома и никеля (см. табл. 34) при одновременно высоком отношении калия к кремнезему свидетельствуют об увеличении глубины выплавления этих магм по сравнению с магмами более древних эпох Командорских островов. В течение неогена от ранних стадий до времени проявления трахибазальтового магматизма одновременно возрастала, по-видимому, и степень плавления исходного основного или ультраосновного вещества, о чем свидетельствует возрастание основности пород за счет снижения насыщенности их кремнеземом.

При кристаллизации трахибазальтовых магм первым выделялся клинопироксен. Это может быть связано с повышением водного давления и также — щелочности флюида на интрателлурической стадии. По мере формирования серии с увеличением кремнекислотности пород резко возрастает содержание щелочей, причем наклон серийной кривой близок к наклону серийных кривых вулканитов нижнеюшинского комплекса. Одновременно увеличивается отношение калия к натрию (см. рис. 29). Верхнеюшинский комплекс характеризуется более низким уровнем железистости, что заставляет предполагать наличие отсадки оливина при формировании ее основных членов (см. рис. 30).

Таким образом, проявления трахибазальтового магматизма верхнеюшинского комплекса представлены породами повышенной меланократовости и щелочности (с относительно высоким содержанием хрома и никеля). Эти петрологические признаки, проявленные на фоне слабой дислоцированности неогеновых свит северной части о-ва Беринга при отсутствии складчатых дислокаций, и проявление более молодого четвертичного вулканизма свидетельствуют о постепенной стабилизации его как тектонической структуры к концу миоцена.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ЭТАПЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Существует мнение, что Командорские острова, как и вся Алеутская дуга, молодое, кайнозойское сооружение [35]. Однако изложенный выше материал свидетельствует о древности структуры Командорских островов и длительной их геологической истории, близкой к истории Курильских островов. Основанием для последнего вывода служат большая мощность (до 35 км) земной коры, формационный состав кайнозойских образований, практически тождественный формационным рядам лиминарных геосинклиналей. О древности структуры островов свидетельствуют также многочисленные находки разнообразных древних пород фундамента. Кроме того, уже на ближайших островах Алеутской дуги из-под кайнозойских выступают более древние образования: рассланцованные вулканогенно-осадочные толщи, условно относимые к палеозою; вулканогенно-осадочные комплексы, прорванные интрузиями габбро-диорит-гранитоидного состава на Андреановских островах, где известны многочисленные валуны гнейсов, гранулитов, сланцев, гранитов и роговиков.

Таким образом, геологическая история Командорских островов началась, очевидно, еще в палеозое, и они развивались по геосинклинальному типу, а начиная с палеогена развитие продолжалось (или возобновилось) по типу вулканического пояса — островной дуги. Сильно дифференцированная вулканическая серия медновской свиты, в которой преобладают кислые эффузивы, указывает на достаточную зрелость фундамента уже в конце палеоцена (?) и начале эоцена.

Проявление базальтового вулканизма (толеитовые базальты жировской свиты) происходило и позднее, что свидетельствует о существовании режима растяжения и глубоких расколов, предшествующих длительному погружению, начиная от среднего и позднего эоцена до начала среднего миоцена, когда накапливался только флиш. Выдержанность флишевых фаций на больших расстояниях вдоль дуги и на Камчатке была возможна в протяженном геосинклинальном трого, ограниченном как с севера, так и с юга источниками сноса обломочного, а также и вулканического материала.

К началу среднего миоцена территория современных островов была поднята над уровнем моря как вследствие компенсации прогибания, так и в результате вулканической деятельности, возобновившейся в среднем миоцене и создавшей вулканический рельеф (юшинская свита). Однако, очевидно и позднее отдельные районы островов кратковременно погружались ниже уровня моря (шаровые базальты верхнеюшинского комплекса).

В истории Командорских островов выделяется не менее четырех этапов магматической деятельности. О наиболее древнем (первом) этапе, образования которого не вскрыты в настоящее время, можно судить по альбитизированным, афировым базальтам, встреченным в виде включений в кислых породах медновского комплекса и относящихся, по-видимому, к однородной базальтовой формации. Возможно, что проявлению среднекислого вулканизма медновского комплек-

са предшествует и базальт-андезитовый комплекс, судя по обильным галькам андезитов в вышележащих конгломератах и гравелитах. Второй этап, отвечающий уже экспонированной части разреза, соответствует преобразенской серии. Он начался проявлением андезит-дацит-риолитового магматизма и закончился незначительными по объему однородными базальтами жировского комплекса. Третий этап после длительного перерыва, фиксируемого флишенаконплением, и поднятия начался известко-щелочным вулканизмом, сменившимся вскоре толеновым нижнеюшинским комплексом, а затем субщелочным верхнеюшинским комплексом, что было связано с раскрытием и постепенным углублением расколов относительно стабилизированного фундамента. Этим закончился в миоцене вулканизм на о-ве Беринга. На о-ве Медном к заключительному этапу магматизма относится плиоценовый базальт-андезит-дацитовый комплекс водопадской свиты. Он был сформирован на расчлененной поверхности острова, следовательно, и здесь проявлению вулканизма предшествовали поднятия. Этот комплекс является отголоском интенсивного вулканизма в плиоцен-четвертичное время на расположенных восточнее Алеутских островах.

Неясными остаются взаимоотношения между медновским комплексом и проявлением древнего базальт-андезитового вулканизма. Возможно, что последний имеет позднемеловой возраст, будучи сопоставим с верхнемеловыми базальтами, драгированными на островном склоне о-ва Беринга. Судя по химическим анализам, эти базальты относятся к высокоглиноземистому и низкотитанистому типу толеновых базальтов островных дуг. Вулканы медновского комплекса очень сходны с породами формации «зеленых туфов», широко распространенных в начале островодужного этапа в Японии, на Курильских островах и Камчатке. Вероятно, именно они начинают новый этап островодужного магматизма, а нижележащие базальты и андезиты относятся к завершающим этапам более раннего цикла геосинклинального развития.

Сходство формационного ряда кайнозойского тектоно-магматического цикла Алеутской дуги, крайней западной частью которой являются Командорские острова, с геосинклиналями прошлого дополняется при рассмотрении интрузивных комплексов. Со вторым этапом связаны массив плагиогранитов северо-западной части о-ва Медного с абсолютным возрастом $35 \pm 1,4$ млн. лет [15], а также многочисленные дайки основного и среднего состава. С третьим — экстрезии и малоглубинные тела долеритов, трахидолеритов, тешенитов и габброидов, а также дайковые поля того же состава. С последним на острове Медном связаны небольшие интрузии габбро диоритов и кварцевых диоритов (мыс Черный), а также дайки основного и среднего состава [35].

Часть II

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ И ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Вулканические пояса островных дуг представляют собой планетарные структуры, несогласно наложенные на более древние образования. Они развиваются вдоль крупных крутопадающих разломов, опережающих зону Беньофа.

Главные различия островных дуг связаны с характером их фундамента. Выделяются энсиалические дуги, развитые на мощной коре континентального типа, испытавшей длительное полициклическое развитие, и энсиматические дуги, развитые на маломощной коре типа, близкого к океаническому. Возможно, что и под последними имеются блоки континентальной коры. Таким образом, приведенное деление условно и отражает скорее преобладающий тип коры.

Предшествующая геологическая история фундамента расшифровывается более определенно для энсиалических дуг; ими являются длительно развивающиеся подвижные пояса на окраинах континентов. Так, в подвижных поясах Востока Азии, являющихся фундаментом островных дуг по крайней мере с палеозоя, обстановка, соответствующая островным дугам, создавалась неоднократно. При этом крупные линейменты, вдоль которых они закладывались, не всегда были приурочены к границе континент—океан, а часто сочленяли структуры разного возраста и разной степени консолидации в пределах подвижных поясов. Это обусловило появление амагматических бордерлендов (внешних дуг) во фронтальных зонах вулканических поясов (Малая Курильская гряда и подводный хр. Витязя), где выходят на поверхность образования предшествующих этапов развития подвижных поясов. Гетерогенное, блоковое строение фундамента островных дуг отражается в латеральных вариациях вулканизма и осадконакопления. Дуги оказываются разбитыми на отдельные сегменты и блоки разного масштаба, наследующие неоднородности древнего фундамента и разделенные молодыми или обновленными разломами. Так, в пределах Курильской дуги выделяются три крупных сегмента, причем проявления вулканизма каждого из них сохраняют отличительные особенности в течение всей жизни дуги. По-видимому, с неоднородностью фундамента связан и различный темп развития слагающих их сегментов и блоков при одновременности заложения островной дуги в целом. Так, Командорский блок Алеутской дуги закончил свое развитие и амагматичен с плиоцена, в то время как

остальная ее часть характеризуется проявлением современного вулканизма. Разный темп развития свойствен Камчатке и Курильским островам.

При всей пестроте вулканических продуктов объединяющим для островных дуг является широкое развитие специфического известково-щелочного магматизма, являющегося главным поставщиком на поверхность Земли средних и кислых продуктов.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ

Строению земной коры и верхней мантии под Курило-Камчатской и Алеутской островными дугами и зонами перехода в целом посвящено большое количество работ. Обобщающими являются работы [1, 26, 27, 28], а также Н. А. Беляевского, С. М. Зверева, А. Г. Гайнанова, И. П. Косминской, А. Г. Родникова, С. С. Снеговского, Р. З. Тараканова, С. А. Федотова и др. Резюмируем кратко те результаты, которые имеют значение для проблемы генезиса островных дуг.

Как известно, активные зоны перехода от континента к океану характеризуются аномальным строением недр, что выражено в скоростях сейсмических волн, сейсмичности, плотности пород, электропроводности, магнитных свойствах, тепловом потоке и др. Появляются гравитационные аномалии, границы между мантией и корой теряют определенность. Изостатическая нескомпенсированность в настоящее время усиливается: островные дуги поднимаются, а желоба опускаются вопреки изостазии. Для объяснения гравитационных аномалий необходимо допустить разуплотнение верхней мантии до глубин не менее чем 300—400 км. Астеносфера выражена очень четко по сравнению с прилегающими к зоне перехода континентальным и океаническим блоками. По обобщенным данным сейсмических исследований мощность земной коры под Курильской дугой варьирует от 30—40 км и более в ее фланговых зонах до 10 км в районе центральной части Курильских островов [9, 26]. Повсеместно выделяются два слоя — консолидированная (кристаллическая) кора и «осадочный» чехол. Раздел между ними имеет сложную конфигурацию, отвечая в целом современным формам рельефа. «Осадочный» чехол более четко расслоен по сравнению с кристаллической частью коры, причем его мощность (2—12 км) и градиенты ее изменения существенно превышают аналогичные параметры в современных акваториях, особенно в океане. Скорости сейсмических волн в «осадочном» чехле не поднимаются выше 5,5 км/с. Кристаллическая часть коры варьирует по мощности от 5 до 25 км, что наряду с большой изменчивостью скоростей сейсмических волн (6,0—7,2 км/с) свидетельствует о гетерогенности ее строения. Большинство исследователей (И. П. Косминская, С. Т. Балеста и др.) выделяют в ней «гранитный» и «базальтовый» слои, соотношения между которыми сильно меняются, а разделы не всегда четко устанавливаются. Характерно также наличие переходной зоны на границе земной коры и мантии (так называемой «корово-мантийной» смеси), обладающей пониженными скоростями (7,6—7,9 км/с) и не дающей возможность достоверно уста-

новить границу Мохо. Например, под Алеутскими и Курильскими островами выделяются несколько отражающих горизонтов, каждый из которых можно рассматривать как границу Мохо [9, 28].

Обобщение детальных комплексных сейсмических исследований (МОВЗ, ГСЗ, КМПВ) на южном фланге Курильской гряды показало, что под о-вом Кунашир литосфера имеет слоисто-блоковое строение, причем отдельные слои существенно деформированы, их залегание отличается от горизонтального, имеет место выклинивание слоев [9]. Устанавливаются разрывные нарушения, проникающие в литосферу до 40—50 км. Выделяемая граница на глубине 0,5—5 км предположительно отождествляется с кровлей консолидированной кристаллической коры (пластовые скорости — 4,7 км/с), кристаллическая кора подразделяется на несколько комплексов (слоев), верхний из которых (6,3—6,9 км/с) сопоставляется с позднемеловыми—кайнозойскими отложениями Хоккайдо (около 10 км), под ним выделяется слой (7,3—7,5 км/с), сопоставляемый с мезозой-палеозойскими отложениями того же острова. Следующий слой (7,8 км/с) рассматривается как их докембрийское (?) основание, соответствующее основанию палеозой-мезозойского геосинклинального комплекса Японии. Еще ниже выделяется «базальтовый» слой (на глубинах от 25 до 40 км) — см. рис. 20. Повышенные пластовые скорости консолидированной коры, значительно более высокие, чем обычно в континентальном ее типе (до глубин 25 км — $6,6 \div 7,8$ км/с), наряду с пониженными скоростями в верхней мантии дают основание некоторым исследователям относить земную кору этого региона к субконтинентальному типу [9].

Геофизические данные по строению земной коры, полученные под о-вом Кунашир, находят подтверждение в геологическом материале, согласно которому земная кора под Курильской дугой претерпела длительное полициклическое развитие и является достаточно зрелой. Данные М. И. Волобуева и других исследователей (1980 г.) по изотопии свинца из рудопроявлений Курильской дуги и построенная по ним изохрона (острова Кунашир и Итуруп) дают возможность предполагать докембрийский возраст коры континентального типа в основании южной части Курильских островов, впоследствии переработанной деструктивными процессами. Наиболее неясно строение коры под центральной частью Курильских островов, где по данным ГСЗ предполагается маломощная кора субокеанического типа. Необходимы дополнительные исследования, чтобы решить, имеем ли мы здесь первичную океаническую кору или же кору континентального типа, в настоящее время существенно переработанную.

Строение земной коры под западной частью Алеутской островной дуги по имеющимся данным сходно с таковым под Курильской дугой. Максимальная мощность коры (около 20 км) установлена под северным склоном Алеутского желоба, а под Командорскими островами зафиксированы пониженные скорости в верхней мантии (7,9 км/с) и астеносферные слои на глубинах 65—95 и 120—160 км. Вероятно, существует кора, близкая по типу к континентальной, и в этом регионе.

Жесткая пространственная и, очевидно, генетическая связь между вулканическими поясами островных дуг и сейсмофокальной зоной Беньофа уже давно привлекает к себе внимание исследователей, занимающихся проблемами магматизма подвижных поясов. Под Курильской островной дугой падение зоны Беньофа равно $45-50^\circ$, и она прослеживается до глубин 600—700 км. Строение зон достаточно сложно. Как и сами дуги, они разбиты на сегменты, что подчеркивает их сопряженность с дугами и глубинность разломов, расчленяющих эти структуры. Гипоцентры землетрясений в них группируются гнездами, с наличием асейсмичных участков. Асейсмичный отрезок зоны Беньофа на глубинах 150—200 м располагается непосредственно под активным вулканическим поясом Курильской островной дуги. В верхней своей части зона выполаживается и становится распылчатой, в связи с густым роем приповерхностных землетрясений. В Курило-Камчатском регионе зона Беньофа выходит на поверхность на островном склоне примерно на половине расстояния между желобом и дугой, причем в области ее выхода полностью отсутствуют вулканические центры. Тепловой поток под зонами перехода, за исключением глубоководных желобов, имеет повышенное значение. Особенно высок тепловой поток под окраинными морями, менее значителен — под островными дугами [27 и др.]. В распределении теплового потока под островными дугами установлены две основные закономерности: 1) его нестабильность, что связано с неоднородностью теплового поля магматически активных областей под ними, насыщенных магматическими камерами и очагами, и 2) области активного современного вулканизма характеризуются более высоким тепловым потоком, чем остальные части островных дуг. Оценки температур в земной коре и мантии по данным теплового потока производились неоднократно [27, 28 и др.]. Результаты оказались сходными: значения температуры 1200 °С, близкие к ликвидусу базальтовых магм, достигаются под островными дугами на глубинах от 50 км до 20—30 км [28]. Сопоставление данных по глубинному строению островных дуг, находящихся на разных стадиях развития, позволило установить, что с течением времени происходит в общем выполаживание зоны Беньофа, уменьшение глубины гипоцентров землетрясений с перемещением последних в пределы земной коры и уменьшение интенсивности теплового потока. Ю. М. Шейнманн, который рассматривал активные зоны перехода как гигантские тектоногены или области подъема глубинного вещества и эндогенного тепла к поверхности Земли, считал, что эти особенности связаны с отрицанием тектоногенов.

СООТНОШЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ВУЛКАНИЗМА

Энсиалические дуги запада и северо-запада Тихого океана, в том числе Курило-Камчатская и примыкающие к ней с юга Японские дуги (Северо-Западного Хонсю и Рюкю), заложились на рубеже палеогена и неогена, когда по глубинным разломам образовалась система линейных прогибов, несогласно наложенных на более древние геосинклинальные структуры и пространственно сопряженных с сейсмофо-

кальной зоной. В дальнейшем в процессе эволюции усложняется строение этих прогибов, они испытывают перекомпенсацию с последующим образованием геоантиклинальных поднятий (собственно островных дуг), однако принципиальной перестройки структурного плана уже не происходит. О времени, предшествующем заложению прогибов, можно судить на основании как наличия ксенолитов и включений пород фундамента в вулканитах, так и состава и строения до-неогеновых образований Хоккайдо и Камчатки, непосредственным продолжением которых являются южный и северный сегменты Курильской дуги. Исходя из этих данных, заложению прогиба островных дуг на Восточном Хоккайдо в палеогене предшествовало значительное обмеление бассейна, что фиксировалось образованием угленосных формаций, сменивших вулканогенно-терригенные толщи верхнего мела [37]. Севернее, в районе Малой Курильской гряды палеогеновые отложения вообще отсутствуют.

На Камчатке палеогеновому времени также соответствует перестройка структурного плана и инверсия геосинклинального режима. Если учесть, что на большей части территории Охотского и Японского морей неизвестны палеогеновые отложения и она в это время представляла собою сушу, то становится очевидным, что заложение прогиба будущих островных дуг на рубеже палеогена и неогена имело место на окраине Азиатского континента. Территория прогиба была значительно обширнее, чем современные геоантиклиналы островных дуг. Об этом можно судить по распространению формации основания прогиба, известной в Японии как формация «зеленых туфов» и ее аналогов на Курильских островах, Камчатке и на соседних территориях. Эта формация известна и значительно западнее современных контуров островных дуг в пределах восточной части Японского моря, позднее вовлеченной в интенсивное прогибание. В Охотском море она пока неизвестна, но вероятно ее нахождение в пределах Курильской котловины (нижняя толща осадочного чехла, по С. С. Снеговскому).

Восточная граница прогиба была, очевидно, близка к западной границе Малой Курильской гряды и п-ова Немуро на о-ве Хоккайдо, где синхронно с известково-щелочным вулканизмом формации «зеленых туфов» имел место слабо дифференцированный, наземный и значительно менее мощный вулканизм зеленовской формации о-ва Шикотан; севернее она следовала западной границе современного подводного хр. Витязя и полуостровов Восточной Камчатки. Таким образом можно уточнить положение неогенового прогиба на окраине Азиатского континента: он располагался несколько западнее границы континента с океаном, в пределах первого, а восточнее существовал амагматичный бордерленд. Его отсутствие в пределах центральной части Курильских островов может быть объяснено либо несогласным заложением неогенового прогиба по отношению к границе Азиатского континента, либо большей степенью деструкции континентальной коры. Длительная и сложная история развития миоценовых прогибов островных дуг привела к их частичной инверсии и к формированию зоны перехода в ее современном виде: окраинное море — геоантиклиналь островной дуги — амагматичный бордерленд —

желоб. Сходное развитие, но в более раннее геологическое время (палеоген—плиоцен) испытали и Командорские острова (западная часть Алеутской дуги).

На основании изучения соотношений между вулканической деятельностью и тектоническими движениями в истории Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг можно сделать вывод, что проявлению вулканизма всегда предшествует поднятие, которое постепенно, по мере развития вулканического процесса, сменяется опусканием. При этом этапы максимального погружения, как правило, амагматичны. В истории развития рассмотренных дуг выделяется несколько этапов поднятий и погружений и, соответственно, несколько этапов проявления вулканизма. Однако основное направление развития заключается во все большем преобладании поднятий над погружениями и в формировании геантиклинальных структур островных дуг. Рост поднятий обусловлен не одними тектоническими причинами, но связан и с интенсивным выбросом на поверхность эндогенного магматического материала, который не только компенсирует прогибание, но и приводит к перекомпенсации прогибов.

Аналогичные соотношения между вулканизмом и тектоническими движениями свойственны и другим островным дугам. Так, на Малой Антильской дуге преимущественно мелководные эоцен-раннеолигоценные андезито-базальтовые вулканические образования ранних этапов ее развития, отделены от позднемиоцен-четвертичных вулканогенных образований этапом погружения и формирования нижне-среднемиоценовых известняков большой мощности. Позднемиоценовой вспышке вулканизма предшествовали поднятия и тектонические движения андской орогении. На дуге Тонга, в ее внешней зоне [42] нижний доверхнеэоценовый комплекс подводных базальтов и андезитов, фиксирующий ранний этап вулканизма, отделен от позднего миоценового вулканогенного комплекса амагматичным этапом погружения с формированием известняков и мергелей, вслед за которым имело место поднятие. Подобные примеры можно было бы продолжить. Они подтверждают установленную закономерность: в процессе эволюции островных дуг этапам вулканизма предшествуют поднятия, сменяющиеся опусканиями по мере формирования вулканогенных комплексов.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА И ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ

Как было показано выше, магматический процесс в островных дугах характеризуется отчетливой цикличностью, когда периоды интенсивной магматической деятельности сменяются амагматичными периодами. На этом основании выделяются этапы магматизма, в которых смена формаций обнаруживает определенные закономерности. Среди изученных нами объектов выделяется Малая Курильская гряда, формационный ряд которой относится к самому древнему возрастному интервалу известного на Курильской дуге разреза, отличающаяся как от формационного ряда Большой Курильской гряды, так и Командорских островов. Для Малой Курильской гряды характерен

преимущественно базальтовый магматизм. Этот факт, наряду с повышенной щелочностью пород, дает возможность предполагать наличие жесткого фундамента в основании Малой Курильской гряды.

Эволюция вулканизма и формационные ряды Большой Курильской гряды и Командорских островов Алеутской дуги обнаруживают много общего, хотя они и реализуются в различных возрастных интервалах. При этом проявления вулканизма на ранних этапах имеют более широкое площадное распространение и являются более сходным по типу, чем на поздних, что, по-видимому, связано с большей интенсивностью раннего вулканизма, когда меньше проявляются региональные особенности и разнородность фундамента.

Общими чертами раннего этапа вулканизма на рассматриваемых дугах — олигоцен-?-миоценового на Большой Курильской дуге и палеогенового на Командорских островах являются: мелководный и островной его характер с увеличением роли наземных образований, генеральная гомодромная тенденция развития при преимущественно известково-щелочном натриевом типе вулканизма с постепенной сменой его калиево-натриевым, локально проявленные излияния толеитов в зонах растяжения, увеличение роли субвулканических и мало-глубинных интрузивных тел к концу этапов. Но главной чертой рассматриваемых дуг, которые отнесены нами к энсалическому типу, является преобладание известково-щелочных серий, являющихся как бы «сквозными» и образующимися на всех этапах развития дуг. Это отличает их от энсиматических дуг, среди вулканических образований которых значительно большую роль играют толеитовые базальты, образующие комплексы подводных пиллоу-лав с гиадокластитами, которые некоторыми исследователями сопоставляются с толеитами офиолитовых комплексов [42, 48]. Однако, как будет показано ниже, эти два типа толеитов обладают существенными отличиями и не могут быть отождествлены друг с другом. Тем более они не могут быть объединены в единый офиолитовый комплекс с гипербазитами, которые драгируются с приостровных склонов глубоководных желобов, преимущественно в энсиматических дугах. Как правило офиолиты относятся к более ранним стадиям развития региона и разобщены во времени с толеитовыми базальтами. Для островных же дуг от заложения прогибов до формирования геоантиклинальных поднятий гипербазиты не свойственны. Наиболее характерные для островных дуг экзогенные флишевые, диатомитовые и коллювиальные образования, входящие в состав смешанных вулканогенно-осадочных или образующие самостоятельные формации, характеризуются преимущественно местным вулканогенным происхождением терригенного материала. Принципиальное различие между соотношением осадочных и вулканогенных пород на ранних и поздних этапах развития островных дуг заключается в том, что при подводном вулканизме ранних этапов осадконакопление более тесно связано с проявлением вулканизма, вулканические и осадочные породы переслаиваются между собою и возрастает роль смешанных вулканогенно-осадочных формаций. В более поздние этапы, когда произошло обособление вулканических геоантиклинальных поднятий островных дуг, осадочные комплексы обособленно ло-

кализуются в междуговых и придуговых прогибах окраинных морей и на приостровном склоне желоба.

Контрастность тектонических движений, интенсивный магматизм, большие мощности вулканогенно-осадочных образований и силицитовых (диатомитовых) формаций свидетельствуют о геосинклинальной природе зон перехода в целом, в которых собственно геоантиклинальные поднятия островных дуг проходят сложный путь эволюции, формируясь на месте прогибов. Особенности их формационных рядов, а именно широкое развитие известково-щелочного, существенно андезитового вулканизма, проявленного на всех этапах развития дуг, начиная от самых ранних, так же как и отсутствие офиолитов, позволяют относить островные дуги к особому типу геосинклиналей — к андезитовым геосинклиналям или лиминарам, выделенным в 1972 г. Ж. Обуэном. Среди древних аналогов подобных геосинклиналей можно назвать мезозойские геосинклинали — Малого Кавказа, Тайгоносскую геосинклиналь Северо-Востока Азии, Арауканскую геосинклиналь Чилийских Анд.

ЛАТЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Разнообразие вулканических проявлений, связанное с эволюцией вулканизма во времени, осложняется латеральной зональностью. Уже по последовательной смене структур зоны перехода от океана к континенту устанавливается четкая асимметрия, связанная с их положением по отношению к зоне Беньофа. Латеральная зональность состава вулканических пород в самих островных дугах, а именно смена толентовых серий известково-щелочными и далее щелочными по направлению к тыловой части дуги, впервые выявлена в 1967 г. Х. Куно и подтверждена впоследствии рядом исследователей.

Латеральная зональность одновозрастных вулканических пород усложняется общим смещением активного вулканического пояса островных дуг по направлению к их тыловой зоне, что в большей или меньшей степени прослеживается почти во всех длительно развивающихся дугах. Как было установлено в 1967 г. Г. С. Горшковым, уже в течение голоцена произошло смещение активных центров Курильской дуги на запад. Оно сопровождается либо погружением фронтальной ее зоны, где вулканические породы оказываются перекрытыми морскими отложениями (Малая Антильская дуга, дуга Тонга), либо фронтальная зона сохраняется в виде поднятия в течение последующего времени существования дуги. К последнему типу дуг относятся Курильские острова и Япония.

На основании сказанного можно сделать следующие выводы:

1) для островных дуг характерны блоковость, неоднородность строения, связанная с гетерогенностью их фундамента и определяющая значительную пестроту вулканических проявлений на фоне закономерной латеральной зональности, обусловленной сопряженностью с зонами Беньофа;

2) аномальность строения недр под островными дугами выражается: в отсутствии резкой границы между корой и мантией, слож-

ном строении и подъеме астеносферного слоя, в нарушениях изостази, которые должны компенсироваться разуплотнением мантии на значительные глубины (не менее чем до 400 км), в повышенном тепловом потоке, который прямо коррелируется с зонами магматической и тектонической активности и, очевидно, имеет глубинную природу. Крупные масштабы аномальностей и их стабильность свидетельствуют, что возмущения, их вызывающие, зарождаются в глубоких слоях Земли, возможно, под астеносферой;

3) проявление вулканизма в островных дугах носит прерывистый, пульсирующий характер, чередуясь с длительными этапами осадконакопления; его интенсивным всплхам предшествуют поднятия, которые по мере формирования вулканогенных комплексов сменяются прогибанием;

4) отсутствие офиолитов в формационных рядах островных дуг свидетельствует о потере связи их магматизма с мантийным источником и косвенным доказательством участия корового материала в формировании магматических пород;

5) по особенностям строения фундамента и по геологическим данным изученные нами западная часть Алеутской и Курильская островные дуги (вероятно за исключением центральной части Курильской дуги) относятся к энсиалическим островным дугам, по формационным рядам — к геосинклинальным структурам определенного типа — андезитовым или лиминарам.

ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Понятие о вулканической серии как о генетическом сообществе пород было обосновано А. Н. Заварицким в его книге «Петрохимия магматических пород». После этого понятие о вулканической серии прочно вошло как в советскую, так и зарубежную литературу. Под вулканическими (магматическими) сериями нами понимаются ряды (ассоциации) горных пород, связанные общностью происхождения из единого исходного магматического расплава и наличием общего ведущего фактора дифференциации, обусловившего разнообразие пород.

Корреляция химических составов и минеральных парагенезисов пород различной кремнекислотности, пространственная и временная их близость, наличие плавных сериальных кривых, а также родственных включений более основного состава в более кислых породах свидетельствуют о том, что описанные в первой части данной книги комплексы вулканических пород островных дуг объединяются в генетические серии.

Если число типов серий и их названия являются почти общепринятыми, то их объемы, границы и критерии разделения широко варьируют у разных исследователей [23, 45, 46, 47, 48 и др.]. Главные различия серий заключаются в химическом составе, обуславливающим особенности минерального состава. Вследствие этого признаки их выделения являются прежде всего химическими. В первую очередь разделение серий производится на основании содержания щелочей в исходных магмах и тренда щелочности по отношению к

кремнезему на серии нормальной щелочности и щелочные (табл. 35). Первые из них не содержат, а вторые содержат недосыщенные кремнеземом силикаты в нормативном и (или) модальном составе. Каждая из выделенных групп серий, в свою очередь, разделяется на два типа. В настоящей работе эти серии, вслед за Д. Вилкинсоном (1968 г.) и Т. Ирвином и В. Барагаром (1971 г.), нами разделяются на толеитовый и известково-щелочной типы в первую очередь по темпу роста железистости в процессе их эволюции. Толеитовые серии отличаются интенсивным ростом железистости при незначительном увеличении или даже уменьшении содержания кремнезема от известково-щелочных серий, для которых характерен интенсивный рост кремнезема при медленном росте железистости. Этот признак обуславливает высокое содержание железа в дифференциатах толеитовых серий по сравнению с дифференциатами известково-щелочных. Именно с этими последними связаны высокоглиноземистые и низкожелезистые андезиты, столь характерные для островных дуг. Синонимами терминов «толеитовая» и «известково-щелочная» серии являются соответственно пижонитовая [47] и гиперстеновая или андезитовая. Следует отметить, что в природе, как обычно, нет жестких границ, и широко распространены переходные типы, в процессе эволюции которых происходит замедление темпа накопления железа, бывшего высоким на ранних стадиях, и начинает быстро расти содержание кремнезема. Тип такой серии определяется нами по преобладанию того или иного тренда. В некоторых случаях в процессе эволюции одного и того же вулкана тип серии меняется. Примером является вулкан Тятя на о-ве Кунашир, где толеитовая серия сменяется на известково-щелочную.

Серии повышенной щелочности разделяются на субщелочные и щелочные в зависимости от отсутствия или наличия фельдшпатов. Что же касается тренда железистости, то он, как правило, близок в обоих типах к таковому для толеитовых серий, особенно на ранних стадиях дифференциации, и не является разделяющим признаком. Щелочные серии с фельдшпатоидами не характерны для островных дуг и поэтому в табл. 36 отсутствуют.

В зависимости от характера щелочности исходной магмы все типы серий могут быть разбиты на подтипы. В сериях нормальной щелочности — это натриевый ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$), или низкокалиевый и калиево-натриевый подтипы ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4-1$), а в щелочных сериях — калиево-натриевый и калиевый ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$) (шошонитовый). При этом низкокалиевый подтип преобладает в толеитовой серии, а калиево-натриевый — в известково-щелочной. Однако мы считаем неверным ограничивать натриевым (низкокалиевым) подтипом все толеитовые серии, как делают в последнее время некоторые исследователи [14, 23, 46 и др.], ибо это противоречит первоначальному смыслу термина. Известно, что именно толеитовый тип широко развит среди траппов древних платформ, где среднее содержание калия в базальтах близко к единице. Если принять за границу между толеитовыми и известково-щелочными сериями содержание $\text{K}_2\text{O} = 0,8$, как это предлагает Б. Г. Лутц (1980 г.), то все они относятся к известково-щелочным сериям, что противоречит развитому в

Вулканические серии Курильской островной дуги (острова

Тип		
Нормальной		
Толетитовые		Известково-
Натриевые	Калиево-натриевые	Натриевые
О-в Кунашир — нижнекунаширский комплекс; нижняя досоммовая толща вулкана Тятя; О-в Хоккайдо — вулкан Машу	О-в Шикотан — крабозаводский комплекс; О-в Медный — жировский комплекс; О-в Беринга — нижнеюшинский комплекс (верхняя толща)	О-в Кунашир — комплексы: верхнекунаширский*, алексинский*, эффузивов плато; вулканы: Тятя, Менделеева*, Головинна*; о-в Медный — медновский* комплекс

* Серии (комплексы) протяженного ряда.

них железистому тренду. Содержание калия в среднем толците по Р. Ле Метру (1976 г.) также не позволяет ограничивать толетитовые базальты только натриевыми разностями. Кроме того, при таком подходе теряется главный признак сериальности — разделение серий по тренду эволюции, поскольку и натриевые, и калиево-натриевые серии обладают как толетитовым (феннеровским), так и известково-щелочным (боуэновским) трендом дифференциации. Тип щелочности определяется в первую очередь исходной магмой, однако эволюция последней может идти разным путем. Само понятие «серия» подразумевает набор дифференциатов, произошедших в результате тех или иных общих факторов эволюции и, следовательно, именно эволюционный тренд должен быть главным при разделении серий. В том же случае, если мы хотим создать классификацию исходных магм, признак типа щелочности мог бы являться одним из главных. Однако при создании такой классификации мы неизменно попадаем в область дедукции, в то время как тренд дифференциации является более объективным критерием.

Принятая нами классификация серий и серийная принадлежность изученных комплексов показаны в табл. 35. В табл. 36 дан средний химический состав базальтов разных серий нормальной щелочности, вычисленный на основании изученных комплексов. Из табл. 36 видно, что базальты всех генетических серий обладают общими чертами, что, как будет показано ниже, является результатом общности условий их генерации. Все они характеризуются высоким содержанием глинозема и низким — титана. Сравнение их с океаническими толитами (рис. 33) показывает, что они отличаются кроме того высокими содержаниями окисного железа, обогащены калием и малыми литофильными элементами и обеднены кальцием, магнием, закисным железом, хромом, никелем.

Различия между базальтами разных типов серий менее существенны, представляя собой как бы вариации на общем фоне единого

Шикотан, Кунашир, Парамушир) и Командорских островов

серии			
щелочности		Субщелочные	
щелочные			
Калиево-натриевые		Калиево-натриевые	Калиевые
О-в Парамушир — комплексы: океанский, эффузивов плато; вулканы: Эбеко*, Билибина*, Вернадского*, Ветровой; О-в Шикотан — комплексы: хромовский, зеленковский ноторотомаринский; О-в Беринга — нижнеюшинский комплекс (нижняя толща)		О-в Атласова — вулкан Аланд; О-в Беринга — верхнеюшинский комплекс	О-в Шикотан — малокурильский комплекс

Таблица 36

Средний химический состав базальтов толетитовых и известково-щелочных серий Курильской островной дуги (острова Шикотан, Кунашир, Парамушир, Шумшу) и Командорских островов

Оксиды, коэффициенты	Тип серии					
	Толетитовый			Известково-щелочной		
	Натриевый	Калиево-натриевый	Среднее	Натриевый	Калиево-натриевый	Среднее
SiO ₂	49,54	49,89	49,71	50,67	50,54	50,60
TiO ₂	0,73	0,82	0,77	0,68	0,67	0,68
Al ₂ O ₃	17,90	18,29	18,09	18,16	19,04	18,60
Fe ₂ O ₃	4,09	5,85	4,97	3,42	4,66	4,04
FeO	6,27	4,91	5,59	6,42	4,82	5,62
MnO	0,15	0,19	0,17	0,16	0,16	0,16
MgO	5,78	4,56	5,17	5,85	5,00	5,42
CaO	9,98	9,97	9,98	9,48	9,74	9,61
Na ₂ O	2,43	2,88	2,65	2,45	2,67	2,56
K ₂ O	0,42	1,03	0,72	0,45	1,05	0,73
P ₂ O ₅	0,17	0,24	0,20	0,14	0,24	0,19
Na ₂ O/K ₂ O	5,8	2,8	3,7	5,4	2,5	3,4
FeO + Fe ₂ O ₃ /MgO	1,8	2,35	2,04	1,7	1,9	1,8
K ₂ O/TiO ₂	0,57	1,25	0,93	0,66	1,56	1,1
F	64	70	67	62	65	64

Примечание. Подтипы выделены по отношению Na₂O/K₂O: натриевый >4, калиево-натриевый=4-1.

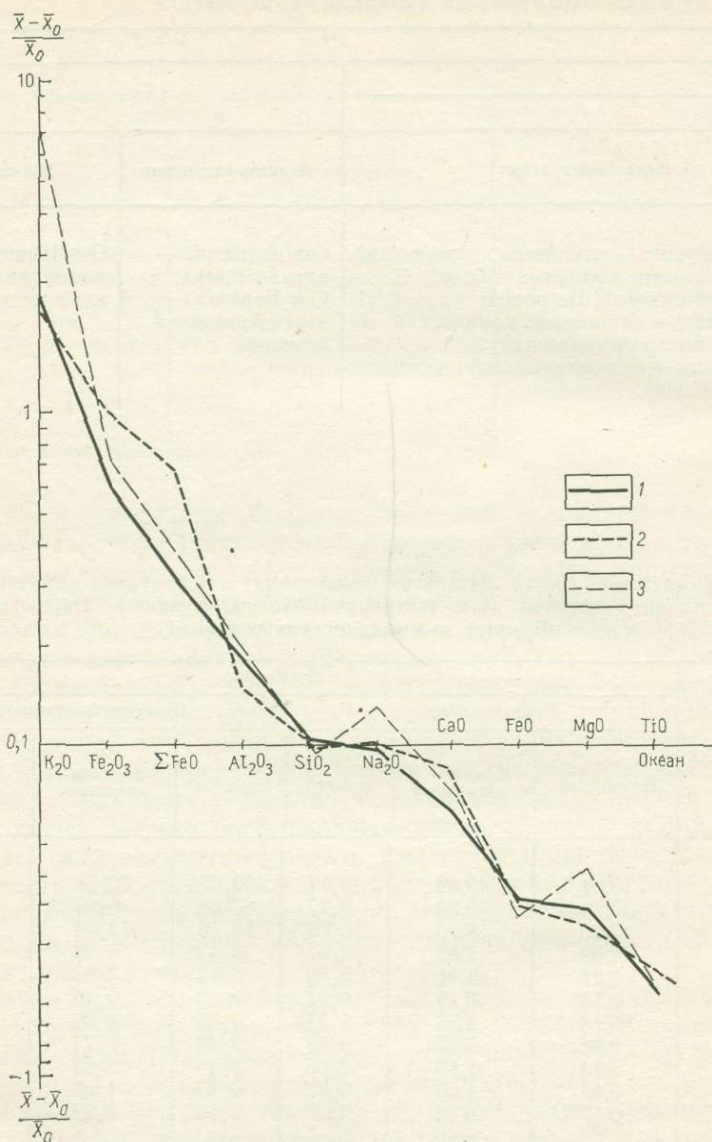


Рис. 33. Средние составы базальтов островных дуг, нормализованные по среднему составу океанических базальтов. По Л. В. Дмитриеву и др. (1976 г.)

Базальты Курильских и Командорских островов: 1 — известково-щелочная серия, 2 — толеитовая серия, 3 — субщелочная серия. По оси абсцисс средние содержания окислов в океанических базальтах (\bar{x}_0), принятые за единицу; по оси ординат — отношение $\frac{\bar{x} - \bar{x}_0}{\bar{x}_0}$, где x — среднее содержание окисла в нормализуемой породе

петрохимического типа. Особенно близки между собой базальты серий нормальной щелочности — толеитовых и известково-щелочных, из которых первые отличаются большим содержанием титана и железа и несколько более низким глинозема. Видны также систематические отличия между натриевым и калиево-натриевым подтипом в каждой серии, которые выражаются в повышении содержания глинозема, окисного железа и фосфора в калиево-натриевом подтипе каждой серии по сравнению с натриевым.

В то же время каждый тип серии обладает рядом отличительных петрологических и геологических черт и их выделение должно производиться по всему комплексу признаков.

Обработка всего массива петрохимических данных по Курильской дуге методом многомерного кластерного анализа сотрудниками кафедры геохимии МГУ А. В. Абрамовым и В. М. Ряховским подтвердила правильность приведенной выше классификации серий и позволила оценить частоту встречаемости того или иного типа пород, если принять, что опробование в первом приближении отражает распространенность вулканитов. По материалам опробования (581 анализ из 686 обработанных — 74,8 %) базальты на Курильской дуге более распространены, чем другие породы. Среди базальтов преобладающим является известково-щелочной калиево-натриевый тип — 66,8 % от общего числа анализов, или 89,2 % всех базальтов. Резко подчинены им толеитовые (6,2 %) и субщелочные базальты (4,6 %). На втором месте по частоте встречаемости стоят дациты (16,2 %), а затем андезиты (7,3 %). Таким образом, имеющиеся в нашем распоряжении петрохимические данные по Курильской дуге представляют собой в целом бимодальную серию базальт — дацит с преобладанием базальтов.

В связи с вышесказанным становится очевидной особая роль базальтов в разграничении разных типов серий. Помимо того что они широко распространены и встречаются практически во всех типах серий, что дает возможность сравнивать их не только между собой, но и с сериями других геоструктур, они как самые высокотемпературные члены серий ближе всего стоят к составу исходного магматического расплава. Расчленение базальтов на генетические типы, каждый из которых является исходным для образования той или иной генетической ассоциации (серии) пород, является основой генетической классификации исходных магм.

ТОЛЕИТОВЫЙ ТИП

Толеитовый тип вулканических серий на Курильских и Командорских островах встречается редко. Они более широко развиты в начальные, реже в конечные этапы развития регионов, когда максимум тектоно-магматической активности либо еще не достигнут, либо уже пройден.

Все серии толеитового типа характеризуются незначительной вариабильностью по содержанию кремнезема, и составляющие их породы относятся преимущественно к базальтовой группе. Базальты, как правило, гиперстеннормативные, причем в зависимости от степе-

ни насыщенности кремнеземом наблюдаются вариации от кварцевых до оливиновых типов пород. Модальные минеральные парагенезисы очень просты. Они представлены основным плагиоклазом, как правило, высокоизвестковым, клинопироксеном авгитового и (или) пижонитового ряда и второстепенным титаномагнетитом. В наиболее раскристаллизованных разностях кварцевых толентов иногда присутствует модальный интерстициальный кварц, в более магнезиальных и недосыщенных кремнеземом разностях встречается оливин (Fa_{14-30}), как правило, в виде резорбированных вкрапленников или окруженный реакционной каймой пироксена. Ортопироксен не характерен для этих пород и встречается редко, обычно как реакционный по оливину. Структуры меняются от афировых через серийнопорфирные до порфиритовых, однако количество вкрапленников, за исключением кумулятивных разностей, не превышает 10—15%. Наиболее обычными вкрапленниками являются плагиоклаз и клинопироксен, реже оливин, еще реже гиперстен и магнетит. Как правило, плагиоклаз является более ранним по сравнению с темноцветными минералами, за исключением оливина. В основной массе преобладают гиалопилитовые, интерсертальные и толентовые структуры, в подводных базальтах встречаются также метельчатые и спилитовые с длинными изогнутыми лейстами плагиоклаза. Подавляющая часть титаномагнетита кристаллизуется последней. Часты пористые и миндалекаменные текстуры.

Все базальты толентовых серий островных дуг по сравнению с среднемировыми толентами, а также с толентами, формирующимися в иных тектонических обстановках, характеризуются высоким содержанием алюминия (17—21%), редко ниже, при относительно невысокой сумме фемических окислов железа и магния (12—16%) и низких содержаниях титана (0,4—0,8%). Степень окисленности железа в них относительно высока ($\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3} = 15 - 40\%$). Для них характерны низкие содержания хрома (20—40 г/т) и никеля (12—30 г/т) при высоких отношениях ванадия к хрому (6—7,5) и кобальта к никелю (1,2—2), что коррелируется с повышенным отношением железа к магнию (2—4), свидетельствуя о накоплении элементов группы железа, характерных для средних стадий дифференциации. При этом им свойственно резкое убывание магния, хрома и никеля от наиболее магнезиальных членов к более кислым, что вообще характерно для толентовых серий.

Средние и кислые породы, входящие в состав толентовых серий, обладают рядом общих петрографических черт с базальтами. Так, они также характеризуются низкой степенью порфировости, отсутствием гидроксилсодержащих минералов, преобладанием клинопироксена авгитового ряда среди темноцветных минералов, относительно высоким содержанием кальция в плагиоклазе, поздней кристаллизацией магнетита. Лейстовидные структуры плагиоклаза сохраняются до дацитов, где встречается своеобразная «интерсертально-гранофировая структура» — гранофировые сростки в интерстициях плагиоклаза. Средние и кислые породы характеризуются повышенной железистостью, что обуславливает наличие феннеровского типа диф-

ференциации — отличительной черты дифференциации толентовых серий вообще. Содержание железа при этом возрастает от 8—9 % в базальтах до 11—12 % в андезитах (о-в Виндикейшен), т. е. последние относятся к исландитам. Однако кривые, иллюстрирующие темп накопления железа на различного рода вариационных диаграммах, образуют довольно широкий спектр. В ряде случаев высокий темп накопления железа на уровне андезитов или более кислых пород замедляется, обнаруживая как бы переход к известково-щелочным сериям. Эта расплывчатость феннеровского тренда является одной из характерных черт островодужных толентовых серий.

Среди изученных нами детально серий Курильских и Командорских островов к натриевому низкокалийевому подтипу толентовых серий относятся только базальтовые серии комплекса пролива Екатерины кунаширской свиты и досоммового этапа развития вулкана Тяти (о-в Кунашир) — см. табл. 36, поэтому при характеристике толентовых серий будут учтены данные по низкокалийевым сериям о-ва Виндикейшен Южно-Сандвичевой дуги [32], доэоцеиновым базальтам о-ва Эуа дуги Тонга [42] и ряда вулканов Восточного Хоккайдо (вулканическая цепь Ширетоко—Акан) [50].

Натриевые (низкокалийевые) серии толентовых базальтов обладают целым рядом отличительных особенностей, как петрографических, так и геохимических. В минеральном составе это выражается обилием плагиоклаза и его высокой кальциевости — до анортита. Именно к натриевым сериям приурочены включения алливалитов — оливин-анортитовых и оливин-анортит-пироксеновых пород. Содержания калия в них близки к океаническим (0,2—0,3 %) и соответственно низкими являются содержания сопутствующих калию малых элементов (Rb, Cs, Sr, Ba, Th, Hf) и редких земель. Спектр последних близок к таковому в океанических базальтах, при низком отношении La/Sm. Содержания натрия в них также понижены (1,2—2,4 %), так что эти серии являются не только низкокалийевыми, но и вообще низкощелочными. В некоторых разностях возрастают содержания глинозема (18—22 %) и кальция (до 11—12 %), при некотором уменьшении железо-магнезиального отношения (< 2). В то же время содержания малых элементов группы железа и их характерные отношения близки к таковым для всей группы островодужных толентов: также низки содержания никеля и хрома и повышены отношения V/Cr (рис. 34) и Co/Ni (рис. 35). Отношения K/Rb (см. рис. 40) высоки (1800—800) и близки к океаническим толентовым базальтам. Примечательно поведение циркония, содержания которого (20—60 г/т) меньше, чем в океанических толеитах. Имеющиеся в литературе данные по изотопии стронция дают низкие значения $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7034$ для базальтов о-ва Эуа [42] и 0,7029—0,7040 для вулканов о-ва Хоккайдо [50].

Серии натриевых толентовых пород еще беднее средними и кислыми породами, чем толентовые серии в целом. В тех же случаях, когда они присутствуют, в них четко выражена феннеровская тенденция, и андезиты большей частью являются исландитами. Андезиты наследуют петрогеохимические черты базальтов и характеризуются низкими содержаниями калия (0,13—0,5 %) и сопутствующих элементов, низким La/Sm отношением, высоким отношением K/Rb

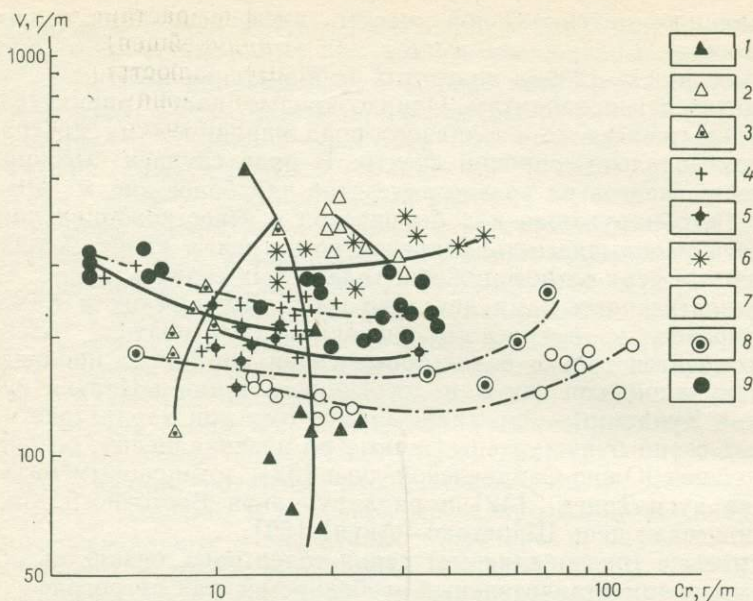


Рис. 34. Диаграмма хром — ванадий для вулканических пород островных дуг
 1—3 — толеитовые серии: 1 — о-в Виндикейшен (Южно-Сандвичева островная дуга), 2 — крабово-заводский комплекс (о-в Шикотан, Малая Курильская гряда), 3 — верхняя толща нижнеюшинского комплекса (Командорские острова); 4—6 — известково-щелочные серии: 4 — вулкан Эбеко (о-в Парамушир, Курильская островная дуга), 5 — нижняя толща нижнеюшинского комплекса (Командорские острова), 6 — плейстоценовый комплекс платоэффузивов (о-в Кунашир, Большая Курильская гряда); 7—9 — серии повышенной щелочности: 7 — малокурильский комплекс (о-в Танфильева, Малая Курильская гряда), 8 — верхнеюшинский комплекс (о-в Беринга, Командорские острова), 9 — вулкан Алайд (о-в Атласова, Большая Курильская гряда)

(1000—400) и низкими содержаниями хрома и никеля. Геохимические отличия низкокальциевых андезитов установлены Дж. Бейли [39], который также приводит для них изотопные отношения стронция Sr^{87}/Sr^{86} , варьирующие от 0,7035 до 0,7040, т. е. идентичные базальтам.

Сравнение низкокальциевых толеитовых серий островных дуг с толеитовыми сериями океанических базальтов показывает, что хотя по некоторым параметрам (содержания кальция, щелочей и литофильных элементов) они и близки между собой, однако принципиально отличаются от океанических высокой лейкократностью, высокой степенью окисленности железа и низкими содержаниями титана, магния, хрома и никеля, сочетая в себе черты океанических толеитов с островодужными. Эти особенности сказываются и на их петрографии: преобладание пересыщенных кремнеземом разностей над оливиновыми, преобладание плагиоклаза и клинопироксена при подчиненном значении оливина, появление, хотя и редкое, магнетита в парагенезисах вкрапленников.

На основании петрологических черт сходства и находок серпентинизированных перидотитов в желобе Тонга низкокальциевая серия о-ва Эуа рассматривается как член офиолитового комплекса [42].

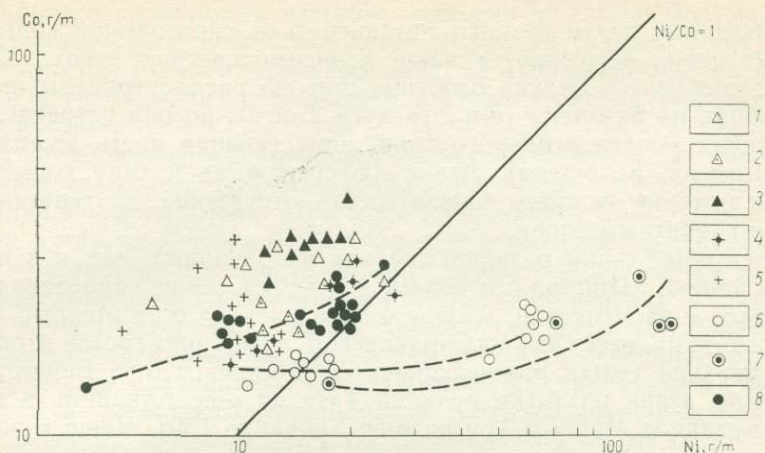


Рис. 35. Диаграмма никель — кобальт для вулканических пород островных дуг
 1—3 — толеитовые серии: 1 — крабовозводский комплекс (о-в Шикотан, Малая Курильская гряда), 2 — верхняя толща нижнеюшнинского комплекса (Командорские острова), 3 — о-в Виндиейшен (Южно-Сандвичева островная дуга); 4—5 — известково-щелочные серии: 4 — плейстоценовый комплекс платозффузивов (о-в Кунашир, Большая Курильская гряда), 5 — вулкан Эбеко (о-в Парамушир, Большая Курильская гряда); 6—8 — серии повышенной щелочности: 6 — малокурильский комплекс (о-в Танфильева, Малая Курильская гряда), 7 — верхнеюшнинский комплекс (о-в Беринга, Командорские острова), 8 — вулкан Алайд (о-в Атласова, Большая Курильская гряда)

Гипербазиты, весьма сходные с офиолитовыми, известны и в Южно-Сандвичевом желобе, где они пространственно ассоциируют с низкокальциевыми базальтами одноименной дуги [33]. Однако по химическому составу базальты типичных офиолитовых комплексов существенно отличаются от натриевых толеитов островных дуг по более низким в среднем содержаниям алюминия, более высоким — хрома, никеля, кобальта. Кроме того, геологическое положение низкокальциевых толеитовых серий не ограничивается океаническими островными дугами или ранними этапами развития последних. Они известны и на дугах с континентальной корой (вулкан Тятя на о-ве Кунашир, вулканы Машу, Усу на о-ве Хоккайдо и др.), где в ассоциации с ними неизвестны гипербазиты.

Калиево-натриевый подтип толеитовых серий (см. табл. 35) характеризуется менее кальциевым плагиоклазом, более редкой встречаемостью оливина, в них чаще развиты порфиновые структуры. Содержание железа и железо-магnezиальное отношение, а также содержание щелочей в них устойчиво ниже, чем в предыдущем подтипе. Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ всегда меньше, 4, что связано прежде всего с увеличением содержания калия. Содержания сопутствующих калию литофильных элементов и редких земель повышены по сравнению с низкокальциевым подтипом и уже существенно отличаются от таковых в океанических толитах. Таким образом, калиево-натриевый подтип толеитовых серий является как бы переходным к известково-щелочным по содержанию щелочей и большинства литофильных элементов, сохраняя в то же время главную особенность толеитовых серий — феннеровский тип дифференциации.

Толентовые серии развиты независимо от типа земной коры. Натриевые серии встречаются чаще в энсиматических дугах (Южно-Сандвичева дуга), будучи особенно широко распространены на ранних этапах их развития (о-в Эуа дуги Тонга), но они встречаются и в пределах континентального типа коры (южная часть Курильской дуги, Япония, Камчатка). Эта индифферентность к типу коры является одним из важных доказательств отсутствия их генетической связи с гранитным слоем.

Толентовые серии развиваются как в подводных, так и в наземных условиях. Примерами первых являются серии крабовозовского комплекса о-ва Шикотан, жировского комплекса о-ва Медный, плиценового комплекса Южно-Сандвичевой дуги, примерами вторых — серии верхней толщи нижеюшинского комплекса о-ва Беринга, досоммового этапа развития вулкана Тятя на о-ве Кунашир, а также серии вулканов Машу и Усу на о-ве Хоккайдо [50]. Чаще к подводным относятся низкокальциевые серии, хотя строгой закономерности здесь нет. Базальты в них характеризуются подушечной отдельностью, переслаиваются с кремнисто-глинистыми, флишевыми и другими терригенными толщами, а также с известняками. Характер извержений низко эксплозивный, при подводных излияниях — трещинного типа, при наземных — весьма разнообразный — из многочисленных мелких вулканических центров и шлаковых конусов, образующих вулканические гряды. Эти серии связаны с крупными вулканическими постройками, будучи приурочены к ранним этапам их развития (вулканы Тятя, Машу и др.). Чаще вулканы, продуцирующие толентовые серии, относятся к простым или кустовым стратовулканам бескальдерного типа [30].

Переходя к анализу геодинамического режима, свойственного времени формирования толентовых базальтовых серий островных дуг, отметим, что при изучении современных вулканических проявлений, когда можно уловить характер движений, непосредственно сопровождающих вулканические пароксизмы, всегда устанавливается связь последних с предшествующими поднятиями. Примером является последнее извержение вулкана Толбачик и ряда других современных вулканов Камчатки. В то же время длительные «фоновые» движения, свойственные всей вулканической области или региону в течение продолжительного времени, оказываются различными в случае подводных и наземных излияний. При подводных излияниях, начинающихся этапы магматической активности, поднятия, непосредственно связанные с вулканическими проявлениями, представляют собой кратковременные импульсы, развивающиеся на фоне устойчивых погружений, вследствие чего однородные серии толентовых базальтов оказываются приуроченными к прогибам и переслаиваются с осадочными толщами. При анализе геодинамического режима в древних структурах эти кратковременные поднятия, связанные непосредственно с извержениями, не улавливаются. Формирование прогибов, в которых оказываются захороненными толщи толентовых базальтов и их производных, является результатом процессов растяжения земной коры, своеобразного рифтогенеза, когда горизонтальная компонента растяжения сопряжена с вертикальной — прогибанием. Все это приводит

к раскрытию разломов и быстрому подъему из глубин Земли толеитовых выплавок. В островных дугах подобные условия чаще создаются в внешних зонах островных дуг, где наблюдаются ступенчатые сбросы и грабены, погружающиеся в сторону океана или внутридуговых прогибов.

Серии недифференцированных толеитовых базальтов, сформированные в подводных условиях, широко развиты в фанерозойских геосинклинальных прогибах. При этом наибольшим сходством с обстановкой, существующей в островных дугах, обладают вторичные прогибы геосинклиналей, где толеитовые серии ассоциируются с терригенными породами и известняками и обычно не связаны с гипербазитами, в то время как инициальные прогибы, где преобладает ассоциация толеитовых базальтов с силицитами, очевидно, более глубоководны по сравнению с прогибами, реконструируемыми на ранних стадиях развития островных дуг. Необходимо отметить, однако, что тождества вещественного состава островодужных и геосинклинальных толеитов нет. Даже более близкие к островодужным высокоглиноземистые толеиты вторичных прогибов значительно более вариабельны по ряду параметров: содержаниям калия, титана, магния, хрома, никеля, железа, кальция, что отличает их от более устойчивого петрологического типа толеитовых островодужных базальтов.

Иное положение в структурах островных дуг занимают серии толеитовых базальтов, сформированные в наземных условиях (серия верхней толщи нижнеюшинского комплекса, толеитовая серия ранних стадий развития вулкана Тятя и др.). Им предшествуют длительные поднятия и стабилизация структур, сменяющиеся глыбовыми расколами и локальными погружениями. Депрессионные структуры не имеют в это время столь интенсивного развития и носят главным образом, очевидно, вулcano-тектонический характер. Геодинамическая обстановка некоторых из них в какой-то мере напоминает условия формирования трапповых формаций в областях завершённой складчатости. Так же, как и в последних, значительная часть материала локализуется в виде субвулканических и дайковых образований (нижнеюшинский комплекс). Обычно они залегают несогласно на более ранних образованиях.

ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНОЙ ТИП

Известково-щелочной тип вулканических серий является как бы типоморфным для островных дуг. Среди детально изученных нами серий Курильских и Командорских островов он преобладает. Этот тип серий развит как на внешних, так и на внутренних грядах островных дуг, а временной интервал их проявления очень широк: от заложения структур островных дуг до зрелых и поздних этапов их развития. Их появление знаменует этапы высокой тектонической и магматической активности. В отличие от толеитовых серий известково-щелочные характеризуются широким спектром пород по кремнекислотности, обладающих также высокой вариабельностью по степени лейкократовости — меланократовости, начиная от базальтов и андезито-базальтов через андезиты и дациты до риолитов. По разнооб-

разию слагающих серию пород выделяются серии «укороченные», базальт-андезито-базальтовые или базальт-андезитовые и серии «протяженные» в наиболее полном своем выражении, представленные непрерывным рядом базальт — андезит — дацит — риолит, а также его частями: андезит-дацит-риолитовые, базальт-андезит-дацитовые и т. д.

Минеральный состав известково-щелочных серий отличается большей сложностью и разнообразием по сравнению с толеитовыми. Главной минеральной фазой является плагиоклаз, в целом более известковый, чем в толеитовых сериях. Темноцветные минералы более разнообразны, среди них преобладают пироксены, моноклинные и ромбические, как во вкрапленниках, так и в основной массе. Пижонит, как правило, отсутствует. Значительно реже, чем в толеитовых сериях, встречается оливин. Гидроксилсодержащие минералы, роговая обманка и в меньшей степени биотит встречаются спорадически и количество их сильно варьирует от долей процента до преобладания среди темноцветных минералов, отсутствуя в базальтах и увеличиваясь в более кислых разностях пород. Характерно, что в структурах типа Камчатки и Японии, обладающих более мощной корой, разности пород с роговой обманкой и биотитом встречаются гораздо чаще, чем на Курильских островах, где они распространены незначительно. Широко представлен титаномагнетит, который обычно входит в генерацию вкрапленников. Среди последних довольно часто встречаются крупные резорбированные кристаллы плагиоклаза, оливина, роговой обманки, позволяющие считать их ксенокристаллами. Парагенезисы кислых пород, среди которых, помимо дацитов, свойственных и толеитовым сериям, встречаются в значительных количествах и риолиты, включают кварц, плагиоклаз, незначительное количество темноцветных, иногда калиевый полевой шпат. Ранний кварц во вкрапленниках обычно интенсивно резорбирован.

Для всех типов пород характерны порфиоровые структуры с обильными и разнообразными парагенезисами вкрапленников, которые представлены несколькими генерациями, составляющими не менее 25—35 % объема пород. Наряду с вкрапленниками широко распространены гомеогенные включения, отличающиеся более высокой основностью от вмещающих пород, с границами, определяющимися очертаниями минералов включений: в базальтах распространены меланократовые включения, в андезитах включения базальтового и андезито-базальтового состава, дацитах — андезитового. Плагиоклаз часто зонален, встречается рекуррентный тип зональности; для серии в целом характерна ранняя кристаллизация плагиоклаза, причем экспериментально установлено, что температурный разрыв между кристаллизацией плагиоклаза и других минералов в парагенезисе вкрапленников довольно значителен, достигая 100° [24]. В то же время нами были изучены и серии с ранней кристаллизацией темноцветных и магнетита (зеленовский комплекс Малой Курильской гряды).

Кислые породы представлены чаще пемзо-пирокластическими выбросами, которые предшествуют внедрениям экструзий и субвулкани-

ческих тел близкого состава. Менее распространенным типом кислых пород являются игнимбриты, которые являются наиболее высокопорфировыми. Пемзово-пирокластические породы и субвулканические образования, с одной стороны, и игнимбриты, с другой, являются производными разных типов флюидного режима соответственно с ранним отделением флюидной фазы и с сохранением ее до поздних этапов эволюции и становления кислых пород.

При всей вариабильности химического состава известково-щелочные серии характеризуются рядом устойчивых петрогеохимических признаков. Базальты, как правило, относятся к пересыщенным кремнеземом породам, содержащим нормативный кварц. По сравнению с толентовыми сериями для всех типов пород характерно более высокое содержание глинозема, что приводит к появлению нормативного корунда в более кислых разностях, а также более высокое отношение калия к титану. Главнейшими особенностями известково-щелочных серий, отличающими их от толентовых, являются более низкое отношение железа к магнию и медленный темп роста железистости и одновременно замедленная потеря расплавом сильных оснований — магния и кальция в процессе эволюции, что, очевидно, связано с иной кислотно-основной характеристикой исходных расплавов. Высокая степень окисленности железа отражает более высокую фуггитивность кислорода в них по сравнению с толентовыми расплавами. Суммарная щелочность этих пород в целом близка к щелочности толентовых серий при несколько более низком отношении натрия к калию. При этом наблюдаются различия в темпе накопления щелочей. Если в толентовых сериях они, как правило, закономерно возрастают по мере увеличения содержания кремнезема, то в известково-щелочных темп накопления щелочей, в основных разностях близких к таковому в толентовых сериях, на уровне кислых андезитов обычно замедляется, в связи с чем кислые члены этих серий содержат лишь несколько больше или даже столько же щелочей, как и андезиты (см. рис. 12).

Так же как и островодужные толентовые серии, известково-щелочные обеднены хромом и никелем, при сопоставимых с океаническими толентами содержаниями кобальта и ванадия. Вследствие этого отношения V/Cr и Co/Ni остаются высокими (см. рис. 34 и 35). Известково-щелочные серии отличаются от толентовых более высокими содержаниями Rb, Sr, Ba, Th, U, Zr, Nb, Hf [14, 39], высокими содержаниями легких лантаноидов и более высоким La/Sm (см. рис. 23) отношением. Значительно чаще, чем в толентовых, особенно в калиево-натриевых сериях, встречаются низкие отношения K/Rb (см. рис. 40). Существенно различаются известково-щелочные серии и по более медленному темпу уменьшения содержания хрома и никеля (так же, как и магния) по мере повышения кремнекислотности пород, что является одним из характерных различий между толентовыми и известково-щелочными сериями (рис. 36). Изотопные отношения Sr^{87}/Sr^{86} для известково-щелочных серий продолжения Курильской островной дуги на о-ве Хоккайдо варьируют от 0,7029 до 0,7038, а на северном продолжении дуги Хонсю они несколько выше, достигая для вулкана Нисеко 0,7040—0,7056 [50].

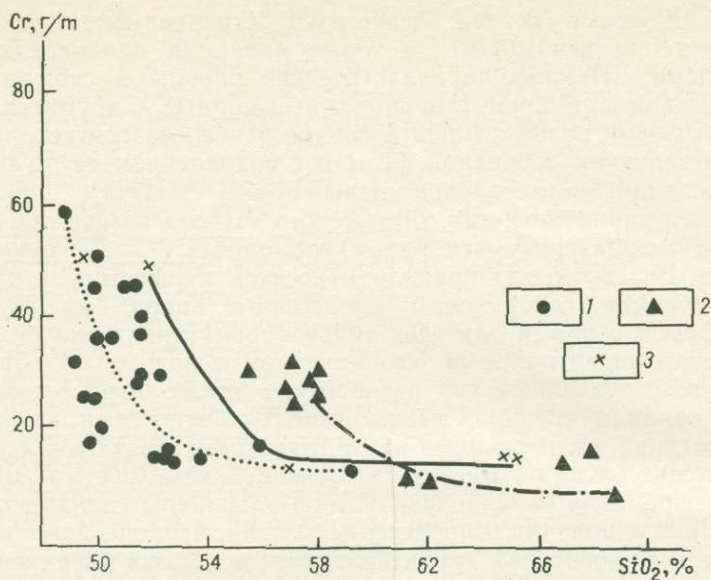


Рис. 36. Корреляция содержаний хрома и кремнезема в породах вулканов о-ва Кунашир: 1 — Тятя, 2 — Менделеева, 3 — Головина

Для разделения известково-щелочных и толеитовых серий, объединенных их принадлежностью к сериям нормальной щелочности, применяются разного типа петрохимические критерии, так как между ними имеются постепенные переходы и их основные члены — базальты часто плохо различимы между собой. Самыми распространенными являются диаграммы АФМ и «кремнезем — железистость», где четко видны различия этих серий по темпу роста железистости. Эти диаграммы являются определяющими и последняя из них использована в настоящей работе. Кроме того предложены диаграммы SiO_2 — $\Sigma \text{FeO}/\text{MgO}$ и ΣFeO — $\frac{\Sigma \text{FeO}}{\text{MgO}}$ [48], а также глинозем — нормативный состав плагиоклаза и нормативный цветной индекс — нормативный состав плагиоклаза [45]. Первые две диаграммы основаны на более низком отношении железа к магнию в известково-щелочных сериях по сравнению с толеитовыми и являются весьма информативными, в то время как диаграммы с использованием нормативности плагиоклаза и глинозема неприложимы для разделения высокоглиноземистых низкокальциевых толеитовых серий островных дуг от известково-щелочных, так как первые, характеризуясь высоким номером плагиоклаза и высоким содержанием алюминия, на диаграмме попадают в поле известково-щелочных пород.

Натриевые и калиево-натриевые подтипы известково-щелочных серий, помимо уже упоминавшихся выше систематических отличий по окисленности железа, содержаниям алюминия, щелочей, фосфора, более высоких во втором подтипе, различаются по возрастанию содержания спутствующих калию элементов (Ba, Rb, Sr, Cs, Th, U, Zr) и редких земель, особенно легких лантаноидов, в калиево-натрие-

вом подтипе; отличаются и петрографическими особенностями. В породах натриевого подтипа меньше раннего магнетита плагиоклаз, как правило, начинает процесс кристаллизации (за исключением основных разностей с оливином), темноцветные минералы, представленные обычно безводными минералами, орто- и клинопироксенами, обладают повышенной железистостью. Породы калиево-натриевого подтипа часто содержат гидроксильные минералы и иногда ранними приликвидусными фазами в них являются пироксены и магнетит, что говорит о более высоком содержании в них летучих компонентов. В натриевых сериях практически всегда присутствуют базальты, а объемы кислых пород, среди которых преобладают не предельные по содержанию кремнезема дациты, обычно невелики. В калиево-натриевых сериях значительно больше кислых пород, чаще встречаются риолиты, в то время как базальты присутствуют далеко не всегда. Большая часть «протяженных» по кремнезему серий относится именно к этому подтипу.

Обращает на себя внимание часто встречающаяся пространственная ассоциация сходных по типу щелочности известково-щелочных и толеитовых серий. Так, натриевые серии широко развиты в южной части Курильской дуги на о-ве Кунашир, а также на Северном Хоккайдо, где они прослеживаются начиная с неогена и кончая современными вулканами. Калиево-натриевые серии характерны для вулканитов Малой Курильской гряды и для о-ва Парамушир. Натриевые серии обычно приурочены к ранним этапам развития островных дуг (неогеновый кунаширский комплекс о-ва Кунашир, медновский комплекс Командорских островов, формация «зеленых туфов» Японии)

Известково-щелочные серии характеризуются высокой эксплозивностью и взрывным характером извержений. При наземных извержениях вулканические образования сменяются по латерали, а при островных или подводных — пересланываются с тефрогенными породами, в разной степени перемытыми (вулканогенным флишем). С наземными образованиями тесно связаны пролювиальные и коллювиальные отложения склонов вулканов.

Существенные отличия в типе вулканической деятельности обнаруживают протяженные и укороченные серии. Если вторые бывают обычно связаны с бескальдерными постройками, а также с мелкими аппаратами и шлаковыми конусами линейно-гнездового типа (вулканы хр. Вернадского о-ва Парамушир), то протяженные серии образуются в результате деятельности крупных стратовулканов с хорошо развитыми кальдерами и экструзиями (вулканы Менделеева, Головина, Заварицкого, Медвежий и др.). Характерной особенностью этих сложно построенных вулканов является развитие по их периферии более мелких вулканических построек, шлаковых конусов, поставляющих базальтовую и андезито-базальтовую магму, а также телескопированный рост новых вулканов внутри древней кальдеры.

Геоструктурное положение «укороченных» и «протяженных» серий несколько различно, так же как и геодинамическая обстановка их формирования. На ранней стадии развития первые образуются на фоне медленного прогибания в условиях мелководья («укороченные»

серии в составе формаций основания островных дуг). В дальнейшем, в случае особо интенсивной вулканической деятельности, происходит перекомпенсация прогибов обильно поступающим вулканогенным материалом и проявление последующего вулканизма имеет место в наземных, часто островных условиях. На поперечных профилях подобные структуры имеют вид линз — биклиналей [36]. Однако и в наземных условиях их формирование идет на фоне медленного прогибания (серия нижней толщи нижеюшинского комплекса Командорских островов), возможно, имеющего компенсационный характер. В ряде случаев устанавливается их приуроченность к разломам, морфологическим выражением которых являются узкие грабенообразные прогибы, заложение или обновление которых синхронно излияниям базальтов. Преобладающей горизонтальной составляющей движений при данном типе вулканизма является растяжение.

«Протяженные» базальт-андезит-дацит-риолитовые серии с большими объемами кислых пород в подавляющем большинстве случаев образуются в наземных условиях. Характерной их особенностью является локальность проявления, в отличие от более площадного базальт-андезитового вулканизма (кислые «максимумы»). В крупных длительно развивающихся вулканических центрах они приурочены к более поздним стадиям развития. Они связаны с неглубокими прогибами (серия кунаширской свиты, «зеленые туфы» Японии) или с геоантиклинальными поднятиями (четвертичные вулканы Курильских островов и Камчатки), однако в пределах последних сами вулканы расположены в вулканотектонических депрессиях, что свидетельствует о наличии неглубоких периферических очагов под ними. Предполагается, что горизонтальная составляющая движений при вулканизме этого типа имела характер сжатия, хотя фазы активного вулканизма и в этом случае соответствовали кратковременным эпохам растяжения. Таким образом «укороченные» или «протяженные» серии связаны в первую очередь с проницаемостью земной коры, обусловленной соотношением сжатия и растяжения.

Известково-щелочные серии приурочены преимущественно к регионам с земной корой континентального типа. Особенно четко эта связь с континентальной корой проявлена для «протяженных» серий. Это подтверждается установленной А. Миширо прямой корреляцией между объемами кислых пород в известково-щелочных сериях и мощностью гранитно-метаморфического слоя. «Укороченные» серии более индифферентны к типу земной коры.

СУБЩЕЛОЧНОЙ (ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ) ТИП

На Курильских и Командорских островах отложения этого типа пользуются незначительным распространением; они четко индивидуализированы и, пожалуй, отличий в них больше, чем сходства. Вследствие этого нами не были вычислены их средние химические составы, так как они были бы не представительны. Это преимущественно базальтовые серии и количество дифференциатов, более кислых, чем базальты, в них ничтожно. Несколько больше их в крупных интрузивных силлах, которые широко развиты в этом типе се-

рий. Базальты субщелочных серий относятся к оливин-нормативным или недосыщенным кремнеземом, содержащим нефелин разностям. Однако модальные фельдшпатоиды, если не считать присутствия в основной массе некоторых из них анальцима и натролита, не характерны, что не дает нам права относить их к типично щелочным сериям.

Субщелочные серии характерны для поздних этапов развития островных дуг, а также для внутренних их частей, где они как бы смыкаются с щелочными сериями окраинных морей. В связи с этим часть вулканов, поставляющих вулканы повышенной щелочности в тыловых частях дуг, являются подводными, что обуславливает их относительно слабую изученность.

Главными минералами являются плагиоклаз, оливин и моноклинный пироксен (авгит или титано-авгит) эволюционирующий в процессе дифференциации в сторону увеличения содержания кальция, что вообще характерно для щелочных серий. Значительно реже появляются калиево-натриевый полевой шпат, биотит и щелочная роговая обманка (баркевикит). В основной массе содержатся те же минералы, однако очень редок оливин, и в то же время увеличивается количество калиевого полевого шпата, появляется анальцим, иногда нефелин, а также обильный апатит. Таким образом, комплекс лейкократовых минералов здесь более богат, чем в породах нормальной щелочности. Порфировая структура резко преобладает. Изредка встречаются глубинные включения преимущественно гипербазитового состава, однако они обычно интерпретируются как ксенолиты массивов гипербазитов, залегающих в земной коре. Общим для химического состава является повышенное содержание щелочей с существенными вариациями натрий-калиевого отношения, которое, однако, всегда не превышает четырех, в связи с чем среди этих серий отсутствуют представители натриевых подтипов. Кроме того для них характерны пониженные содержания кремнезема в базальтах, а также более низкие содержания кальция при более высокой магnezальности. Содержание петрогенных элементов определяет и распределение малых элементов; в них значительно более высокими являются Cr, Ni, Ba, Rb, Zr, Sr, Sc и P. Группа редких земель обнаруживает отчетливое повышение содержаний легких лантаноидов при дефиците тяжелых и соответственно более высокое лантан-самариевое отношение (см. табл. 22). Для всех изученных серий характерен четкий феннеровский тип эволюции с быстрым ростом железистости. По характеру щелочности субщелочные серии разделяются на два подтипа: калиево-натриевый и калиевый (шошонитовый) — см. табл. 35.

Калиево-натриевый подтип был изучен на примере двух различных по своим петрогенетическим особенностям и геологическому положению серий. Одна из них — типично островодужная, современная, развитая на вулкане Алаид, а вторая — ископаемая серия верхнеюшинского комплекса о-ва Беринга. Они различны и по своей фациальной принадлежности: первая представлена эффузивами, вторая — преимущественно силлами и другими субвулканическими телами. Несмотря на то что натриево-калиевое отношение в обеих се-

риях варьирует в пределах 1—4, суммарная щелочность значительно ниже в серии вулкана Алаид, что и определяет все остальные отличия в минеральном и химическом составе. В серии вулкана Алаид минеральный состав лишен типично щелочных минералов и представлен основными плагиоклазом, оливином, авгитом, в то время как в трахибазальтах о-ва Беринга наряду с понижением номера плагиоклаза и появлением титанистого авгита присутствуют щелочной амфибол — баркевикит, калиево-натриевый полевой шпат, биотит, анальцит. Если по особенностям химического состава серия вулкана Алаид является типично островодужной, с высоким содержанием алюминия и низким титана, то серия о-ва Беринга отличается повышенными содержаниями титана и фосфора, а также пониженными содержаниями кальция, сближаясь по составу с щелочно-базальтовыми сериями стабильных структур. Субщелочные серии вулканов Ришири и Шоком-Бетсу, расположенных в тыловой зоне южной части Курильской дуги на северо-западе Хоккайдо, также относятся к калиево-натриевому подтипу. По минеральному составу (плагиоклаз, клинопироксен, оливин как во вкрапленниках, так и в основной массе) и по особенностям химического состава (сравнительно невысокие содержания калия и высокие — кальция, магния, хрома, никеля) они близки к серии вулкана Алаид, отличаясь несколько более низкими значениями глинозема и титана. Таким образом, в пределах Большой Курильской гряды пока не известны типично калиевые (шошонитовые) серии [46].

Указанные отличия определяются геологическим положением. Если вулкан Алаид, так же как и вулканы Ришири и Шоком-Бетсу, является типичным примером щелочных вулканов тыловой части островной дуги, то трахидоритовая серия о-ва Беринга развивалась в пределах консолидированного блока, завершая его магматическую деятельность, и связана с разломами в его жестком основании. Наблюдаемые различия в субщелочных сериях калиево-натриевого подтипа еще раз свидетельствуют об определяющей роли геотектонических условий при формировании серий.

Субщелочные серии калиевого (шошонитового) подтипа были изучены нами на примере серии малокурильского комплекса Малой Курильской гряды. Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в них, как правило, меньше единицы, а содержания калия в более дифференцированных разностях (в трахиандезито-базальтах) достигают 6—7%. В минеральном составе наряду с оливином, основным плагиоклазом и авгитом, щелочная специфика которого сказывается только в появлении высококальциевых разностей в процессе эволюции, присутствуют калиевый полевой шпат, биотит, анальцит и цеолиты в основной массе. Химический состав этих пород специфичен, сочетая в себе черты, характерные для островодужных магм — пониженное содержание титана и относительно высокое алюминия — с чертами щелочных магм, которые помимо высокой общей суммы щелочей, достигающей уже в базальтах 8—9%, выражаются в низких содержаниях кальция и высоких фосфора, бария, циркония, ряда малых литофильных элементов. Калий-рубидиевое отношение в них, начиная от самых основных разностей, невелико (см. рис. 40). Серия малокурильского

комплекса завершает собой меловой геосинклинальный этап магматизма Малой Курильской гряды, в геотектоническом плане также связана с этапом спада магматической активности и стабилизацией региона, как и юшинская серия Командорских островов. Однако она, очевидно, была сформирована в обстановке меньшей проницаемости, что привело к обособлению периферических очагов и к ее большей дифференцированности.

Анализ геотектонической обстановки формирования субщелочных серий позволяет сделать вывод, что их появление обусловлено прежде всего наличием глубоких разломов и растяжения земной коры. Разломы возникают либо в пограничной зоне, сочленяющей два блока земной коры с разнонаправленными движениями, как, например, погружающийся блок окраинного моря и соседняя геоантиклиналь островной дуги (таково положение всех субщелочных вулканов тыловой части дуги), либо в пределах консолидированных блоков с предшествующим сводовым поднятием (трахибазальтовый комплекс о-ва Беринга), либо в зоне преимущественного погружения и соответственно растяжения (малокурильский комплекс Малой Курильской гряды). По всей вероятности, подобные глубокие разломы возникают преимущественно на достаточно зрелой жесткой коре с длительным предшествующим развитием. По сравнению с сериями других типов они являются более поздними и фиксируют эпохи затухающего вулканизма. Примером является проявление вулканизма на о-ве Беринга, где известково-щелочной и толеитовый вулканизм нижнеюшинского комплекса сменяется трахибазальтовым. Аналогичным примером является о-в Шикотан, где субщелочная серия малокурильского комплекса завершает проявление позднемелового вулканизма нормальной щелочности. Подобная закономерность свойственна и древним геосинклиналам.

Изученные нами серии развиты на земной коре типа, близкого к континентальному. Однако, как это видно на примерах других структур земной коры, в частности на примере океанов, субщелочные и щелочные серии могут быть развиты на коре любого типа и не могут служить индикаторами ее строения.

Анализ состава и геологического положения разных типов серий показал, что вулканические породы одного и того же уровня кремнекислотности, относящиеся к разным сериям, обладают четкими различиями, что позволяет говорить о генетических типах базальтов, андезитов, дацитов, риолитов. В то же время породы разного уровня кремнекислотности, относящиеся к одному и тому же типу серий, обладают общими «сквозными» чертами, что указывает на их генетическую общность. Исходя из сказанного можно дать новое определение вулканических серий как совокупностей генетических типов пород разной кремнекислотности. Выявление отличительных черт этих типов, их детальное описание и разграничение дает возможность определить принадлежность вулканитов к тому или иному типу серий даже в тех случаях, когда известны только отдельные ее представители. В настоящее время наиболее подробно охарактеризованы

только генетические типы базальтов, в то время как для других типов пород подобная работа еще только начата.

Установлено, что особенности серий являются индикаторами различных аспектов их генезиса. Так, само разделение на серии обусловлено ведущими факторами их эволюции. Уровень щелочности и ее характер определяются условиями генерации и обособления (условиями температуры и давления, флюидным режимом, характером субстрата и др.) и, наконец, протяженность серии по кремнекислотности, степень ее дифференцированности, определяются геодинамическими условиями, а именно интенсивностью и длительностью растяжений — сжатия, которые обуславливают степень проницаемости земной коры и возможность формирования промежуточных очагов и камер.

УСЛОВИЯ ОБОСОБЛЕНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ И АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Базальты и андезито-базальты островных дуг, судя по проведенным подсчетам, преобладают над андезитами и более кислыми членами островодужных вулканических серий. Они привлекают особое внимание еще по двум причинам: во-первых, потому, что представляют единственную группу пород, пригодную для сравнения с базальтами океанов и континентов, и во-вторых, потому, что для базальтов наименее вероятно загрязнение коровым веществом, по крайней мере, в базальтах оно проявлено меньше, чем у андезитов, дацитов и риолитов.

Отметим также сравнительную однородность группы островодужных базальтов, большие объемы сложенных ими вулканов (Алад, Тятя) и выдержанность состава на больших расстояниях по латерали (четвертичные «платобазальты» Курильской дуги). Эти признаки выгодно отличают базальты от андезитов, дацитов, риолитов, которые характеризуются пестрым составом, сильно меняющимся во времени и в пространстве, и часто представлены пирокластическими фациями с большим содержанием обломков фундамента и материала более ранних извержений, и вдобавок интенсивнее, чем базальты и андезито-базальты, изменены постмагматическими процессами.

Имеется достаточно доказательств в пользу наиболее глубинного происхождения именно базальтов. Андезиты, дациты и риолиты островных дуг, как правило, приурочены к кальдерным вулканическим постройкам, т. е. при подъеме к поверхности соответствующие им магмы проходили через промежуточные очаги и, следовательно, могли не только усваивать вещество верхних горизонтов коры, но и смешиваться с ранее сформировавшимися порциями магмы. В андезито-базальтовых магмах процессы взаимодействия с коровым веществом более вероятны, чем в базальтах, но и в них, в силу быстрого подъема к поверхности, часто сохраняются ксенолиты кислого состава, претерпевшие незначительное вспучивание и механическую деформацию без заметной дезинтеграции (например, в андезито-базальтовых шлаках вулкана Тятя, извергавшихся на юго-восточном склоне в 1973 г.). Это свидетельствует о лишь незначительной контаминации

андезито-базальтов кислым коровым веществом. Таким образом, базальты и андезитов-базальты — представители наиболее «чистых» магм островных дуг.

Как уже отмечалось, ассоциации вулканитов островных дуг подразделены нами на разновозрастные комплексы, в которых базальты и андезитов-базальты связаны общностью петрогеохимических и минералогических признаков с более кремнекислыми членами до дацитов и риолитов включительно. Было обосновано единство происхождения всех пород в пределах каждого комплекса, т. е. отнесение их к единым сериям, а в качестве исходных для них рассматривались наиболее высокотемпературные базальтовые или андезитов-базальтовые магмы. Таким образом, выяснение условий обособления базальтовых и андезитов-базальтовых магм является отправным пунктом анализа их последующей эволюции.

В сериях островодужных вулканитов, как правило, редко встречаются породы более основные, чем базальты. Возможно, это является свидетельством в пользу отсутствия таких расплавов не только среди супракристалльных образований, но и в зонах магмогенерации. Однако полностью отрицать наличие пикритовых разностей в глубинных зонах мы не можем, и поэтому в дальнейшем основное внимание будет уделяться не условиям генерации, а условиям обособления от субстрата или от кристаллических фракций (вкрапленников) тех магм, которые изливались на поверхность. Только эти излившиеся магмы доступны для изучения и позволяют нам получить представление об их формировании, возможно, не на самых ранних стадиях процесса.

Представления об условиях обособления базальтовых и андезитов-базальтовых магм островных дуг, естественно, не ограничены только такими факторами, как температура, давление и состав флюидов, но должны быть определены также в отношении особенностей субстрата в зонах магмогенерации под островными дугами. О составе этого субстрата можно судить: по геофизическим данным, составу глубинных включений в базальтах и андезитов-базальтах, химическому составу самих островодужных магм.

ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ МАГМОГЕНЕРАЦИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Начиная с Г. С. Горшкова (1956 г.), впервые определившего пространственные параметры магматических очагов на примере Ключевской группы вулканов, наши знания о строении недр под вулканами и о размерах, характере, форме и глубинах обособления магматических очагов в промежуточных камерах, так же как и об уровнях зарождения магмы, непрерывно пополняются. Много сделано советскими геофизиками и вулканологами, среди которых необходимо отметить С. А. Федотова (1963—1966, 1979, 1980, 1981, 1983 гг.), А. И. Фарберова (1974 г.), С. Т. Балесту (1974 г.), В. К. Утнасица (1975, 1977 гг.) и др.

Главнейшими источниками информации являются сейсмические исследования, а также данные по плотностным, электромагнитным и

тепловым свойствам коры и мантии под зонами вулканической активности островных дуг. Связь сейсмической активности с вулканизмом достаточно сложная и, по-видимому, парагенетическая. В глобальном масштабе зоны активного вулканизма и сейсмичности совмещены. Установлено, что именно на тех глубинах, где предполагается наличие жидкой (или полужидкой) магматической фазы, гипоцентры землетрясений редки, что связано с изменением физических (упругих и диссипативных) свойств плавящегося материала. Участки с наличием жидкой фазы выделяются как области аномально высокого поглощения поперечных сейсмических волн и уменьшения скоростей продольных. Уже в 1963 г. С. А. Федотовым на этом основании было высказано предположение о наличии зоны магмообразования или магматических очагов на глубине 60—110 км, протягивающейся вдоль вулканического пояса Японии, Курильских островов и Камчатки. Подобные зоны на аналогичных глубинах были обнаружены и под другими островными дугами. Строение зон магмообразования в пределах Курило-Камчатского региона и Алеутской дуги впоследствии было уточнено. Так, аномальные зоны разуплотнения, затухания сейсмических волн и уменьшения их скоростей, совпадающие с зонами высокого теплового потока, низкой добротности и электропроводности, которые можно интерпретировать как зоны магмообразования, были установлены до глубин 250—300 км, однако особенно четко они проявлены на глубинах от 80—100 до 120—160 км [29]. Более глубинными являются зоны пониженных скоростей на 370—430 км и даже более 1000 км, однако роль этих зон в магмообразовании остается неясной. Во всяком случае, несомненно глубинное, мантийное залегание нижних границ области генерации магм под зонами перехода.

Верхняя граница магмогенерирующего слоя залегает, очевидно, очень высоко. Об этом можно судить помимо других физических свойств и по степени разогретости недр под зоной перехода и под островными дугами в частности. Так, например, температура выплавления магм основного состава, равная 1150—1200 °С, под континентальным склоном о-ва Итуруп достигается на глубине 40 км. Установлено, что примерно на тех же глубинах геоизотерма 1200 °С прослеживается под всей Курильской дугой, а также под Камчаткой и Алеутскими островами; под котловинами окраинных морей верхняя кромка зон частичного плавления располагается на глубинах около 20—40 км. Если, учитывая малую мощность земной коры под морями, последняя не захватывается областью плавления, то под островными дугами как низы земной коры, так и тем более переходный слой от коры к мантии («корово-мантийная смесь») являются областями магмогенерации.

Таким образом, можно сделать вывод, что в магмообразование под островными дугами вовлечено вещество верхней мантии и низов земной коры в диапазоне от нескольких сотен (300—400) до нескольких десятков (20—40) километров.

По существующим представлениям, количество расплава в астеносферном слое очень невелико (0,25—15 %), что не дает возможности его отделения. Очевидно большая степень плавления, делающая до-

пустимой отделение магм, осуществляется лишь под магматически активными областями, где можно предположить подъем разуплотненных частично расплавленных диапиров, от которых отходят вверх крупные скопления расплавов, образующиеся в стабильных зонах уже на уровнях отделения магм от субстрата. Таким образом, зоны мантийного магмообразования разобцены с уровнями обособления магм, а так как в магме при медленном подъеме устанавливается равновесие с окружающими породами, то ее состав в области магмоотделения может существенно отличаться от состава капель расплава в области магмогенерации. Ослабленные зоны, по которым поднимается расплав, являются также и зонами скопления глубинных флюидных компонентов, о чем можно судить по интенсивной дегазации, имеющей место как при самом вулканическом процессе, так и при метаморфических и метасоматических изменениях уже образованных вулканических толщ.

При сопоставлении положения фокальной зоны с положением астеносферных слоев под областью перехода обращает на себя внимание, что только наименее глубинные из них (100—160 км) пересекают эту зону под магматическими поясами современных активных островных дуг, а вертикальная проекция вулканических поясов на более глубокие зоны пониженных скоростей (например на зону 370—430 км) пересекается с последней уже ниже зоны Беньофа, со стороны океанической мантии. Можно предположить, что зона Беньофа способствует отделению магм от магмогенерирующего астеносферного слоя, играя роль своеобразного «пускового механизма». Именно от области ее пересечения с астеносферными линзами поднимаются мантийные диапиры.

Глубинные магматические очаги, поднимаясь вверх, разветвляются на более мелкие промежуточные камеры. Подобное сложное строение магматических зон установлено под отдельными хорошо изученными вулканами или их группами. Так, под Корякско-Авачинской группой вулканов на Камчатке установлен общий магматический корень, поднимающийся с глубин 80—100 км, а начиная с глубин 30—40 км питание вулканов осуществляется отдельно [29]. Областью питания магматических очагов нового Толбачинского вулкана и вулкана Плоский Толбачик на Камчатке является переходная зона от коры к мантии, а на глубинах 7—8 км в пределах кристаллического фундамента выделяется ряд отдельных промежуточных камер.

С. А. Федотовым, которым в течение ряда лет изучались закономерности развития магматических каналов и очагов в процессе продвижения магмы к поверхности, установлено, что наиболее вероятная скорость подъема магмы варьирует от 10 см/год до 20 м/год, причем только около 10 % магм достигает поверхности. Медленный подъем магмы способствует ее дифференциации, что подтверждает высказанное выше предположение о том, что состав лавы, извергшейся на поверхность, существенно отличается от состава выплавов.

Чем больше расход магмы при ее подъеме к поверхности, тем длительнее существуют вулканические центры. При малом расходе непрерывное поступление магмы на поверхность невозможно, и образуются магматические очаги и промежуточные камеры. В общем

случае очаги базальтовых магм будут более глубинными, чем андезитовые и дацитовые [31]. Так, например, под базальтовым Ключевским вулканом колонна магмы поступает с глубины 30—40 км, а под андезитовым вулканом Безымянный — с глубины 10—20 км. На о-ве Кунашир под вулканом Головнина, извергавшим андезиты и дациты, предполагается магматическая камера на глубинах 5—10 км, в то время как под базальтовым вулканом Тятя верхняя кромка магматической камеры находится на глубинах 40 км [9].

Поскольку длительное существование очага невозможно без привноса тепла в него, по крайней мере не меньшего, чем потеря через стенки, этот привнос, очевидно, осуществляется как за счет подтока магмы, так и глубинной флюидной фазы, причем соотношение того и другого фактора может изменяться.

Итак, выплавление магм под магматически активными структурами островных дуг осуществляется в широком диапазоне от нескольких сотен до нескольких десятков километров, захватывая разные горизонты верхней мантии, переходной зоны и нижних частей коры. Зона Беньюфа, подающая глубинные флюиды и тепло, вызывает разуплотнение (в связи с увеличением степени плавления и флюидизации) участков астеносферного слоя с образованием поднимающихся диапиров и дальнейшим отделением магм. Области выплавления и области обособления магм в крупные резервуары в общем случае не совпадают. Литосфера под островными дугами пронизана многочисленными магматическими каналами, очагами, периферическими камерами на разных уровнях. Очаги базальтовой магмы расположены на больших глубинах по сравнению с андезитовой и более кислой.

ОЦЕНКА СОСТАВА СУБСТРАТА В ЗОНАХ ГЕНЕРАЦИИ И ОБОСОБЛЕНИЕ МАГМЫ ПО ГЛУБИНЫМ ВКЛЮЧЕНИЯМ

На основании слоистого строения верхней мантии можно сделать вывод, что процессы магмообразования, совершающиеся под островными дугами в широком диапазоне глубин, происходят в субстрате различного состава. Так, на глубинах более 60 км это гранатовые перидотиты, выше — шпинелевые и плагиоклазовые лерцолиты, а возможно, также пироксениты и эклогиты.

В то же время известно, что среди ксенолитов и включений, выносимых магмами островных дуг, все перечисленные выше породы практически отсутствуют. Это может быть объяснено тем, что значительные скопления магмы образуются на относительно небольших глубинах, где преобладает иной субстрат, а медленное перемещение магмы к поверхности в глубинных зонах делает невозможным перенос ксенолитов, могущих дать информацию о глубинном субстрате.

Судя по составу включений, в вулканитах Курильских островов выносятся породы, развитые преимущественно на уровне от 40—50 км до поверхности, т. е. на уровнях переходного слоя от коры к мантии и земной коры. Таким образом более определенно мы можем судить об исходном составе субстрата той магмы, которая обособляется в верхней зоне магмогенерации, в то время как вопрос о глубинном субстрате находится пока в области предположений. В настоя-

щее время трудно оценить относительную роль магм, образовавшихся на разных уровнях верхней мантии и земной коры. Для этого необходимо детальное комплексное петролого-геофизическое изучение всех действующих вулканов, так как в зависимости от глубины ослабленной зоны под ними дренируются разноглубинные части магмообразующего субстрата. Некоторые прикидки можно сделать исходя из статистического распределения химического состава островодужной магмы, а также определенной адекватности составов исходному субстрату.

Обратимся к имеющимся данным о вещественном составе твердых включений в островодужных вулканитах. Судя по работам Ю. П. Масуренкова и Б. В. Иванова [7], В. И. Федорченко и Р. И. Родионовой [30], В. А. Ермакова [8], В. А. Ермакова и др., С. А. Щеки [3] и других исследователей, состав включений разнообразен. Помимо довольно многочисленных роговиков разного состава, окварцованных пород, кварцитов, диабазов, зеленых сланцев и других пород, представляющих собою явные ксенолиты, захваченные из верхних горизонтов коры, по подсчетам В. И. Федорченко и Р. И. Родионовой [30], они составляют 35,4 %; среди включений преобладают породы базитового состава как магматические — разнообразные габбро, габбро-нориты, анортозиты, оливин-анортозитовые породы — алливалиты, пироксенсодержащие анортозиты, плагиоклазовые пироксениты и др. (29,8 %), так и метаморфические — оливин-пироксен-плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые гранулиты, амфиболиты, серпентиниты (24 %). Значительно меньше встречается пород кислого состава — диоритов, плагиогранитов (4 %) и гранатовых гранито-гнейсов (0,9 %). В подсчетах В. И. Федорченко и Р. И. Родионовой не учтены ультраосновные включения, редкие на Курильских островах, но встречающиеся на Камчатке и, очевидно, представляющие собою ксенолиты ультраосновных интрузий, залегающих под вулканической зоной [3, 23]. Характерной особенностью состава включений является полное отсутствие гранатовых пород (гранатовых гранулитов, эклогитов, гранатовых перидотитов), а также лерцолитов. Состав включений в различных звеньях Курильской островной дуги практически одинаков. На о-ве Симушир, под которым предполагается субокеаническая кора, встречены ксенолиты гранитов.

Включения имеют преимущественно меланократовый состав, что свидетельствует о мафическом типе тех горизонтов литосферы, которые они представляют. Этот вывод согласуется с некоторым увеличением скоростей в земной коре и понижением их в переходном слое и верхних горизонтах мантии на глубинах до 40—50 км, о чем говорилось выше. Очевидно, преимущественно базитовый состав переходной зоны от коры к мантии является одной из причин ее разуплотнения.

Установлена тесная корреляция состава вмещающих вулканитов и находящихся в них включений. Региональные особенности, отмеченные в продуктах того или иного вулкана или вулканической группы, свойственны также и включениям. Примером является детально изученная Ключевская группа вулканов на Камчатке, где более высокая мафичность свойственна как вулканическим породам, так и

включениям ее северной части (вулканы Шивелуч, Заречный, Харчинский) по сравнению с южными вулканами. Установлено также, что в зависимости от типа вулкана и характера слагающих его пород, состав включений оказывается различным. Так, в породах существенно базальтовых вулканов включения имеют преимущественно базальтовый состав, в то время как в вулканах, поставляющих дифференцированную серию пород с большим количеством андезитов и дацитов, среди включений присутствует больше амфиболитов [8].

По генезису среди включений, обнаруживающих корреляцию состава с вулканитами, выделяются гомеогенные включения, связанные с особенностями процесса кристаллизации вулканического расплава и затвердевшие в интрузивных условиях более ранние порции магм того же состава. К той же группе Ю. П. Масуренков, В. А. Ермаков и другие исследователи относят и частично расплавленные включения или же в значительной степени метасоматически переработанные, считая, что корреляция состава между ними и вулканитами обусловлена тем, что включения являются реликтами плавящегося субстрата. Так как состав включений по отношению к среднему составу вулканитов характеризуется большей основностью, то включения рассматриваются, по крайней мере частично, как реститы [8]. Выказанные представления подтверждаются экспериментальными исследованиями по плавлению амфиболитов [7]. Поскольку в зависимости от степени расплавления стекло имеет сначала дацитовый, затем андезитовый, а при степени плавления, близкой к полному, — андезито-базальтовый состав, то генетическое родство пород, относимых к одной серии, в этой концепции рассматривается как результат выплавления из единого родоначального субстрата.

Наблюдения над включениями показывают наложенность явления амфиболитизации на первично безводную гранулитовую ассоциацию минералов, причем степень амфиболитизации субстрата очень изменчива. Поскольку амфиболитизированные включения встречаются преимущественно в дифференцированных андезито-дацитовых сериях пород, можно предположить, что флюидная водная фаза, обуславливающая образование амфиболитов, была распространена неравномерно, концентрируясь в наиболее проницаемых участках магматически активного пояса. Частая приуроченность включений к пирокластическим породам свидетельствует об их концентрации в апикальных частях очага, куда они переносятся флюидами, в связи с чем и становится возможным их вынос на поверхность. В базальтах мантийного питания, подъем которых на поверхность осуществляется путем спокойного, относительно медленного течения по магмоподводящим каналам, включений относительно мало и они представлены в основном не амфиболитами, а базитами и гранулитами. Однако следы воздействия горячих, эндогенных флюидов установлены и для базит-ультрабазитовых включений. Следовательно, подток флюидов к зонам магмообразования представлял собою повсеместный, но разный по интенсивности процесс. В нем также можно видеть одну из причин разуплотнения масс под действующим вулканическим поясом.

Таким образом, верхняя часть зоны магмогенерации под островными дугами сложена преимущественно базитовыми породами;

последние распространены как в пределах нижних горизонтов коры, так и верхней мантии (переходный слой от коры к мантии). Что же касается нижней части зоны магмогенерации, то суждения об ее составе не выходят из области предположений. Установлено, что магмообразованию предшествует подъем флюидов, поток которых неравномерен по площади. Его воздействие на субстрат выражается в образовании амфиболитов по базитовым и, вероятно, осадочным породам и в преобразовании и подплавлении пород базитового и гипербазитового состава. Базитовый состав переходного слоя от коры к верхней мантии, наряду с частичным расплавлением его и нижних горизонтов земной коры близкого состава, появление флюидной фазы — все это приводит к разуплотнению недр под магматически активными областями и объясняет закономерное появление поднятий, предшествующих вулканизму.

ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА БАЗИТОВЫХ МАГМ КАК КРИТЕРИЙ ИХ ГЕНЕЗИСА

Главная информация об условиях формирования базитовых магм скрыта в химическом составе базальтов и андезито-базальтов. Эти породы, изученные нами на Курильских и Командорских островах в широком возрастном и пространственном диапазонах, обладают рядом особенностей химического состава, типичных и для других островных дуг Земли.

Как было показано выше, для всех базальтов и андезито-базальтов Курильских и Командорских островов, как и для базальтов других островных дуг, характерны прежде всего повышенное содержание глинозема, низкая концентрация титана и фосфора. Высокая степень лейкократовости свойственна также базальтам внутриокеанических островных дуг и многим базальтам окраинных морей (например, Японское море). Можно сделать вывод, что высокая глиноземистость характерна для базальтов и андезито-базальтов всех структур зоны перехода от континента к океану, в том числе для толентовых и щелочных оливиновых базальтов, противопоставлявшихся Х. Куно «высокоглиноземистым» базальтам в принятом этим исследователем более узком смысле. Повышенная глиноземистость островодужных базальтов компенсируется снижением содержаний в них магния, кальция и железа по сравнению, например, с океаническими базальтами. За счет этого островодужные базальты обеднены клинопироксеном, оливином и гиперстеном, т. е. являются более лейкократовыми. Для сравнения составов островодужных и внеостроводужных базальтов и андезито-базальтов используем диаграмму плагиоклаза — оливин — клинопироксен, которая показывает различия базальтов по степени лейкократовости и по расположению их фигуративных точек относительно полей кристаллизации оливина, плагиоклаза и клинопироксена в данной системе (рис. 37). На долю этих трех компонентов приходится около 90 % от общего числа компонентов в составе базальтов и около 85 % в составе андезито-базальтов.

Методика нанесения составов на диаграмму рассмотрена выше. Напомним вкратце лишь основные изменения вида диаграммы в за-

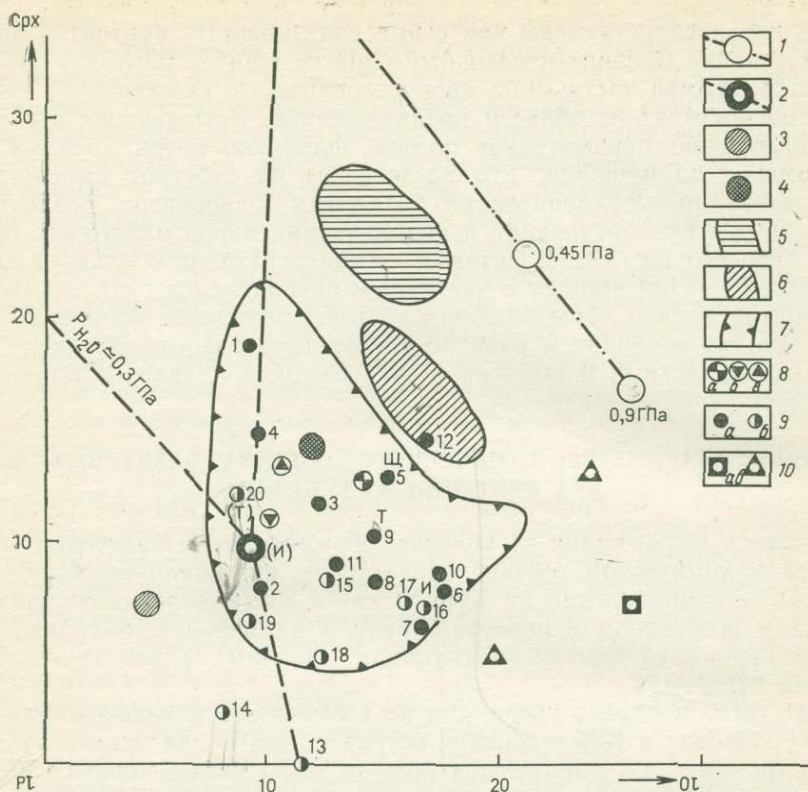


Рис. 37. Нормативные составы базальтов, андезитов-базальтов и алливалитовых включений в эффузивах Курильских и Командорских островов, о-ва Хоккайдо и п-ова Камчатка на части тройной барицентрической диаграммы $Sr_x-Ol-Pl$ (в %) и положение псевдоэвтектических точек и котектических линий по данным экспериментальных исследований

1—4 — точки совместной кристаллизации оливина, клинопироксена и плагиоклаза: 1 — при давлении 0,45 и 0,9 ГПа в сухих условиях (штрих-пунктирная линия показывает направление смещения точки эвтектики при изменении «сухих» давлений примерно от 0,2 до 0,9 ГПа; 2 — при $P_{H_2O} \approx 0,3$ ГПа (пунктирная линия ограничивает поля кристаллизации диоксида, форстерита и плагиоклаза № 70); 3 — при $P_{H_2O} \approx 1,5$ ГПа [16]; 4 — при общем давлении водно-углекислого флюида 1 ГПа и мольной доле воды, равной 0,6 [16]; 5—7 — ареалы базальтов различных структурных зон; 5 — океанических внеостроводужных базальтов с плотностью точек более 15%; 6 — базальтов приокеанических островных дуг; 7 — контур ареала приконтинентальных островных дуг (плотность точек более 5%); 8 — средние составы четвертичных базальтов Курильских островов: известкового (а), известково-щелочного (б) и субщелочного (в) рядов; 9 — средние составы базальтов (а) и андезитов-базальтов (б) отдельных формаций комплексов Курильских и Командорских островов (см. табл. 35); 10 — базальты Шуфанского плато Южного Приморья (а) и включения алливалитов (б) в андезитов-базальтах вулканов Менделеева и Ксудача. Средние составы базальтов: Т — толеитовых натровых серий, (Т) — толеитовых натриево-калиевых серий, И — известково-щелочных натриевых серий, (И) — известково-щелочных натриево-калиевых серий, Ш — субщелочных натриево-калиевых серий. 1—20 — фигуративные точки базальтов (1—12) и андезитов-базальтов (13—20) — см. табл. 37

висимости от эволюции внешних параметров. При увеличении «сухого» давления точка эвтектики оливин — плагиоклаз — клинопироксен заметно смещается к стороне треугольника $Pl-Ol$. Эвтектика сильно обедняется клинопироксеновым компонентом и обогащается оливновым (примерно до 26% при давлении 0,9 ГПа). При увеличении давления водного флюида (до 0,3 ГПа) сильно сокращается поле

первичной кристаллизации плагиоклаза за счет одновременного расширения клинопироксенового и оливинового полей. Судя по данным О. А. Луканина, при P_{H_2O} , равном 0,3 ГПа, эвтектика диопсид — форстерит — плагиоклаз Ap_{70} имеет координаты 9 % O_1 , 10 % Sr_x . Таким образом, эвтектические жидкости, выплавляемые при водном давлении, заметно обогащены плагиоклазовым компонентом (более 80 % при составе плагиоклаза Ap_{70} , около 85 % при его составе Ap_{45}). Как показывают данные экспериментов [16], при дальнейшем увеличении водного давления темп обогащения эвтектики плагиоклазовым компонентом сильно замедляется (при $P_{H_2O} = 1,5$ ГПа) в эвтектике, согласно нашим расчетам, содержится около 88 % плагиоклазового компонента).

При водно-углекислом составе флюида, в условиях, когда мольная доля воды больше 0,6, эвтектики, полученные при суммарном давлении флюида, равном 1,0 и 1,5 ГПа, располагаются вблизи точки $P_{H_2O} = 0,3$ ГПа, т. е. столь же заметно обогащены плагиоклазовым компонентом по сравнению с «сухими» эвтектиками.

Остановимся на главнейших особенностях химического состава базитовых магм островных дуг (см. рис. 37) трех выделенных нами серий: толеитовой, известково-щелочной и субщелочной. Напомним, что в составе первых двух серий выделены натриевые и натриево-калиевые разновидности, субщелочная серия представлена натриево-калиевым и калиевым подтипами.

Фигуративные точки базальтов натриевых (толеитовых и известково-щелочных) серий на диаграмме рис. 37 занимают положение, промежуточное между точками эвтектики при $P_{H_2O} = 0,3$ ГПа и при «сухом» давлении 0,9 ГПа. Они тяготеют к правой части ареала базальтов энсиалических островных дуг, что свидетельствует об относительно маловодном составе флюида в момент отделения соответствующих магм от равновесных с ними твердых фаз. Состав флюида отличается большей долей водорода и углекислого газа. Эти различия подтверждаются данными о составе флюидов в микровключениях [20].

Базальты калиево-натриевых (толеитовых и известково-щелочных) серий отличаются более кислым составом нормативного плагиоклаза (Ap_{55}), чем состав плагиоклаза в базальтах натриевых (толеитовых и известково-щелочных серий) (Ap_{62}). По этой причине базальты калиево-натриевых серий при прочих равных условиях должны располагаться ближе к плагиоклазовому углу диаграммы, чем базальты натриевых серий, что и наблюдается на самом деле. Однако отмечаемое различие в положении фигуративных точек базальтов натриевых и калиево-натриевых серий не может быть объяснено только их различной щелочностью. Главной причиной этих различий следует признать более водный состав флюида, равновесного с базальтовыми магмами калиево-натриевых серий в момент их обособления. Действительно, фигуративные точки базальтов как известково-щелочных, так и толеитовых калиево-натриевых серий располагаются в левой части ареала базальтов энсиалических островных дуг, в непосредственной близости от точки эвтектики при $P_{H_2O} \approx 0,3$ ГПа (см. рис. 37).

Следует отметить, что различия между базальтами толеитовых и известково-щелочных серий невелики (см. табл. 36). Более существенны отличия составов базальтов натриевых от составов базальтов калиево-натриевых серий, выделяемых в числе как толеитовых, так и известково-щелочных разновидностей. Этот вывод подтверждает предполагаемое нами единство условий формирования базальтовых магм нормальной щелочности в недрах островных дуг и противопоставление этих базальтов аналогичным породам океанов и континентальных платформ. Однако необходимо отметить и закономерные различия в составе островодужных базальтов разных серий нормальной щелочности: фигуративные точки известково-щелочных разновидностей на диаграмме занимают более низкое положение, чем толеитовых. Это свидетельствует о более высоком водном и общем давлении при формировании базальтовых магм известково-щелочных серий по сравнению с толеитовыми, что подтверждает и конкретизирует вывод, сделанный ранее Х. Куно, А. Рингвудом и Д. Грином.

Состав базальтов субщелочных серий заслуживает отдельного рассмотрения. Фигуративная точка среднего состава базальтов калиево-натриевой субщелочной серии (базальты вулкана Алаид и верхнеюшинского комплекса о-ва Беринга) расположена на значительном удалении от точки эвтектики при $P_{H_2O} \approx 0,3$ ГПа. Если учесть также, что состав нормативного плагиоклаза в базальтах калиево-натриевой субщелочной серии (An_{44}) значительно более кислый, чем в базальтах аналогичных серий нормальной щелочности (табл. 37), то при обособлении субщелочных базальтов существовали, очевидно, более «сухие» условия по сравнению с базальтами нормальной щелочности.

Представителем калиевой субщелочной серии являются базальты малокурильской формации (см. табл. 1). Их фигуративная точка расположена в непосредственной близости от точки средних составов базальтов калиево-натриевой субщелочной серии. Однако, судя по еще более кислому составу плагиоклаза в малокурильских базальтах (An_{27}), соответствующие им магмы обособлялись от равновесных твердофазовых реститов в еще более «сухих» условиях, на глубинах, несколько меньших чем базальтовые магмы толеитовых серий.

Таким образом, подводя итоги анализа составов островодужных базальтов выделенных нами серий по главным компонентам (плагиоклазовому, оливиновому и клинопироксеновому), следует сделать вывод, что базальтовые магмы калиево-натриевых известково-щелочных серий обособлялись при давлении флюида с наиболее высоким содержанием водного компонента. Близкие условия обособления свойственны калиево-натриевым толеитовым базальтам. Более «сухими» были магмы натриевого ряда (как толеитовые, так и известково-щелочные). Еще более «сухие» (маловодные) флюиды характерны для условий обособления субщелочных базальтовых магм.

ПРИРОДА И СОСТАВ ФЛЮИДНОЙ ФАЗЫ В БАЗАЛЬТАХ

Обилие флюидной фазы при извержении лав известково-щелочных серий установлено петрологическим анализом, а также геологи-

Соотношения плагиоклазового, клинопироксенового, оливинового и кремнеземистого нормативных компонентов в базальтах и андезито-базальтах Курильских и Командорских островов

Порода	Формация (серия)	Регион	P1	Срх	O1*	Q	Ап
Базальты	Жировская (1)**	Командорские острова	71,4	19,5	9,1	4,5	47
	Юшинская нижняя (2)		82,1	8,5	9,4	6,7	60
	Юшинская верхняя (3)		75,4	12,5	12,2	1,4	37
	Крабозаводская (4)	Курильские острова	75,1	15,4	9,4	6,9	54
	Малокурильская (5)		71,4	13,5	15,1	—	27
	Зеленовская (6)		73,8	8,5	17,7	6,6	42
	Кунаширская (7)		76,5	6,8	16,7	3,3	49
	Головнинская (8)		76,5	8,8	14,7	12,6	69
	Вулкан Тятя (9)		74,5	10,9	14,6	10,1	65
	Вулкан Головнина (10)		73,3	9,2	17,5	12,0	77
	Вулкан Эбеко (11)		77,8	9,2	13,0	3,6	55
	Вулкан Алайд (12)		67,9	15,2	17,0	—	52
Андезито-базальты	Малокурильская (13)	Курильские острова	88,6	—	11,4	2,1	21
	Зеленовская (14)		90,0	2,0	7,9	11,4	38
	Ноторо-томаринская (15)		78,4	9,1	12,5	9,4	49
	Головнинская (16)		76,1	7,3	16,5	14,1	65
	Вулкан Тятя (17)		76,2	7,8	16,0	13,6	56
	Вулкан Менделеева (18)		82,4	5,4	12,2	22,7	60
	Юшинская нижняя (19)		Командорские острова	84,0	7,0	9,0	11,1
	Юшинская верхняя (20)	78,5		12,8	8,6	8,7	44

* Нормативный ортопироксен пересчитан на нормативный оливин и избыточный кремнезем; нормативный ортоклаз объединен с плагиоклазом.

** Цифры — номера фигуративных точек базальтов и андезито-базальтов (см. рис. 37).

ческими наблюдениями (высокая эксплозивность вулканов, выносящих огромные объемы вулканических газов). Возникает вопрос, каков источник флюидов известково-щелочных расплавов? Являются ли они глубинными, эндогенными, пришедшими из недр Земли, или же это захороненные в океанических осадках воды Мирового океана, выделившиеся в процессе дегазации в зоне Беньюфа?

Все имеющиеся данные по составу вулканических газов подтверждают, что их главным компонентом является вода, которая играет особую роль в известково-щелочных сериях, достигая 99%. В то же время состав газов, в частности их обогащение HF , HCl , H_2 , CH_4 ,

а также их изотопные характеристики позволяют говорить об их ювенильном характере. По составу катионов и анионов они существенно отличаются от морских вод, а также от иловых вод осадков. Так, например, по данным Т. Ишикава и других, содержание F в высокоглиноземистых (известково-щелочных) базальтах Японии равно 188—292 г/т, а в толеитовых базальтах 58—145 г/т, в то время как в морской воде оно равно 1,4 г/т.

Состав газовой фазы в вулканитах изучался (см. табл. 3, 4 и 24) методом высокотемпературной газовой хроматографии в лаборатории Ф. А. Летникова в Институте Земной коры СО АН СССР. В качестве эталонных были взяты вулканические серии известково-щелочного типа — вулкан Эбеко (о-в Парамушир), а также вулкан Ксудач (Камчатка), толеитового типа — о-в Виндикейшен (Южно-Сандвичева дуга) и щелочного типа — о-в Алаид (северная часть Курильских островов). Кроме того были проанализированы породы известково-щелочных серий палеогенового возраста на о-ве Медный (Командорские острова), неогенового кунаширского комплекса о-ва Кунашир и океанского комплекса о-ва Шумшу, вулкана Ветрового и толеитовой верхнемеловой серии о-ва Шикотан. Весьма высокие содержания воды в палеогеновых и неогеновых породах, вероятно, связаны с их гидратацией в результате низкотемпературных метаморфических преобразований и, таким образом, составы флюидной фазы в них отличаются от первичного. Поэтому дальнейший анализ проведен на основании изучения только четвертичных серий. Установлено, что все серии островных дуг характеризуются водно-углекислым составом флюидов при резком преобладании H_2O , которая составляет до 88—95 % (см. табл. 3 и 9). При этом наиболее богаты водой флюиды известково-щелочных серий (6,94 мл/г породы или 85 % всей флюидной фазы). Толеитовая серия о-ва Виндикейшен при меньших содержаниях воды характеризуется также и меньшей долей ее в флюиде (75 %). В щелочной серии вулкана Алаид (см. табл. 30) роль воды во флюиде еще меньше (60 %) при валовых ее содержаниях, близких к толеитовым сериям (см. рис. 44). Водородсодержащая часть флюида очень сильно окислена как в известково-щелочных, так и в толеитовых сериях, что обуславливает низкое отношение $H_2/H_2O=0,01—0,02$, низкое содержание CH_4 , которое в среднем равно 0,01 %; H_2/H_2O несколько выше в щелочной серии (до 0,2) — (см. рис. 45). Несколько менее окислена углеродистая часть флюида, причем отношение CO/CO_2 также выше в щелочной серии, чем в известково-щелочных (соответственно 0,5—0,35 и 0,01—0,1).

Флюидная фаза всех серий островных дуг, а особенно известково-щелочных, значительно отличается от флюидной фазы океанических толеитовых базальтов по своей структуре [13]. Прежде всего она более богата водой и высоко окислена. Оливиновые толеиты Срединно-Атлантического хребта характеризуются на порядок более высоким коэффициентом восстановленности $K=(H_2+CO+CH_4)/(H_2O+CO_2)$, равным 0,82 вместо 0,05 в известково-щелочных сериях (рис. 38 и 39). Кроме того известково-щелочные базальты островных дуг значительно богаче флюидной фазой — среднее содержание 7 мл/г (по сравнению с океаническими базальтами, где среднее содержание 2,6 мл/г).

Судя по включениям стекла с газом в оливинах и пироксенах из океанических базальтов, их исходный расплав еще более сухой, так как содержания воды в них меньше 0,02 %.

Сравнение флюидных характеристик разных серий методом кластерного анализа на ЭВМ с определением силы связи между компонентами показывает, что разные магматические серии ведут себя поразному. Так, в кластере известково-щелочных серий (вулкан Эбеко) наиболее сильные связи объединяют восстановленную часть флюидов (CO , H_2 , CH_4), представляющих, очевидно, ювенильную их основу. Более слабой является связь восстановленных флюидов с CO_2 , которая представляет собою продукт окисления CH_4 и CO . В толентовской серии о-ва Виндикейшен очень тесно связаны все углеродсодержащие флюиды — CO , CO_2 , CH_4 . Более слаба их связь с H_2 , что говорит о некотором ослаблении связей между восстановленными флюидами. В обоих случаях практически отсутствует связь с водой, что, вероятно, свидетельствует о ее полигенном происхождении, а также и возможном обогащении при низкотемпературных постмагматических преобразованиях. В щелочной серии вулкана Алаид выделяются по силам связи две равноценные группы, в которых объединены CO , H_2 и CH_4 с одной стороны и H_2O и CO_2 — с другой, причем корреляции между этими двумя группами отрицательная. Несмотря на более гетерогенный характер флюида в сериях островных дуг по сравнению с океаническими, в нем отчетливо фиксируется эндогенная часть.

Итак, анализ фактического материала по составу флюидов подтверждает вывод о богатстве магмы, родоначальной для известково-

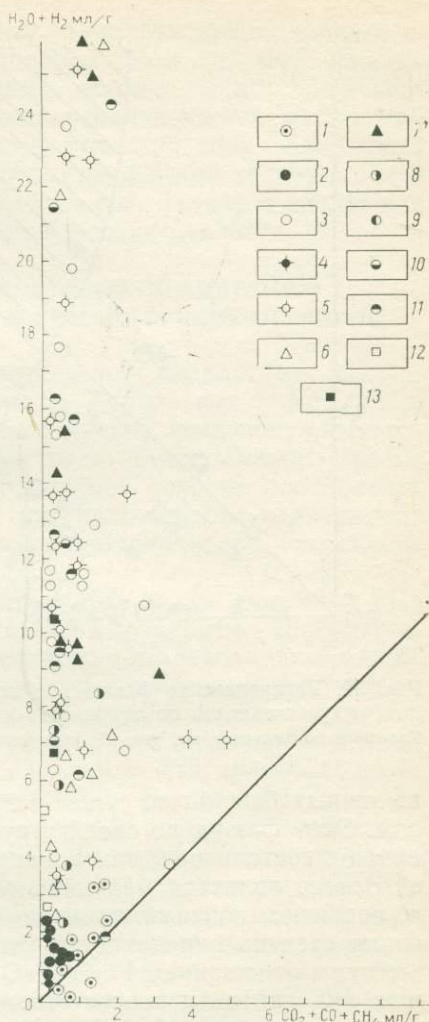


Рис. 38. Соотношение H_2 фаз и C фаз в породах вулканических серий островных дуг и океанов

1 — базальты океанов [13]; 2 — базальты о-ва Виндикейшен (Южно-Сандвичева дуга); 3 — верхняя толща нижнеюшинского комплекса Командорских островов; 4 — вулкан Алаид (о-в Атласова); 5 — океанский комплекс (о-в Шумшу); 6 — вулкан Эбеко; 7 — вулкан Ветровой; 8 — раннеллейстоновый комплекс эффузивных плато (о-в Парамушир); 9 — раннеллейстоновый комплекс платоэффузивов (о-в Кунашир); 10 — кунаширский комплекс (о-в Кунашир); 11 — отрядненский комплекс (о-в Шикотан); 12 — вулкан Ксудач (Камчатка); 13 — океанский комплекс (о-в Парамушир)

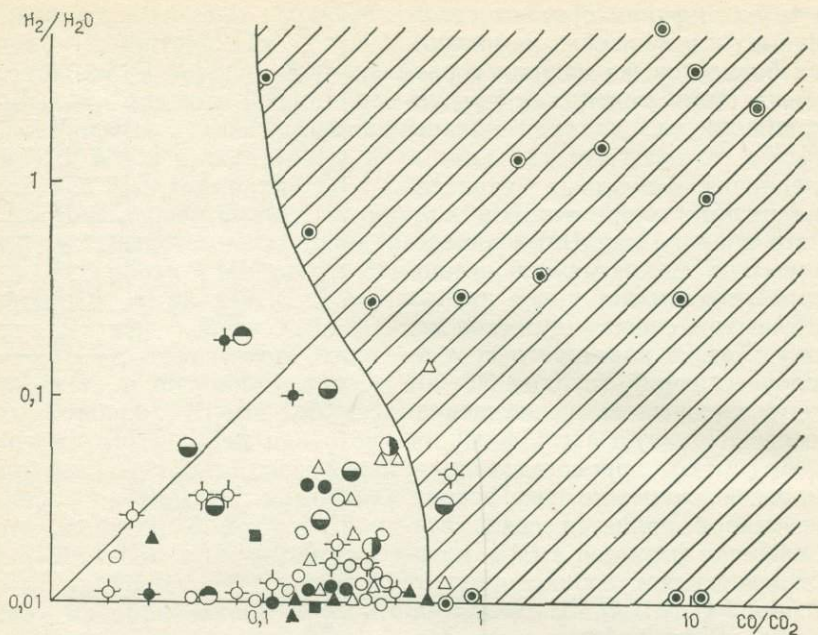


Рис. 39. Распределение флюидов в породах вулканических комплексов островных дуг и океанов по отношению их восстановленной части к окисленной. Условные обозначения см. рис. 38; заштриховано поле содержаний флюидов базальтов океанов

щелочных базальтов, существенно водным, высоко окисленным флюидом. Этот флюид по своей структуре и составу существенно отличается от состава вод, захороненных в океанических осадках, и в своей основе является мантийным ювенильным, испытавшим эволюцию и, вероятно, контаминацию по мере своего подъема из глубин. Высокая степень окисленности флюидной фазы четко коррелируется с высоким отношением $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, характерным для известково-щелочных вулканитов и соответственно с высокой фугитивностью кислорода, превышающей буфер $\text{Ni}-\text{NiO}$ (значительно выше этой величины в океанических базальтах). Вероятным объяснением столь высокой активности кислорода следует считать большую миграционную способность водорода по сравнению с кислородом, при высокотемпературной диссоциации воды, за пределы магматического очага [49 и др.]. Эта особенность проявляется исключительно в условиях относительно «закрытой» системы магматических очагов, где формируются известково-щелочные магмы. Смещение структуры флюида в сторону резкого обогащения его водой существенно влияет на весь дальнейший ход эволюции известково-щелочных серий.

Огромные объемы вулканических газов, выделяющиеся при пароксизмальных высокоэxpлозивных извержениях, свойственных известково-щелочным сериям, превышающие количество газов, способное раствориться в магматическом расплаве, позволяют говорить о наличии потока трансмагматических флюидов, представляющих со-

бою самостоятельную флюидную фазу, фильтрующуюся через расплав из глубинных частей зоны магмообразования [19, 34]. Хорошо известная приуроченность главной массы газов к начальным фазам извержений говорит об обогащении ими верхних частей магматической колонны. В случае длительности существования «закрытых» магматических очагов в верхней части магматической колонны будет осуществляться преобразование состава магмы, наряду с эволюцией флюида, в частности, повышения степени его окисленности.

УСЛОВИЯ ОБОСОБЛЕНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ И АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ КУРИЛЬСКИХ И КОМАНДОРСКИХ ОСТРОВОВ

Хотя фигуративные точки практических всех базальтов и андезито-базальтов изученных нами комплексов Курильских и Командорских островов попадают в ареал энсиалических островодужных базальтов (см. рис. 37), положение этих точек внутри данного ареала неодинаково, что свидетельствует о различиях условий обособления соответствующих магм. Попытаемся рассмотреть, как связаны эти различия с особенностями возрастного и тектонического положения выделенных комплексов.

По положению относительно точки эвтектики при $P_{H_2O} \approx 0,3$ ГПа могут быть выделены прежде всего шаровые базальты крабовозводского комплекса о-ва Шикотан и жировского комплекса о-ва Медный. Их составы сравнительно богаты клинопироксеновым компонентом. По этому признаку они занимают промежуточное положение между базальтами калиево-натриевых серий нормальной щелочности и ареалом океанических внеостроводужных базальтов. Как крабовозводские, так и жировские шаровые лавы соответствуют базальтовым магмам, отделившимся от равновесного с ними твердого рестита в относительно малоглубинных условиях при давлении водного флюида менее 0,3 ГПа. Базальты этих двух комплексов отвечают ранним (доостроводужным и начальным островодужным) стадиям развития современных островных дуг, а именно — эпохам прогибания и, по-видимому, растяжения. Эти особенности тектонической обстановки также сближают их с некоторыми высокоглиноземистыми базальтами океанов, хотя о полной аналогии и об «океаническом типе» базальтов крабовозводского и жировского комплексов говорить нельзя. Как по условиям обособления (при умеренном давлении водного флюида скорее всего около 0,2 ГПа), так и по большинству других петрохимических и геохимических признаков, о чем будет сказано ниже, их следует относить к типу островодужных.

Одинаковые условия обособления крабовозводских (о-в Шикотан) и жировских (о-в Медный) базальтовых магм позволяют считать для них прогибание и растяжение закономерными явлениями, когда, как и в океанических условиях, изливались сравнительно малоглубинные и относительно маловодные по сравнению с другими островодужными базальтовые магмы. В жировском комплексе этой стадии прогибаний предшествовала эпоха проявления наземного вулканизма островодужного типа (медновский комплекс), представленного известково-щелочной серией.

Последующие стадии развития Курильской и Алеутской островных дуг характеризуются более глубинными условиями обособления базальтовых магм. Действительно, фигуративные точки базальтов миоценовых (кунаширский и зеленковский), плиоцен-плейстоценовых (головнинский и платоэффузивов) и четвертичных (вулканы Большой Курильской гряды) комплексов располагаются правее точки эвтектики при $R_{H_2O} \approx 0,3$ ГПа (см. рис. 37), что свидетельствует о смешанном, очевидно, водно-углекислом составе флюидов, равновесных с соответствующими базальтовыми магмами в момент обособления последних от реститов. В этой группе относительно более «сухими» являются, как уже отмечалось, базальтовые магмы натриевых серий нормальной щелочности (они тяготеют к правой части ареала энсиалических островодужных базальтов) и субщелочные. Более водными, близкими к эвтектике при $R_{H_2O} \approx 0,3$ ГПа являются базальты калиево-натриевых серий (гора Наседкина на о-ве Парамушир, нижний юшинский комплекс о-ва Беринга). Большая однородность базальтов этой группы, видимо, связана с длительным преобладанием условий сжатия, свойственных островным дугам на поздних стадиях их развития. Судя по положению субщелочных базальтов (малокурильского, верхнеюшинского, вулкана Алаид) в правой части ареала островодужных базальтов и учитывая кислый состав нормативного плагиоклаза (Ap_{27-42}) в первых двух названных выше формациях и до Ap_{52} в базальтах Алаида, точка которых занимает самое удаленное положение от водной эвтектики, они отделялись от рестита в наиболее сухих условиях. Несмотря на различия, изученные нами субщелочные базальты все же объединяются по всем признакам с группой островодужных базальтов и резко отличаются как по положению их фигуративных точек на диаграмме рис. 37, так и по другим петрохимическим и геохимическим признакам от трахибазальтов платформенных областей континентов и океанов.

Можно видеть, что возрастное положение островодужных субщелочных базальтов весьма различно: позднемиоценовые малокурильские, миоцен-плиоценовые верхнеюшинские, современные и плейстоценовые на вулкане Алаид. Различно также и их тектоническое положение. Вместе с тем появление субщелочных базальтов подчинено определенной закономерности. Они либо приурочены к завершающим этапам отдельных тектоно-магматических циклов, после которых устанавливается режим стабилизации, характеризующийся отсутствием магматизма, либо расположены в тыловой зоне дуги. Так, субщелочные базальты малокурильского комплекса завершают позднемиоценовый тектоно-магматический цикл, а субщелочные базальты верхнего юшинского комплекса приурочены к концу миоценового этапа на о-ве Беринга. Первоначальная относительная «сухость» этих магм, вероятно, является причиной преимущественно интрузивных форм проявления субщелочного магматизма в виде даек и силлов. Последующая внутрикамерная кристаллизация сопровождается увеличением водного давления, о чем свидетельствуют оливино-пироксеновый состав вкрапленников, наличие биотита. Незначительное отделение водного флюида является, по-видимому, одной из причин слабо проявленного экзоконтактового метаморфизма в надинтрузивных зонах.

О ПОПЕРЕЧНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ

Для решения вопросов поперечной по отношению к островной дуге зональности имеющийся у нас материал является недостаточным, особенно по Командорским островам. Среди четвертичных вулканов Курильской дуги выделяются две зоны: центральная и западная, причем вторая прослеживается лишь в крайней северной и в крайней южной части дуги, на о-ве Хоккайдо. На остальной части дуги имеется несколько вулканов, которые относятся к западной зоне. В центральной зоне развиты вулканы «протяженных» и «укороченных» известково-щелочных серий. Зона толентовых вулканов на востоке дуги не выделяется, так как единственный представитель изученных нами четвертичных вулканов с толентовой тенденцией — вулкан Тятя — расположен в той же центральной зоне. Что же касается неогеновых образований Курильской дуги, а также более древних верхнемеловых, то здесь поперечная зональность не прослеживается вообще, в то время как продольная, свойственная отдельным блокам и обуславливающая разный характер щелочности в разных звеньях дуги, выражена очень четко.

Однако Б. Н. Пискунов (1976 г.), А. И. Абдурахманов (1982 г.) высказываются за наличие такой зональности. Ими выделяются базальты известковистого, известково-щелочного и щелочного рядов, из которых наиболее водными, по нашим данным, являются базальты известково-щелочного ряда, менее водными — известковые и субщелочные базальты (см. рис. 37). Необходимо отметить, что несмотря на различия, базальты всех трех рядов попадают в центральную часть ареала энсиалических островодужных базальтов.

Кратко остановимся на возможной интерпретации латеральной поперечной зональности базальтов Курильской островной дуги. По условиям обособления наиболее водными являются базальтовые магмы известково-щелочного ряда, приуроченные к центральной зоне островной дуги (см. табл. 37). Этой структуре соответствуют максимальные гипсометрические отметки рельефа земной поверхности и, судя по аномалиям силы тяжести, максимальное погружение разуплотненных масс [2]. По-видимому, именно здесь происходит вовлечение в зону магмогенерации амфиболитовых «корней гор» под условно проводимой в данной зоне поверхностью Мохо, в пределах линзы «корово-мантийной смеси». Метаморфизм и переплавление амфиболитов частично обеспечивают высокое парциальное давление водного флюида, по крайней мере, на стадии обособления базальтовых и андезитобазальтовых магм. Вероятно, сравнительно высокой концентрации воды во флюиде способствует также режим преобладающего тектонического сжатия в зоне Большой Курильской гряды.

В соседних зонах большую долю составляют другие флюиды: водород (в зоне менее глубинных базальтовых и андезитобазальтовых магм известкового ряда) и углекислый газ (в зоне более глубинных субщелочных базитовых магм). Этим обеспечивается относительно большая сухость известковых и субщелочных магм на стадии их обособления. Косвенным отражением различных условий магмогенерации в западной (субщелочной) и в восточной (известковой) зонах

могут быть данные по распределению аномалий гравитационного поля. Высокие положительные аномалии, свойственные восточной зоне, свидетельствуют о сравнительно большой плотности и, следовательно, об относительно слабой обводненности литосферы [2]. В западной зоне, особенно четко выраженной в пределах Японии, в субщелочных базальтах отмечаются включения кальциевых перидотитов, пироксенитов (верлиты, клинопироксениты, вебстериты), дунитов, гарцбургитов, керсутитовых и магнетитовых габброидов, анортозитов, что свидетельствует об относительно невысоком содержании воды в зонах магмогенерации и на путях подъема магмы по сравнению с центральной зоной, в которой в магмообразование вовлекаются водосодержащие горизонты или блоки литосферы (в базальтах здесь широко представлены включения амфиболитов).

Таким образом, одной из причин появления поперечной петрохимической зональности базальтовых магм в пределах Курильской островной дуги являются закономерные изменения в составах магмообразующих субстратов вкрест простирающейся островной дуги (возможно, в связи с некоторым углублением уровней магмообразования) и вариации концентраций компонентов флюидной фазы, в частности, воды, водорода и углекислоты. Наиболее четкими эти различия представляются между западной и центральной зонами Большой Курильской гряды. Наши данные не позволяют связывать эту отмечаемую далеко не всеми исследователями зональность только с различной глубиной генерации базальтовых или андезит-базальтовых магм. В силу сложного строения нижней части коры и верхней мантии под островной дугой на одних и тех же глубинах могут плавиться различные по составу, обводненности и происхождению (коровые или мантийные) блоки литосферы, что и обуславливает неоднородный состав исходных магм, существенно затушевывающий зональность. Картина осложняется также экранирующим эффектом магматических очагов, из которых менее глубинные препятствуют выходу на земную поверхность магмы более глубоких очагов. Характерны два примера проявления субщелочных магм малокурильского и верхнеюшинского комплекса. Эти магмы внедряются в тех местах, где до них извергались магмы нормальной щелочности. Показательно также нарастание щелочности базальтовых магм, связанных с одним и тем же вулканическим центром (микросерии четвертичных базальтов вулкана Тятя).

Другой причиной поперечной зональности базальтовых магм на островных дугах могут быть закономерные изменения состава флюидов, связанные с их отделением в участках декомпрессии, приуроченных к сейсмофокальной зоне и выше нее. В этом случае, как отмечает большинство исследователей, следует ожидать возрастания доли углекислого компонента во флюиде по мере продвижения от фронтальных частей дуги к ее тыловым зонам.

Возможно, именно этот фактор (зависимость состава флюидов от глубины залегания сейсмофокальной зоны под вулканами) объясняет общую среднестатистическую поперечную зональность, которая нарушается столь часто, что возникает сомнение в самом ее существовании, в связи с проявлением действия других указанных выше факторов. Эта зональность отчетливее проявлена на островных дугах

первого типа [1] и практически не видна на островных дугах второго типа, для которых характерны, по-видимому, значительно бóльшая гетерогенность строения и раздробленность, связанная с процессами деструкции земной коры.

Следовательно, различия условий обособления островодужных магм базальтового и андезито-базальтового состава, судя по приуроченности фигуративных точек всех этих пород к островодужному ареалу, не слишком существенны. Рассмотренные группы базальтов и андезито-базальтов часто связаны друг с другом переходными разновидностями и четко противопоставляются базальтам океанов, для которых характерны более «сухие» условия обособления.

ПЛАВЛЕНИЕ СУБСТРАТА В ЗОНАХ МАГМОГЕНЕРАЦИИ

Данные, полученные по соотношениям главных нормативных компонентов в базальтах и андезито-базальтах, необходимо согласовать с содержаниями избыточного кремнезема (реже избыточного нефелина) — см. табл. 37. Содержания главных нормативных компонентов в изученных базальтах заметно ниже, чем в наиболее низкотемпературных остаточных жидкостях, полученных при проведении опыта с водными и безводными флюидами. Это не позволяет считать соответствующие базальтовые магмы наиболее низкотемпературными выплавками, т. е. приходится предполагать довольно существенное плавление исходного мантийного или корового вещества. Б. Майсеном и А. Бетчером [16] установлено, что при давлениях водно-углекислого флюида от 0,75 до 2,0 ГПа количества расплавов, выплавляемых из перидотитов, составляет не больше 10—14 % и только выплавки из вебстерита (бедного оливином) дают 16 % расплава [16]. Для образования базальтовых магм требуется более глубокое плавление исходного вещества, чем в экспериментах Б. Майсена и А. Бетчера, получивших жидкости преимущественно андезитового состава. При таком более глубоком плавлении расплавы должны сохранять соотношения оливинового, клинопироксенового и плагиоклазового компонентов при постепенном сокращении концентраций свободного кремнезема. Однако такой тренд надэвтектической эволюции расплавов существенно отличается от набора составов высокотемпературных жидкостей, экспериментально полученных при высоком водном и водно-углекислом давлении при плавлении перидотитов и заметно обогащающихся оливиновым или клинопироксеновым компонентами при увеличении количества расплава. Поэтому состав большинства базальтовых расплавов островных дуг с высоким содержанием плагиоклазового компонента дает основание считать, что исходным материалом, из которого выплавлялись эти расплавы, были породы более лейкократовые, чем перидотиты. Альтернативным является предположение о том, что исходные составы островодужных магм не первичные выплавки из мантийного материала, а соответствуют эвтектике для уровней их обособления в условиях высокого водного давления. В настоящее время установлено широкое развитие докембрийских анортозитовых ассоциаций в континентальной земной коре. Эти породы, возможно, залегающие в глубоких частях структуры остров-

ных дуг, могли бы служить источником высокоглиноземистых магм. Частичное плавление анортозитов, близких по составу к островодужным базальтам, может дать большое количество высокоглиноземистых базальтовых магм, что существенно облегчит отделение расплава от реститов. Согласно нашим расчетам, из лейкогабброидного субстрата может быть получено более 60 % высокоглиноземистого базальта с характерными для последнего низкими содержаниями титана, фосфора, хрома и никеля. Плавление подобных пород в недрах островных дуг облегчается интенсивным разогревом мантии и коры, глубоким погружением коровых пород в зонах протяженных тектонических швов и высокими давлениями водного флюида. Эти условия на платформах не соблюдаются и, вероятно, поэтому нет известково-щелочных базальтов в стабильных структурах Земли.

Андезито-базальтовые магмы могут быть получены при меньшей степени плавления подобных субстратов. Эти магмы содержат больше свободного кремнезема и располагаются ближе к точкам эвтектики оливин — клинопироксен — плагиоклаз — кремнезем. Последние, по экспериментальным данным, еще больше, чем базальты, обогащены плагиоклазовым компонентом за счет оливинового и клинопироксенового. Именно поэтому фигуративные точки андезито-базальтов (см. рис. 37) заметно смещены в сторону плагиоклаза относительно ареала фигуративных точек базальтов.

ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ ВТОРОСТЕПЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ

На основании анализа распределения и соотношений титана, хрома, никеля, кобальта, калия и некоторых других элементов получена дополнительная информация об условиях выплавления и обособления базальтовых и андезито-базальтовых магм.

Количество титана в базальтовой магме зависит от глубины ее выплавления и состава субстрата. Мантийные породы с относительно высокими содержаниями титана (ильменитовые перидотиты, рутиловые эклогиты, ксенокристаллы высокотитанистых флогопитов) выносятся на поверхность высокотитанистыми кимберлитовыми, щелочно-ультраосновными и щелочно-базальтовыми магмами в платформенных структурах. Рассматриваемые базальтовые и андезито-базальтовые магмы островных дуг, отличающиеся низкими (обычно менее 1 %) содержаниями двуокиси титана, явно лишены таких возможностей, что свидетельствует скорее всего о необычном составе мантии под этими структурами. Особенно низкие содержания титана характерны для базальтов известково-щелочной серии (как натриевых, так и калиево-натриевых разновидностей (см. табл. 1, 7 и 19). Возможно, это частично объясняется фракционированием титаномагнетита, ранние генерации которого установлены нами в виде вкрапленников и включений в фенокристаллах пироксенов. Отсадке титаномагнетита, очевидно, способствовало высокое парциальное давление воды во флюиде, характерное для базальтовых и андезито-базальтовых известково-щелочных магм на стадии их обособления.

Сравнительно высокие (около 1 %) содержания титана в базальтах калиево-натриевой субщелочной серии, очевидно, связаны с во-

влечением в процесс магмогенерации мантийных субстратов с флогопитовыми, рутиловыми, ильменитовыми парагенезисами. Отмеченная ранее относительная «сухость» этих магм, по-видимому, препятствовала кристаллизации и отсадке титаномагнетита на интрателлурической стадии, а относительно высокие концентрации калия и фосфора способствовали вхождению и сохранению титана в расплаве до стадии излияния последнего на поверхность.

Ценными индикаторами состава субстрата в зонах магмогенерации помимо титана служат также содержания хрома. В большинстве островодужных базальтов и андезитов-базальтов Курильских и Командорских островов, в том числе и субщелочных разновидностей, содержания хрома, как правило, не превышают первых десятков граммов на тонну (см. табл. 2, 8, 32 и 34). Этим они резко отличаются от базальтов океанов и платформенных структур континентов, в которых содержания хрома обычно в 3—10 раз более высокие. Для платформенных и внутриокеанических базальтов более высокая, по сравнению с островодужными базальтами концентрация хрома отмечается наряду с более высоким содержанием титана. Парагенезис этих двух элементов характерен для мантийных пород и минералов: рутил в эклогитовом парагенезисе является концентратором хрома, много хрома содержится в ильменитах из кимберлитов, в флогопитах из мантийных щелочных пород. Одновременное относительное обогащение изученных нами субщелочных базальтов Курильских и Командорских островов хромом, никелем и титаном служит индикатором сравнительно меланократового состава мантии в соответствующих зонах магмогенерации, возможно (но не обязательно) на более глубоких уровнях. Известково-щелочные и толеитовые базальты, обедненные хромом, выплавлялись, по-видимому, из более лейкократовых субстратов, бедных этим элементом, или же испытали более существенную эволюцию родоначального мантийного расплава. К аналогичным выводам приводит анализ распределения никеля.

Низкие отношения Ni/Co (меньше 1 у большинства изученных нами базальтов нормальной щелочности, меньше 2 у базальтов вулкана Головинна) отличаются от величин этого отношения (от 2,5 до 5), характерных для первично мантийных выплавок. Исключение составляют субщелочные базальты ($Ni/Co=2,2-7$), для которых нами отмечались и другие признаки выплавления из субстратов, приближающихся по составу к перидотитовым. Так, в базальтах Дальнего Востока, близких по составу к траппам молодых платформ, величины никель-кобальтового отношения весьма высокие (от 2,5 и выше).

О природе водосодержащих минералов в породах зон магмогенерации можно судить по отношению калия к рубидию. Величина этого отношения в амфиболах (около 500—2000) существенно выше, чем в слюдах (около 100—400). В большинстве неогеновых и четвертичных базальтов Курильских островов K/Rb меняется от 500 до 700, образуя на графике четко обособленный тренд в отличие от океанических базальтов (рис. 40). На основании данных, полученных при изучении четвертичных базальтов Л. Л. Леоновой (1977 г.) и А. И. Абдурахмановым (1983 г.), нами предполагается амфиболовая природа водосодержащей фазы в зоне очагов выплавления островодужных

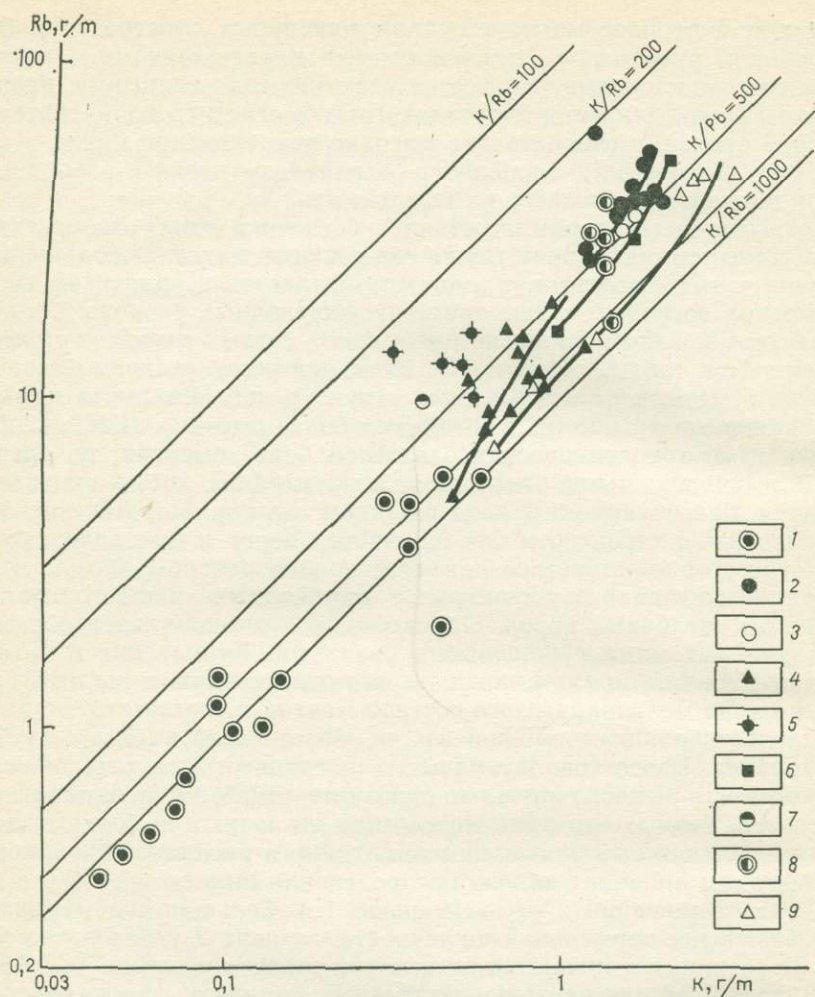


Рис. 40. Диаграмма калий — рубидий для базальтов островных дуг и океанов
 1 — базальты океанов [14]; 2 — вулкан Алайд (о-в Атласова); 3 — вулкан Эбеко (о-в Парамушир); 4 — океанический комплекс (о-в Шумшу); 5 — вулкан Тятя (о-в Кунашир); 6 — кунаширский комплекс (о-в Кунашир); 7 — плейстоценовый комплекс эффузивных плато (о-в Кунашир); 8 — отрадненский комплекс (о-в Шикотан); 9 — хромовский комплекс (о-в Шикотан)

базальтов, в том числе высококальциевых. Базальты толеитового и известково-щелочного рядов отличаются более высокими величинами этого отношения (610—670) от базальтов субщелочного ряда, в которых $K/Rb=470$, что свидетельствует о заимствовании литофильных элементов, в частности калия и рубидия, из мантийных субстратов более глубинного облика, в состав которых, возможно, наряду с амфиболом входит также флогопит. Среди серий нормальной щелочности по низкому (менее 500) K/Rb , близкому к субщелочным базальтам, выделяются базальты вулкана Тятя. Однако близость в целом этого отношения к «амфиболовым» значениям еще раз подчеркивает

общность происхождения всех островодужных базальтов, как субщелочных, так и известково-щелочных и толеитовых. По-видимому, именно амфиболовый, а не флогопитовый состав водосодержащей фазы в зонах генерации островодужных базальтовых магм является одной из причин низкой концентрации титана в этих магмах.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ ОСТРОВОДУЖНЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ С ГИПОТЕТИЧЕСКИМИ УЛЬТРАОСНОВНЫМИ И ДРУГИМИ НИЗКОГЛИНОЗЕМИСТЫМИ МЕЛАНОКРАТОВЫМИ МАГМАМИ

Меланократовые (ультраосновные, пикритовые, оливин-базальтовые низкоглиноземистые) эффузивы и интрузивы на Курильских и Командорских островах не обнаружены. Однако они отмечаются в фундаменте ряда островных дуг, наиболее выдвинутых в океан, например, на островодужном склоне глубоководных желобов Южно-Сандвичевого, Марианского, Япского и Тонга. Здесь найдены серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, плагиоклазовые лерцолиты и ассоциации с троктолитами, клинопироксен-оливиновыми габбро, габбро-норитами, диабазами и пиллоу-лавами состава оливин-толеитовых базальтов [14]. Вулканыты собственно островодужной ассоциации повсюду залегают выше меланократового преимущественно мезозойского фундамента и парагенетически с ним не связаны.

Для островодужного кайнозойского этапа проявление ультраосновного магматизма не характерно, но субстрат, из которого выплавлялась ультраосновная магма, очевидно, сохраняется под островными дугами и после мезозоя. Как уже отмечалось, на различных глубинах Курильской островной дуги в мантии существует несколько астеносферных горизонтов, которые могут быть интерпретированы как зоны частичного плавления субстрата, в том числе, возможно, и ультраосновного состава. Не исключено, что за счет плавления этого субстрата образуются магмы ультраосновного пикритового или низкоглиноземистого базальтового состава, однако отсутствие соответствующих им пород в наблюдаемых обнажениях заставляет предполагать, что объемы очагов этих гипотетических магм были незначительны и не обеспечивали поступление меланократовых магм в верхние структурные этажи основных дуг. Вполне вероятно, что эти магмы на островодужной стадии играют определенную роль носителей энергии, которую они вместе с флюидами черпают в сейсмофокальной зоне и которая высвобождается при отделении флюидов в более высоких горизонтах на уровнях образования крупных очагов высокоглиноземистых базальтовых магм. О более тесных связях между гипотетическими меланократовыми и реально существующими высокоглиноземистыми базальтовыми магмами Курильских и Командорских островов говорить нет оснований. В любом случае очаги тех и других, по-видимому, отделены друг от друга в пространстве. Возможно, скопления высокоглиноземистых базитовых магм полностью экранируют или маскируют проявления маломощных меланократовых очагов. Собранный нами фактический материал свидетельствует об относительной чистоте типа островодужных высокоглиноземистых базальтов, не имеющих признаков постепенного пере-

хода к более меланократовым базальтовым или пикритовым и ультраосновным разностям. Поэтому мы можем говорить о четко выраженной автономности островодужных базитов и считаем, что их образование в результате эволюции первичных меланократовых магм мало вероятно.

На основании сказанного можно сделать следующие выводы.

1. Родоначальные магмы островодужных базальтов и андезитобазальтов обособлялись при давлениях воды не менее 0,2—0,3 ГПа; отдельные отклонения объясняются более низкими величинами водного давления, различиями в составе магмогенерирующего субстрата или увеличением глубины исходных очагов.

2. Исходный субстрат в большинстве случаев имеет метагабброидный состав с достаточно высоким содержанием глинозема, низкими концентрациями калия, титана, хрома и никеля; отсутствие пород, аналогичных островодужным, в океанах и на континентальных платформах заставляет предполагать, что специфика субстрата играет доминирующую роль в образовании островодужных магм.

3. При подъеме к поверхности известково-щелочные базальтовые магмы часто освобождались от водного флюида и становились практически «сухими», о чем свидетельствует обильное выделение из них вкрапленников плагиоклазов.

ЭВОЛЮЦИЯ ИСХОДНЫХ МАГМ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Как было показано выше, исходные расплавы, имеющие преимущественно базальтовый состав, формируются на разных глубинах, при значительных вариациях флюидного давления и магмообразующего субстрата. В зависимости от условий формирования они приобретают различия в составе, для островных дуг выражающиеся в первую очередь в изменениях их по щелочности.

Особенности условий генерации, свойственные исходным магмам, сохраняются и при дальнейшей эволюции, предопределяя ее специфику. Эта специфика выражается через изменение некоторых определяющих параметров, прежде всего петрохимических. Как известно, главной тенденцией эволюции базальтовых магм является возрастание их железистости параллельно с содержанием в них щелочей. При этом происходит общее уменьшение их основности, которое может быть выражено через значение свободной энергии ΔZ [17]. Эта тенденция является универсальной. Однако градиенты изменения железистости и основности и, соответственно, пути дифференциации магм оказываются различными в разных типах серий.

ТОЛЕИТОВЫЕ СЕРИИ

Исходные для них расплавы часто изливаются на поверхность в состоянии некоторого перегрева, что сильно ограничивает возможности дифференциации. Это сказывается в незначительных объемах более кислых, чем базальты, пород. Последовательность извержений в них, как правило, гомодромная, что связано с режимом растяжения

и свободного проникновения на поверхность исходных базальтовых магм и лишь в заключительные этапы, при уменьшении проницаемости и застывании магм, в промежуточных очагах появляется небольшое количество дифференциатов. При этом наблюдается два тренда дифференциации: анортозитовый и железистый (феннеровский).

Анортозитовый тренд дифференциации характеризуется образованием богатых плагиоклазом пород — лейкократовых высокоглиноземистых базальтов, а в интрузивной фации — габбро-анортозитов и анортозитов. Однако лейкократовые базальты, так же как и причины их появления, существенно различны, что приводит к необходимости выделения двух типов анортозитового тренда. Первый приводит к образованию базальтов с очень основным плагиоклазом (до анортита), низкими содержанием щелочей и отношением железа к магнию. При тренде второго типа образуются слегка подщелоченные лейкократовые базальты с низкой кальциевостью плагиоклаза. Характерной особенностью анортозитового тренда первого типа является накопление кальция (до 11—12%), а также алюминия, содержание которого доходит до 22—23%, при относительно стабильном железо-магнезиальном отношении. При этом содержания калия, фосфора и титана уменьшаются. Особенно бедны ими оказываются лейкократовые базальты натриевого подтипа, в которых нижние пределы содержаний калия достигают сотых, а фосфора — тысячных долей процентов. Образующиеся лейкократовые породы характеризуются порфиоровыми структурами с крупными вкрапленниками основного плагиоклаза, реже оливина и их гомеогенных скоплений. Эти базальты обычно, но не всегда ассоциируются с меланократовыми базальтами. Подобный тренд дифференциации характерен также для толеитовых серий океанов. Он был изучен нами в базальтовой серии впадины Хесса в Тихом океане, а также Т. Шибатой и П. Фоксом (1975 г.) в разломе Океанографов в Атлантическом океане. На островных дугах этот тренд чаще наблюдается в ранних толеитовых сериях, а также в сериях энсиматических дуг, выдвинутых в сторону океана, реже в более поздние этапы при расколах фундамента (верхняя толща нижнеюшинского комплекса).

Примером анортозитового тренда первого типа является базальтовая серия о-ва Виндикейшен Южно-Сандвичевой дуги [33]. Относительно низкая степень окисленности железа, обуславливающая свойственный базальтам о-ва Виндикейшен феннеровский путь дифференциации с образованием исландитов, низкие содержания летучих компонентов, особенно воды, несоответствие модальных парагенезисов нормативным с их обогащением высокотемпературными анортитом и оливином, позднее образование магнетита — все это не позволяет объяснить формирование лейкократовых вулканических пород в условиях высоких содержаний флюида. Наиболее вероятным процессом представляется аккумуляция в магматической камере высокотемпературного плагиоклаза, возможно, сопровождаемого небольшим количеством оливина. Вычитание 20% интрателлурического плагиоклаза из состава базальтов о-ва Виндикейшен дает состав, близкий к среднему составу базальтов Южно-Сандвичевой дуги [33]. Реальность аккумуляции плагиоклазов (с подчиненным оливином

или без него) доказывается наличием в лавах многочисленных гомогенных включений, сложенных плагиоклазом, а также выбросами глыб анортозитов в процессе извержения. Близкая железистость среднего базальта Южно-Сандвичевой дуги и базальта о-ва Винди-кейшен свидетельствует о том, что процесс аккумуляции плагиоклаза резко превалировал над процессом фракционирования темноцветных минералов.

Таким образом, анортозитовый тренд первого типа объясняется кристаллизационной дифференциацией в маловодных условиях, осуществляющийся при «осушении» островодужной магмы в промежуточных камерах. Наблюдаемое при этом обеднение калием, фосфором, титаном связано с относительным уменьшением этих компонентов в расплаве, обогащенном обедненными ими кумулятивными приликвидусными фазами. Очевидно с тем же связана и их бедность барием, рубидием, стронцием, цирконием по сравнению со средними исходными базальтами. Для этих пород определены также весьма низкие содержания редкоземельных элементов, особенно легких лантанонидов, близких к содержаниям таковых в океанических базальтах [42].

Анортозитовый тренд второго типа характеризуется накоплением наряду с алюминием более кислотных по сравнению с кальцием и магнием железа, титана, фосфора, а также щелочей, с увеличением калиево-натриевого отношения, т. е. элементов поздних стадий дифференциации базальтового расплава. Этот тренд проявляется преимущественно в толеитовых сериях калиево-натриевого подтипа. Породы также обладают порфиристыми структурами с вкрапленниками плагиоклаза, но содержание в них анортозитовой составляющей значительно ниже. В отличие от лейкократовых базальтов первого типа, в них встречаются ранние вкрапленники магнетита. Подобные породы обнаружены на о-ве Шикотан в крабозаводском комплексе. Их появление связано с повышением флюидного давления и подщелачиванием базальтовых магм, что вызывает обогащение базальтовой эвтектики плагиоклазом относительно пироксена и оливина в соответствии с кислотно-основным взаимодействием компонентов. Развитие того же процесса в интрузивной фации приводит к образованию анортозитов [17]. Судя по обилию порфирных вкрапленников, лейкократовый характер пород и здесь, как и в анортозитовом тренде первого типа, усугубляется аккумуляцией плагиоклаза. Прямая корреляция алюминия с железом и соответственно обогащение этим окислом пород сближает этот тренд с железистым. Он по существу является его разновидностью. В результате анортозитового тренда дифференциации как первого, так и второго типа не образуются обычно породы более кислые, чем андезитово-базальты. Чаше же они ограничены базальтами.

Железистый (феннеровский) тренд описываемых серий островных дуг, определяющий в первую очередь их отнесение к толеитовому типу, в своем наиболее полном проявлении приводит к образованию протяженных серий горных пород: базальт—ферробазальт—исландит—железистый дацит—гранофир. Но чаще толеитовым сериям свойственна контрастность с отсутствием пород средней кремнекис-

лотности. В том и в другом случаях количество кислых дифференциатов незначительно, и они обычно слабо подщелочены.

Темп роста железистости, а именно обогащения железа по отношению к магнию, как это хорошо видно на диаграммах, связывающих содержание суммарного железа и магния, сопровождается либо увеличением содержания железа (верхняя толща нижнеюшинского комплекса Командор — см. рис. 30), либо относительным увеличением отношения железа к магнию, при одновременном повышении лейкокрацовости пород, с переходом к анортозитовому тренду второго типа (крабовозаводский комплекс о-ва Шикотан — см. рис. 5). Одновременно с железом накапливаются титан, фосфор, ванадий и кобальт, что обуславливает высокие отношения Co/Ni и V/Cr в толеитовых сериях. Во всех случаях главным при железистом тренде является интенсивное удаление магния из расплава, одновременно с удалением никеля и хрома, что было отмечено А. В. Гуциным как один из важных признаков толеитовых серий.

Высокий темп накопления железа относительно магния при медленном росте кремнекислотности или отсутствии этого роста, как известно, объясняется двояко. Одной из причин являются относительно маловодные («сухие») условия и соответственно низкий окислительный потенциал расплава, что приводит к сохранению железа в магме до поздних стадий эволюции и к вхождению его в состав темноцветных минералов силикатов в закисной форме [49]. При этом повышение железистости не сопровождается увеличением лейкокрацовости пород и возрастанием их щелочности. Другая причина — повышение флюидного давления и связанное с ним некоторое подщелачивание базальтовых магм, ведущее, согласно принципу кислотно-основного взаимодействия, к расширению полей кристаллизации минералов, содержащих сильные основания — магний и кальций [11], и к обогащению расплава железом, титаном, алюминием. Именно в этом случае наблюдается смешанный тип эволюции, когда железистый тренд совмещен с анортозитовым второго типа. Такой смешанный тренд свойствен обычно толеитовым сериям с повышенным содержанием щелочей и калия (калиево-натриевый подтип).

Дифференцированные толеитовые серии со смешанным железистым и анортозитовым трендом второго типа характерны для более поздних этапов эволюции по сравнению с анортозитовым трендом первого типа и железистым трендом, связанным с низким окислительным потенциалом расплава. По всей вероятности, это объясняется постепенным увеличением активности флюидов и времени их воздействия на исходную магму, что в свою очередь является следствием действия геодинамического фактора — уменьшения проницаемости земной коры по мере развития вулканического процесса. Примером серий первого типа является крабовозаводский комплекс о-ва Беринга, второго — толеитовая серия о-ва Виндикейшен.

Происхождение толеитовых серий контрастного типа А. А. Маракушев и др. (1977 г.) объясняют процессом ликвации. По-видимому, он возможен в дифференциатах железистого тренда вследствие обогащения их летучими компонентами, а также железом, титаном и фосфором, которые, как известно, способствуют ликвации. Однако

среди изученных нами была встречена лишь одна контрастная серия — нижнекунаширского комплекса, в проливе Екатерины на о-ве Кунашир, где с толеитовыми базальтами ассоциируются достаточно большие объемы кислых пород. Судя по ее геолого-петрологическим особенностям, она относится к другому типу, а именно — к контрастным формациям развитых в Уральской геосинклинали, а также известных в других геосинклинальных структурах и представляющих собою совмещение двух генетически разнородных серий — толеит-базальтовой и палингенной кислой, образованной за счет теплового воздействия базальтовой магмы [32].

Металлогеническая роль вулканических серий толеитового типа на островных дугах невелика. Потенциально эти магмы рудоносны на железо, титан, ванадий, однако концентрация этих элементов обычно имеет место только в связи с гипабиссальными и интрузивными фациями, когда смена восстановительного режима на окислительный в магматических камерах приводит к концентрации магнетита и ильменита, образующих рудные залежи. На островных дугах, изученных нами, подобные рудопроявления не известны.

Итак, рассмотрение толеитовых серий островных дуг показывает, что одним из факторов эволюции при их формировании является кристаллизационная дифференциация в маловодных (особенно для натриевого ее подтипа) условиях, что вызывает появление анортозитового тренда первого типа, а при дальнейшей эволюции — накопление железа вследствие наличия восстановительных условий. Более широко распространенной в вулканических сериях островных дуг является флюидно-магматическая дифференциация под влиянием восстановленного и подщелоченного флюида, о характере которого можно судить на основании косвенных данных об особенностях состава пород. При этом осуществляется железистый и анортозитовый тренд второго типа, эффективность которого увеличивается при присоединении процесса кристаллизационной дифференциации. Таким образом эволюция толеитовых серий островных дуг является примером автономной эволюции базальтовых магм.

Данные по составу флюидов, связанных с толеитовыми сериями островных дуг, очень скудны, однако уже то, что имеется, не противоречит сказанному выше (см. табл. 3 и 6) и подтверждается высокими температурами ликвидуса. Толеитовые базальты обеднены водной флюидной фазой, понижающей температуры кристаллизации. Коэффициент восстановленности и отношения С-фаз к Н-фазам в них более высоки по сравнению с известково-щелочными сериями. Хлоритипный характер флюидов доказывается аналитическими данными [20].

ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫЕ СЕРИИ

Главной особенностью этих наиболее распространенных серий является широкое развитие средних и кислых пород, иногда при подчиненном значении или же полном отсутствии базальтов и какой-либо связи с гипербазитовым магматизмом. Эволюция известково-щелочного вулканизма существенно отличается от автономной эволюции базальтового магматизма, свойственного толеитовым сериям, низ-

ким темпом роста железистости и замедлением темпа накопления щелочей, преимущественно натрия, на поздних этапах эволюции.

Приуроченность известково-щелочных серий к зонам и ко времени максимальной тектонической и магматической активности островных дуг и других геоструктурных зон Земли, которым они свойственны, свидетельствует об их причинной зависимости от глубинных потоков тепла и энергии. Поскольку наиболее вероятным способом переноса глубинного тепла является флюидный перенос, первым условием, необходимым для образования известково-щелочных серий, следует считать наличие мощных эндогенных флюидных потоков. Высокая эксплозивность, свойственная этим типам серий, подтверждает этот вывод, также как и петрологические особенности исходных базальтовых магм известково-щелочных серий, свидетельствующие о высоком содержании в них водного флюида (см. табл. 9 и 24). Это подтверждается также данными о больших объемах водной флюидной фазы в газах, законсервированных в кристаллах в интрателлурический этап [20]. Поскольку эндогенные флюидные потоки свойственны и другим геоструктурам, например континентальным и океаническим рифтам, а известково-щелочные серии для них не характерны, следовательно, наличие этих потоков является необходимым, но недостаточным условием.

Вторым условием появления известково-щелочных серий является «закрытость» магматической системы, приводящая к образованию периферических магматических камер. Их наличие подтверждают структурные особенности известково-щелочных вулканитов: высокая степень порфиоровости пород, присутствие нескольких генераций вкрапленников, в том числе интрателлурических, что является доказательством длительных процессов внутрикамерной эволюции, а также многочисленные геофизические данные о наличии промежуточных очагов и камер в земной коре. Судя по тому что преобладающими интрателлурическими фазами являются пироксены и плагиоклазы, эти камеры располагаются на небольших, преимущественно коровых глубинах. Существование камер определяется геодинамической обстановкой преобладающего сжатия, господствующей в островных дугах в зонах развития известково-щелочных серий. Естественно предположить, что в этих камерах происходит подпруживание потока флюидов, концентрирующихся в верхней части магматического очага. Существует много доказательств обогащения флюидной фазой верхней части магматических очагов как прямых, так и косвенных. К ним относится максимальная эксплозивность, свойственная начальным этапам извержений. Об этом же свидетельствует смена минеральных парагенезисов, установленная Б. В. Ивановым и др. (1981 г.) при последовательных извержениях в Ключевской группе вулканов и во многих других местах, когда роговообманковые андезиты сменяются во времени роговообманково-пироксеновыми, а затем двупироксеновыми, что связывается с уменьшением содержания воды в магме от 4—5 % в начале извержения до 1—3 % в его конце. В процессе извержений вулканов Асама и Сакурадзима в Японии С. Тошимури и др. (1979 г.) также обнаружены уменьшение парциального давления воды и повышение ликвидусных температур.

Третьим условием, обуславливающим появление в известково-щелочных сериях больших объемов средних и кислых пород, является наличие континентальной коры, мощность гранито-метаморфического слоя которой, как показал А. Миширо [48], прямо коррелируется с этими объемами и свидетельствует об их генетической связи.

Протяженность серий по кремнекислотности и существование обильных вкрапленников в породах свидетельствуют о длительно идущих и широко проявляющихся процессах дифференциации. Отражением этих процессов является наличие в вулканитах известково-щелочных серий гомеогенных включений, всегда имеющих более основной состав, чем вмещающие их вулканиды — реликтов ранних стадий эволюции исходных расплавов (медновский и алексинский комплексы, вулканы Менделеева и Головнина). Процесс дифференциации в значительной степени зависит от состава приликвидусных фаз в исходном расплаве, отделение которых может направлять ее по тому или иному пути.

С этой точки зрения весьма информативны различные по составу габброидные включения, образующие непрерывный ряд от эвкритов и алливалитов, реже анортозитов до габбро-норитов, габбро и габбро-диоритов. При всем различии взглядов на происхождение этих включений [3, 18, 38 и др.] большинство исследователей приходит к выводу о их генетическом родстве с вмещающими эффузивными породами. Выше отмечались общие черты состава включений и эффузивов в одних и тех же вулканических центрах. Аналогичные данные были нами получены при изучении включений вулкана Ксудач на Южной Камчатке. Ряд признаков, среди которых главными являются родственность состава включений и вмещающих эффузивов (высокие содержания глинозема и кальция, низкие титана, а также сходные содержания малых элементов) наряду с особенностями их структуры, в частности наличие полосчатых и аккумулятивных структур (причем структурный рисунок срезается границами включений), однозначно свидетельствует о том, что включения представляют собой фрагменты дифференцированных интрузивных тел — производных тех же магматических очагов, которые являлись исходными для вулканических серий. Отсутствие эффузивных аналогов наиболее основных из них, алливалитов и эвкритов, связано с менее полно проявленной дифференциацией в вулканическом процессе по сравнению с интрузивным. Таким образом, анализируя парагенезисы включений и условия их формирования, можно получить дополнительную информацию об условиях ранней кристаллизации исходной магмы, поскольку во включениях сохранились наиболее высокотемпературные минералы. Имн являются оливин Fe_{18-22} , близкий по составу к оливину базальтов, и плагиоклаз — анортит, редко встречающийся в базальтах, где плагиоклазы большей частью более кислые. Железистость клинопироксена более низкая, чем в базальтах ($Fs = 10-13\%$), однако встречаются пироксены, близкие к таковым во вмещающих эффузивах. Магнетит обычно приурочен к пироксенсодержащим разностям включений, причем он отчетливо ксеноморфен по отношению ко всем остальным порообразующим минералам, местами с образованием сидеронитовых структур, а также образует совместно с пи-

роксеном псевдоморфозы по оливину. Состав минералов подтверждает вывод о том, что базитовые включения повышенной основности являются производными базальтовой магмы, причем эта магма, как и магма эффузивных пород, характеризовалась повышенной глиноземистостью. Последовательность выделения минералов (оливин — анортит — клинопироксен — магнетит), так же как и высокие температуры кристаллизации (по данным О. Б. Селянгина методом гомогенизации включений для оливинов и плагиоклазов они равны 1430—1270 °С, а для пироксенов 1270—1180 °С), свидетельствует об относительно маловодных условиях. Таким образом, можно предполагать, что первые порции магм под структурами островных дуг формировались в маловодных и вероятно восстановленных условиях. Как во включениях, так и в эффузивах отмечаются низкие содержания титана, которые, очевидно, изначально были свойственны островодужным магмам. Это может быть объяснено либо малыми глубинами выплавления, либо составом плавящегося субстрата. Судя по парагенезису слагающих включения минералов, становление интрузивных тел происходило на глубинах не более 40—50 км при давлениях не выше 1 ГПа.

В то же время ряд особенностей включений, а именно следы их перекристаллизации, выщелачивания, локального подплавления, образования каркасных структур — говорят о том, что включения, а следовательно и интрузивные тела, фрагментами которых они являются, были с большей или меньшей интенсивностью, но повсеместно переработаны горячими флюидами [18]. По данным Г. В. Кутыевой (1982 г.), температура флюида не превышала 1250 °С при давлении от одной до нескольких десятых гигапаскалей. Судя по наличию в вулканитах не только включений со следами расплавления, но и часто встречающихся ксеногенных вкрапленников их наиболее высокотемпературных минералов — плагиоклаза и оливина (таковые наблюдались в породах Курильских островов, а также вулкана Ксудач на Южной Камчатке, причем их явная неравновесность с вмещающими породами — ими являлись как андезито-базальты и андезиты, так и дацитовые пемзы и игнимбриты — не оставляла сомнения в их ксеногенности), степень плавления включений была различной вплоть до очень значительной, когда расплавлялась почти вся порода включения. Если учесть, что состав стекла во включениях близок к составу низкокальциевых базальтов, с которыми они обычно связаны пространственно, не исключена возможность, что частично субстратом для выплавления исходных магм вулканических серий Курильской и Камчатской дуг являлись более ранние интрузивные тела родственной им магмы, которые вовлечены в плавление под влиянием мощного потока флюидов, поднимающихся из земных недр. Если эти ранние порции магмы были относительно «сухими», то массовая генерация исходных базальтовых и андезито-базальтовых магм островных дуг совершалась уже под воздействием горячего эндогенного флюида, следы участия которого в маглообразовании они столь отчетливо несут на себе.

Высокое флюидное давление при формировании этих магм сказывается прежде всего в наличии в базальтах раннего титаномагнети-

та, в ряде случаев представляющего собой ликвидусный минерал, поскольку он встречается в включениях во вкрапленниках самых ранних минералов — плагиоклаза и пироксена, а также обилен в ранних гомеогенных включениях. Экспериментально доказано, что при высокой фугитивности кислорода, свойственной известково-щелочным магмам, при превышении буфера $Ni-NiO$ на два порядка ($-\log f_{O_2} = 6,5-7,5$) кристаллизация титаномагнетита предшествует кристаллизации плагиоклаза. Однако количество раннего магнетита обычно невелико и он вскоре сменяется плагиоклазом. В отличие от высокотемпературного однородного анортитового плагиоклаза включений и ксеногенных вкрапленников этот плагиоклаз зонален и несет явные следы формирования в эффузивном процессе. Именно его массовое выделение свойственно в большинстве случаев начальным этапам кристаллизации известково-щелочных лав. Смена раннего магнетита плагиоклазом позволяет предположить «осушение» сформированных в условиях высокого флюидного давления магм известково-щелочных серий перед началом основного этапа кристаллизации. Иногда, очевидно в особенно флюидизированных исходных магмах, кристаллизация раннего магнетита принимает массовый характер и образуются магнетитовые лавовые потоки, подобно тому как это обнаружено В. И. Старостиным (1973 г.) в Андах. Осушение силикатной части расплава при этом будет еще более интенсивным. Отделение летучих перед началом основного этапа кристаллизации вообще является обычным процессом. В то же время резорбция раннего, наиболее высококальциевого плагиоклаза, наличие второй, более обильной генерации магнетита свидетельствуют о том, что по мере кристаллизации расплава последний снова обогащается летучими компонентами.

Дальнейшая эволюция «укороченных» (базальт-андезито-базальтовых) и «протяженных» (базальт-дацит-андезит-риолитовых) известково-щелочных серий различна. Базальт-андезито-базальтовые серии по довольно высокому темпу роста железистости обнаруживают сходство с толеитовыми, особенно на ранних этапах своего развития. По мере эволюции этот темп, однако, снижается, что наряду с высокой эксплозивностью и часто взрывным характером извержений, наличием гиперстена, а иногда и роговой обманки (нижняя толща нижнеюшинского комплекса о-ва Беринга, зеленковский комплекс о-ва Шикотан) сближает их с известково-щелочными сериями. Таким образом, их можно рассматривать как переходные между толеитовыми и известково-щелочными сериями. В базальто-андезито-базальтовых сериях так же, как в толеитовых, проявлены анортитовый и железистый тренды, которые, однако, имеют свою специфику. Железистый тренд менее четок и как бы смазан, при этом железо никогда не накапливается, а железистость возрастает лишь за счет увеличения отношения железа к магнию при общем уменьшении содержания этих компонентов. Поэтому с рассматриваемыми сериями не связаны исландиты и железистые базальты.

Повсеместное развитие вкрапленников титаномагнетита уже в самых основных членах серий не позволяет связывать железистый тренд с восстановительной обстановкой, как в толеитовых сериях,

проявляющих ферробазальт-исландитовый тренд. Повышение железистости базальтовых расплавов объясняется их взаимодействием с подщелоченными флюидами, которые вследствие эффекта кислотно-основного взаимодействия увеличивают поля кристаллизации магнезиальных минералов. Замедление темпа накопления железа в поздних дифференциатах базальт-андезито-базальтовых серий (см. рис. 21 и 31) является результатом смены щелочного профиля флюидов на кислотный. Причиной подкисления может быть как дифференциальная подвижность компонентов сложного по составу глубинного флюида, так и начавшееся в промежуточных камерах взаимодействие с коровым материалом при отстаивании в них магмы.

При дифференциации «укороченных» серий широко распространено разделение исходных расплавов на лейкократовые и меланократовые разности. Как правило, среди продуктов извержений преобладают лейкократовые породы, в которых одновременно возрастают содержания железа, титана, фосфора и легкоподвижных «некогерентных» малых элементов, т. е. имеет место анортозитовый тренд второго типа.

Помимо флюидного подщелачивания базальтовых магм, приводящих к этому тренду, значительную роль играет фракционирование. Оба эти процесса ведут к разделению лейкократовых и меланократовых компонентов расплавов как в виде сиботаксических группировок (докристаллизационная магматическая дифференциация), так и в виде кристаллов (кристаллизационная дифференциация), под действием гравитационных сил, вызывая расслоение расплава в протяженных по вертикали магматических очагах. Условия для поступления на поверхность меланократовых разностей создаются значительно реже, чем и объясняется преобладание верхних, лейкократовых дифференциатов. Пока нет четких критериев разделения докристаллизационных (магматических) и кристаллизационных процессов. Доказательствами существования кристаллизационной дифференциации является наличие интрателлурического парагенезиса минералов, устанавливаемого в большинстве серий, а также неоднократно производимые расчеты, которые показывают возможность получения «укороченных» серий, т. е. лишенных более кислых, чем андезиты дифференциатов, путем фракционирования ранних фаз. При этом парагенезисы отделяемых фаз всегда богаче оливином и клинопироксеном по сравнению с исходными базальтами, что свидетельствует о том, что лейкократово-меланократовое разделение расплава должно осуществляться в условиях относительно высокого (не менее 0,2 ГПа) давления воды.

Вариации физико-химических параметров в магмах определяют также порядок кристаллизации порообразующих минералов, от которого зависят ход эволюции и состав поздних дифференциатов. Так, для базальт-андезито-базальтовых серий Малой Курильской гряды характерно, что в ассоциации вкрапленников доля, приходящаяся на темноцветные минералы (оливин и пироксены), больше, чем доля соответствующих нормативных компонентов в породах в целом. Это свидетельствует о более ранней кристаллизации темноцветных минералов по сравнению с плагиоклазом, что подтверждается и пет-

Утверждено

рографическими наблюдениями. В аналогичных сериях Большой Курильской гряды и Командорских островов плагиоклаза во вкрапленниках больше, чем плагиоклазового компонента в сумме нормативных плагиоклаза, клинопироксена и оливина в породах. Это говорит о ранней кристаллизации плагиоклаза и также подтверждается структурами пород. Поскольку количественные соотношения главных минеральных фаз в породах Большой и Малой Курильских гряд практически одинаковы, то причину различий в порядке кристаллизации и соответственно в составе парагенезисов вкрапленников следует искать в смещении котектических линий на диаграммах плавкости исходных базальтовых расплавов в процессе их эволюции после их обособления. Указанные особенности парагенезисов вкрапленников наиболее удовлетворительно объясняются вариациями флюидного давления. Так, обогащение парагенезисов вкрапленников плагиоклазом, свойственное породам Большой Курильской гряды и обычное для пород известково-щелочных серий, связано с уменьшением флюидного давления в магмах при их интрателлурической кристаллизации по сравнению с временем их обособления, а обогащение парагенезисов вкрапленников клинопироксеном и оливином за счет плагиоклаза свидетельствует о стабильном режиме или возрастании флюидного давления. Порядок кристаллизации главных минералов оказывается региональным признаком, связанным с особенностями геодинамического режима, обуславливающего в свою очередь режим флюидов.

Особенностью рассматриваемых серий является также тенденция к уменьшению содержаний щелочей в породах по мере роста кремнекислотности, совпадающая с замедлением темпа роста железистости (см. рис. 4 и 12). Замедление темпа роста щелочей может быть объяснено поступлением в магму щелочных флюидов, которые, повышая активность основных компонентов, способствуют расширению полей их кристаллизации и, в конечном счете, обогащению эвтектических или котектических составов кислотными компонентами. При наличии фракционирования это может привести к замедлению темпа накопления щелочей в дифференциатах. Таким образом, подщелоченная расплава на ранних стадиях эволюции ведет к обеднению его щелочами на более поздних. Намеченная тенденция может быть усилена отделением легколетучих щелочей вместе с флюидами в процессе извержения, как это установлено Н. А. Титаевой и др. (1978 г.) и И. С. Меняйловым и др. (1976 г.) в районе вулкана Толбачик. Вариации темпа накопления щелочей обусловлены, таким образом, суммарным эффектом кристаллизационной дифференциации и кислотно-основного взаимодействия расплава и флюида.

«Протяженные» базальт-андезит-дацит-риолитовые серии широко распространены на островных дугах. Чаще они относятся к натриево-кальциевому типу, но встречаются и серии натриевого подтипа (см. табл. 35), особенно часто на ранних этапах развития островных дуг. Подчиненные объемы, а иногда и полное отсутствие базальтов, свидетельствуют о дискуссионности вопроса о базальтовом составе исходных для них магм. Однако обилие обломков родственных по составу базитовых включений, в том числе гомеогенных, в андезитах

и в пирокластах, а также большое петрологическое сходство серий, содержащих базальты и лишенных их, приводят нас к выводу об исходном базальтовом (или андезито-базальтовом) составе магм и для этих серий.

Главнейшим фактором их эволюции на ранних этапах, как и в «укороченных» сериях, является кристаллизационная и (или) жидкостная дифференциация, стимулируемая флюидной фазой. Их действием объясняются широкие вариации пород основного и среднего состава по меланократовости — лейкократовости, сходные с таковыми в «укороченных» сериях. Обильные гомеогенные включения и порфиновые интрателлурические вкрапленники говорят о больших потенциальных возможностях фракционирования с образованием остаточных жидкостей более кислого состава. Однако при попытках получить известково-щелочные серии вплоть до их крайних дифференциатов в результате только лишь кристаллизационной (или жидкостной) дифференциации, возникает ряд трудностей. Первое затруднение заключается в преодолении термального плагиоклазового барьера, разделяющего базальты и риолиты в связи с наличием высокотемпературных плагиоклазов в андезитах и дацитах [24]. Однако оно может быть снято, если допустить, что эволюция известково-щелочных серий имеет место в условиях высокого давления воды. Кроме того, в ряде случаев установлено, что эти плагиоклазы являются ксеногенными, реликтовыми и не определяют условий кристаллизации расплава. Другим, более существенным возражением следует считать то, что при кристаллизационной дифференциации исходных базальтов формируются толеитовые, а не известково-щелочные серии, так как отношения железа к магнию в отделяемых феррических высокотемпературных минералах, среди которых наиболее распространенными являются оливин и пироксен, значительно ниже, чем должны быть, чтобы обеспечить свойственное этим сериям резкое обеднение железом. Для того чтобы получить реальные составы типичных известково-щелочных вулканитов вплоть до их крайних кислых членов, необходимо отделить, как было доказано расчетами А. В. Гущина (1973 г.), парагенезисы минералов, составы которых резко отличаются от реальных. Таким образом для того чтобы считать кристаллизационную (или докристаллизационную) дифференциацию ведущим механизмом формирования «протяженных» известково-щелочных серий, необходимо найти способ удалить большое количество железа.

Для объяснения резкого снижения темпа роста железистости ряд исследователей указывает на важность фракционирования амфибола и граната. Высокое отношение $\Sigma \text{FeO}/\text{MgO}$, характерное для этих минералов, действительно способно обеспечить известково-щелочное направление дифференциации на диаграммах [43]. Однако маловероятно, что фракционирование амфибола является ведущим процессом при формировании известково-щелочных серий. Прежде всего это связано с большой редкостью амфибола в породах. Кроме того амфибол не устойчив на ликвидусе в базальтах выше температур 1000—1070 °С и в андезитах — выше 950—970 °С [41], а ликвидусные температуры этих пород на самом деле более высоки. По данным

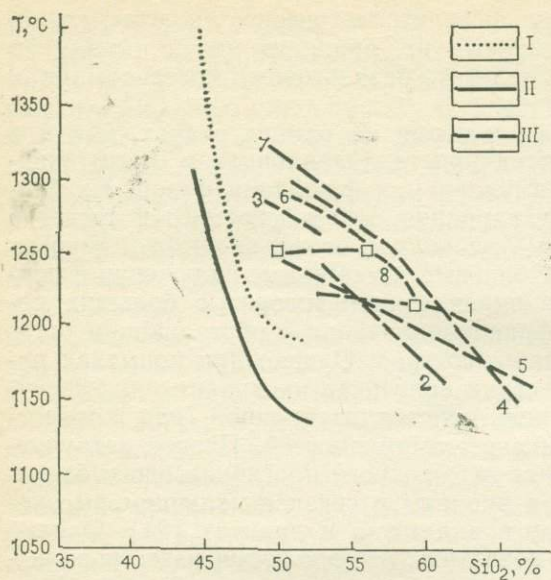


Рис. 41. Температурный режим вулканических серий в процессе их эволюции

1 — толентовая серия Гавайских островов, II—III — серии островных дуг (II — субщелочная серия вулкана Алайд, III — известково-щелочные серии: 1 — плейстоценовые платобазальты и андезиты (о-в Парамушир), 2 — вулкан Эбеко (о-в Парамушир), 3 — вулкан Тятя (о-в Кунашир), 4 — вулкан Менделеева (о-в Кунашир), 5 — вулкан Головина (о-в Кунашир), 6 — зеленовский комплекс (о-в Шикотан), 7 — ноторо-томаринский комплекс (о-в Шикотан), 8 — вулкан Малый Семьячик

А. Д. Бабанского (1980 г.) и определениям при помощи геотермометров Т. И. Фроловой и Л. Л. Перчуком (1979, 1982 гг.), они близко совпадают и равны 1200—1280 °C для базальтов и андезитов в зависимости от давления (рис. 41). При таких ликвидусных температурах амфибол может кристаллизоваться только из расплавов, содержащих 12—20 % H_2O . Петрографические наблюдения показывают, что, как правило, амфибол в породах известково-щелочных серий появляется после достаточно длительного периода кристаллизации расплава, причем обычно лишь в андезитах, а не в базальтах и не может, следовательно контролировать ход эволюции в вулканическом процессе. Кроме того, кристаллизация амфибола способствует обогащению остаточных расплавов кремнеземом и щелочами, в то время как в типичных известково-щелочных сериях темп накопления щелочей в самых кислых дифференциатах существенно замедляется.

Так называемое эклогитовое фракционирование (отсадка клинопироксена и граната или частичное плавление кварцевого эклогита на глубинах около 100 км) может вести к образованию известково-щелочных магм, как это установлено Т. Грином и Р. Рингвудом в 1968 г. В первую очередь это относится к образованию андезита, в связи с наличием андезитового минимума. При высоком давлении водного пара, подавляющего кристаллизацию кварца и вызывающего появление на ликвидусе альмандинового граната, возможно образование дацитов и риолитов.

Главным возражением против эклогитового фракционирования является, во-первых, большая редкость гранатов и полное отсутствие включений эклогитов в породах известково-щелочных серий; во-вторых, судя по генетическим и петрологическим оценкам, очаги базальтовой магмы, исходной для известково-щелочных пород, обычно локализируются на значительно меньших глубинах (25—60 км), не гово-

ря уже о промежуточных камерах, с которыми связано появление кислых дифференциатов.

Итак, кристаллизационная дифференциация играет существенную роль на ранних этапах эволюции известково-щелочных серий от базальтовых магм к основным андезитам, являясь, таким образом, одним из главных факторов эволюции в так называемых «укороченных» базальт-андезито-базальтовых сериях. Этот процесс осуществляется на небольших глубинах в условиях давления воды не более 0,2—0,3 ГПа. Главными фазами при фракционировании являются плагиоклаз, оливин и клинопироксен, т. е. фазы малых глубин. Однако для того чтобы объяснить образование «протяженных» известково-щелочных серий, характеризующихся большими объемами более кислых, чем андезито-базальты, пород, необходимо обратиться к иным механизмам, дополняющим или заменяющим механизм кристаллизационной дифференциации.

Обособление исходных магм известково-щелочных серий при высоком давлении водного флюида, что установлено по особенностям состава магм и по следам воздействия флюидов на магмогенерирующий субстрат, представленный включениями, приводит к предположениям о большой роли флюидно-магматических процессов. Флюиды, в которых главную роль при формировании магматических серий данного типа играет вода, перенося легко растворимые компоненты, существенно изменяют состав магматических расплавов, способствуя его дифференциации. Очевидно, дифференциация по составу будет тем больше, чем более протяженные размеры в гравитационном поле Земли имеет очаг или магматическая камера и чем длительнее существует относительно стабильный эндогенный флюидный поток.

Если предположить, что флюидный поток, обусловивший образование расплава, является стабильным в течение длительного времени (а иначе трудно себе представить длительное существование сложно разветвленных очагов и камер известково-щелочных магм, находящихся на разных ступенях магматической эволюции — потеря тепла при кристаллизации привела бы к быстрой консолидации всей магматической системы), то, очевидно, с течением времени расплав окажется пересыщенным флюидом с образованием самостоятельной флюидной фазы. О реальности этого процесса говорит наличие газовой-жидких включений в минералах. Процесс увеличения флюидного давления происходит прерывисто, пульсационно с неоднократным отделением флюида от расплава при перемещении последнего на более высокие уровни в земной коре с более низким общим давлением. Однако основное в развитии процесса — постепенное и закономерное обогащение расплава флюидами. Естественно, что флюид, присутствующий в расплаве, будет иметь сложный и меняющийся в процессе эволюции состав и будет обогащен петрогенными компонентами, имеющими наибольшую дифференциальную подвижность. В первую очередь с ним будут связаны легко подвижные элементы, в силу своих кристаллохимических свойств обогащающие флюид. К ним относятся щелочи и широкий спектр «неогеоерентных» элементов. И при растворении флюида в расплаве, в случае, если последний ненасыщен летучими, и при установлении равновесия с ним, если

последний насыщен флюидной фазой состав расплава изменяется в сторону насыщения его легкоподвижными компонентами, принесенными флюидом.

Нетрудно представить, что длительное взаимодействие флюида с расплавом, также как и эффективность этого процесса, будет определяться условиями «открытости» или «закрытости» магматической системы, т. е. иными словами особенностями геотектонического режима и будет различным при тенденции к преобладающему растяжению («открытая» система) или к преобладающему сжатию («закрытая» система). При формировании известково-щелочных серий имеет место последний случай, поэтому следует ожидать, что эффективность процесса флюидного массопереноса здесь будет большей по сравнению с толентовыми сериями. Очевидно, флюид, накапливающийся в расплаве, под воздействием длительно существующего флюидного потока будет становиться все более окисленным в связи с потерей водорода, имеющего большую миграционную способность по сравнению с кислородом, как было показано еще Е. Осборном в 1964 г. Существование систематических различий между натриевыми и калиево-натриевыми подтипами магм может быть объяснено тем, что уже на этапе обособления исходных магм последние испытали более интенсивное флюидное воздействие. Поэтому наряду с увеличением степени окисленности железа и содержания калия в базальтах калиево-натриевого подтипа возрастают содержания всех малых некогерентных элементов: Р, Th, Ва, Rb, Sr, Zr, Hf и легких редких земель (см. табл. 2, 8, 21 и 34) [39]. При дальнейшей эволюции известково-щелочных серий в системе промежуточных магматических очагов на изменение составов пород в сторону их подкисления, связанное с процессами кристаллизационной (или магматической) дифференциации, накладываются изменения, вызванные флюидным массопереносом и вызывающие обогащение щелочами и связанными с ними легкоподвижными элементами, т. е. направленными также на увеличение лейкократовости и щелочности магм. В случае переноса флюидами кремнекислоты возможно образование кислых дифференциатов. Описанный процесс является одним из объяснений появления «протяженных» известково-щелочных серий на коре, близкой к океанической. Однако все же он, очевидно, осуществляется не столь часто, и объем кислых пород при этом остается всегда небольшим по сравнению с более основными породами серий.

По мере эволюции, при увеличении кремнекислотности расплавов и накопления флюидной фазы, кристаллизационная и магматическая дифференциация, эффективно протекавшая в мало вязких основных расплавах, постепенно замедляется и затухает и главную роль начинает играть флюидный массоперенос. В результате этого в верхней части «закрытых» промежуточных очагов и камер создается своего рода «флюидная подушка», обуславливающая эксплозивность первых порций извержения из этих камер. Тот факт, что при этом обычно наблюдается антидромная последовательность извержений и первые, наиболее эксплозивные порции лав оказываются и более кислыми, подтверждает роль флюидной фазы в формировании кислых пород.

Данных о составе флюидной фазы в вулканитах известково-ще-

лочных серий Курильской дуги очень немного [18, 20 табл. 3, 9 и 24], однако и их анализ позволяет выявить определенные закономерности. Так, по данным В. Н. Шарапова [18], самые ранние флюиды, метаморфизирующие базитовые интрузивные тела, фрагменты которых встречаются в эффузивах в виде включений, обогащены хлором и серой, а также водородом, углеводородами и азотом. В вулканических четвертичных сериях Курильской дуги содержания хлора отчетливо уменьшаются, а фтора — увеличиваются от базальтов к андезитам и дацитам, где устанавливается отчетливо фторидный тип флюидов [20]. Это подтверждается включениями флюорита в ранних вкрапленниках кварца в риодацитах и риолитах (медновский комплекс о-ва Медного). Таким образом, имеющиеся пока еще недостаточные данные подтверждают высказанное выше положение об эволюции флюида, приобретающего кислотные свойства. Это подтверждается ранней кристаллизацией вкрапленников кварца в кислых дифференциатах. При потере кислотного флюида следует ожидать снижения общей щелочности расплава за счет выщелачивания щелочей и щелочных земель (явлений метамагматизма) [11]. То, что этот процесс происходит в известково-щелочных вулканических сериях, особенно когда они достигают предельного содержания кремнезема, т. е. гранитной эвтектики (рис. 42), доказывает интенсивная резорбция вкрапленников кварца в кислых членах серий в связи с отделением сильных кислот. Одновременно в этих породах повышается отношение калия к натрию. Обогащение калием не может быть объяснено его заимствованием из более богатого этим элементом корового субстрата, поскольку этот процесс наблюдается в сериях независимо от типа коры, на которой они развиты. Этот эффект удовлетворительно объясняется с позиций разделения щелочей между флюидом и расплавом. Как доказано экспериментально и теоретическими расчетами кислый, существенно полевошпатовый расплав обнаруживает большее сродство к калию, чем флюид, и таким образом обогащается калием за счет натрия при довольно широком спектре анионов (F^- , Cl^- , SO_4^{2-}) [21]. Изменение состава анионов может привести к изменению распределения калия и натрия между расплавом и флюидом и тогда возрастания калия в процессе метамагматизма может и не быть.

Флюидно-магматическая дифференциация в значительной степени объясняет и такую особенность известково-щелочных серий, как низкий темп роста железистости при общем повышении степени лейкократовости пород в процессе эволюции. Смена щелочного раннего флюида на кислотный способствует выводу из расплава железа по сравнению с магнием, который является более сильным основанием и резко замедляет рост железистости. К тому же эффекту приводит и высокая фуггитивность кислорода в магме, несколько превышающая буфер $Ni-NiO$, обуславливающая медленный темп снижения ливидусных температур, свойственный известково-щелочным сериям (см. рис. 41), и соответственно более медленное снижение содержаний магния, хрома, никеля по сравнению с толеитовыми сериями.

Однако замедление темпа роста железистости начинается на довольно ранних этапах эволюции, соответствующем андезито-базальтам и андезитам, что нельзя объяснить только кислотными свойства-

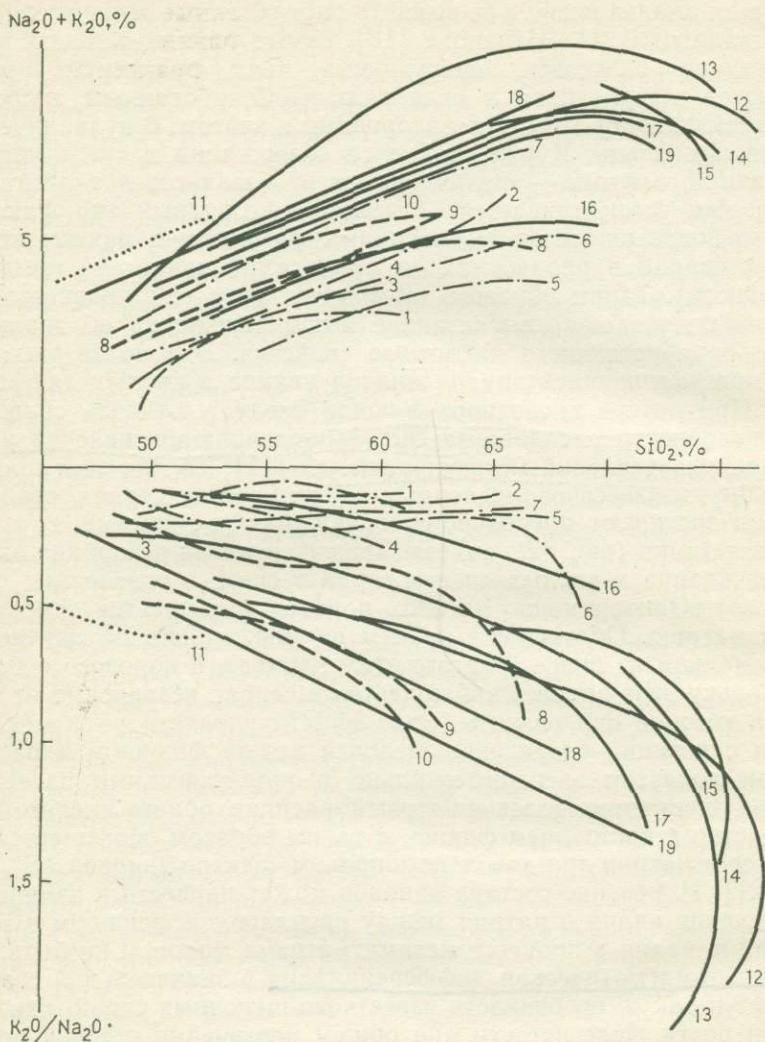


Рис. 42. Вариации содержания щелочей и калиево-натриевого отношения в зависимости от кремнекислоты в вулканических сериях островных дуг и орогенных поясов континентов

Островные дуги, толентовые серии (1—7): 1 — о-в Виндиейшен (Южно-Сандвичева дуга), 2 — о-в Эуа (дуга Тонга), 3—5 — Большая Курильская гряда (о-в Кунашир): 3 — вулкан Тятя, 4 — вулкан Менделеева, 5 — плейстоценовый комплекс эффузивных плато; 6 — внешняя зона Японской дуги, 7 — внешняя зона Малой Антильской дуги. Известково-щелочные серии (8—10): 8 — внутренняя зона Малой Антильской дуги, 9 — раннеплейстоценовый комплекс эффузивных плато (о-в Парамушир), 10 — вулканы Ветровой, Эбеко, Неожиданный (о-в Парамушир). Серии повышенной щелочности: 11 — вулкан Алайд (о-в Атласова, Большая Курильская гряда). Орогенные пояса континентов: 12 — восточный Сихотэ-Алинский пояс, 13—19 — Охотско-Чукотский пояс: Охотский сектор (13—16): 13 — трахириолит-базальтовая, 14 — риолит-дацитовая, 15 — риолитовая, 16 — базальт-андезито-базальтовая; Пенжинский сектор (17—18): 17 — риолит-дацитовая формация тыловой зоны, 18 — формация базальтов и андезито-базальтов фронтальной зоны; 19 — формация амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов Восточно-Чукотской фланговой зоны

ми флюида. Как это следует из изучения «чистых» океанических вулканических серий, интенсивное подкисление магматических расплавов, связанное с флюидно-магматическим взаимодействием, особенно четко проявляется на более поздних этапах эволюции. Кроме того, одно лишь флюидно-магматическое взаимодействие не может объяснить образования больших объемов средних и кислых магматических пород, свойственных «протяженным» известково-щелочным сериям, в ряде которых вообще отсутствуют базальты. Выплаживание кривых, отражающих темп накопления щелочей по отношению к кремнезему, наблюдается в этих сериях также довольно рано, уже на уровнях 62—64 % (см. рис. 42). Таким образом, можно предположить, что подкисление расплава имеет место во всяком случае на уровне андезитов, в связи с включением в магообразование нового фактора, а именно взаимодействия базальтового расплава с кислым субстратом в верхних частях литосферы при локализации магмы в промежуточных очагах или камерах. Петрографические особенности подтверждают существование такого взаимодействия, на что неоднократно обращалось внимание. Помимо общеизвестных минералогических критериев — наличия ортопироксена и высококальциевого плагиоклаза, а также ряда специфических коровых минералов, не свойственных автономному развитию магматизма, а именно граната — альмандина, кианита, андалузита, следует отметить обильные включения коровых ксенолитов в вулканитах, а также низкие значения агпантности (рис. 43) по сравнению с океаническими, сугубо мантийными породами и появление нормативного корунда в средних и кислых породах. Это может быть объяснено усвоением глинозема вместе с кремнеземом при магматическом взаимодействии расплава и субстрата. Зависимость состава лав от глубины промежуточных очагов, показывающая, что чем кислее магма, тем в более высоких горизонтах земной коры она залегаёт, установленная В. И. Горельчик (1976 г.), а также предложение о невозможности внедрения дацитовых магм с больших глубин вследствие их высокой вязкости, высказанное С. А. Федотовым (1980 г.), свидетельствуют о том, что средние, а тем более кислые магмы представляют собой малоглубинные образования и их очаги располагаются преимущественно в гранито-метаморфическом слое.

Характерно, что в коровых ксенолитах, широко развитых в дифференцированных лавах известково-щелочных серий, постоянно присутствуют следы плавления, т. е. петрографически наблюдаются следы замещения породы магмой [11]. Таким образом, механизм взаимодействия базальтовой магмы с земной корой происходит, очевидно, по принципу магматического замещения, что ведет к разрастанию магматических очагов в земной коре и к смешению в них вещества корового и глубинного происхождения. Этот процесс может происходить сколько угодно долго при подтоке глубинных флюидов в зону магообразования: в результате будут возникать породы, отражающие состав сначала андезитовой, а затем и гранитной эвтектики. Преобладание андезитов среди дифференциатов известково-щелочных серий островных дуг объясняется наличием «андезитового минимума» [24], мало зависящим от давления, как было доказано в 1978 г.

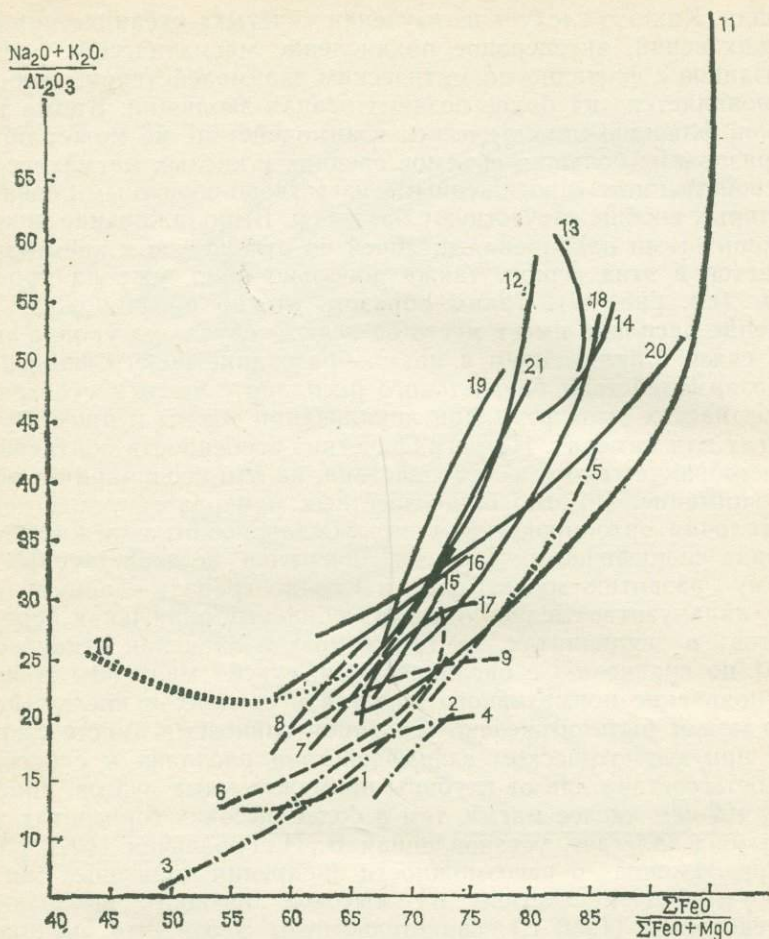


Рис. 43. Зависимость агпайтности от железистости в вулканических сериях островных дуг и орогенных поясов континентов

Островные дуги: толентовые серии (1—5): 1 — о-в Виндикейшен (Южно-Сандвичева дуга), Большая Курильская гряда, о-в Кунашир (2—4): 2 — вулкан Тятя, 3 — вулкан Менделеева, 4 — раннеплейстоценовый комплекс эффузивных плато, 5 — внешняя зона Малой Антильской дуги; известково-щелочные серии (6—9): 6 — внутренняя зона Малой Антильской дуги, Большая Курильская гряда, о-в Парамушир (7—9): 7 — плейстоценовый комплекс эффузивных плато, 8 — вулканы Эбеко и Неожиданный, 9 — вулкан Богдановича. Субщелочная серия: 10 — вулкан Аляид (Большая Курильская гряда). Орогенные пояса континентов: 11 — Восточный Сихото-Алиньский пояс, 12—21 — Охотско-Чукотский вулканический пояс, Охотский сектор (12—17), формации тыловой зоны: 12 — трахириолит-базальтовая, 13 — риолитовая, 14 — риолит-дацитовая, 15 — амфиболовых и пироксеновых андезито-базальтов и андезитов, 16 — двупироксеновых андезито-базальтов и андезитов, формация фронтальной зоны: 17 — базальтов и андезито-базальтов; Пенжинский сектор (18—20), формация тыловой зоны: 18 — риолит-дацитовая, формация фронтальной зоны: 19 — базальтов и андезито-базальтов, 20 — трахи-базальтов; Восточно-Чукотская фланговая зона: 21 — формация амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов

В. А. Жариковым и Р. А. Ишбулатовым. Разрастание магматических очагов и постепенное поокисление составов приводят к потере некоторыми сериями видимой связи с базальтами. В то же время роль ассимиляции и гибрийдизма в образовании этих серий ничтожно, как это можно видеть на примере медновского и алахинского комплексов.

Итак, главным фактором эволюции «протяженных» по кремнекислотности известково-щелочных серий помимо кристаллизационной и флюидно-магматической дифференциации следует считать также взаимодействие с материалом земной коры. Первые два процесса идут параллельно на ранних стадиях дифференциации, с усилением роли последнего из них во времени. Позднее к ним присоединяется магматическое замещение. Смещение акцентов при формировании серий на тот или иной процесс, фторотинный или хлоротинный состав флюидов и их большая и меньшая окисленность, длительность (стабильность) глубинного флюидного потока, характер субстрата, подвергаемого магматическому замещению и другие факторы,— все это обуславливает разнообразие известково-щелочных серий и еще раз свидетельствует о сложном комплексе явлений, приводящих к их формированию.

Металлогенический профиль известково-щелочных серий четко отличается от толеитовых. Потенциальная рудоносность их изначально выше и обусловлена более длительной их дифференциацией по сравнению с толеитовыми, сопровождающейся взаимодействием мантийного и корового вещества и более высоким давлением водного флюида с неоднократным его отделением при перемещении магматического расплава на более высокие уровни в земной коре. Наиболее характерный тип оруденения колчеданно-полиметаллический. При этом более тесно связанные с основными кремнекислые породы с натриевой спецификой характеризуются медноколчеданным оруденением, в то время как с калиево-натриевыми кремнекислыми сериями связаны полиметаллические рудопроявления и месторождения. По А. А. Маракушеву, подобная специализация связана с хлоридным профилем флюидов в первом случае и с увеличением содержания фтора во флюидах — во втором [17]. На процесс концентрации рудного вещества влияет существенно режим флюидных компонентов, в частности время отделения их от магмы. Как известно, металлы, обнаруживающие химическое сродство с летучими компонентами, концентрируются в остаточном расплаве. Неоднократное массовое отделение летучих компонентов и связанных с ними металлов, в первую очередь меди и цинка, вызывает прогрев вмещающих пород земной коры. Чем более длительную эволюцию претерпели расплавы, тем более кислотный характер будут иметь отделяющиеся флюиды. Они дополнительно выщелачивают металлы из вмещающих пород, а впоследствии в связи с ощелочением вызывают концентрированное их осаждение. Таким образом, наиболее благоприятными для поисков рудопроявлений колчеданно-полиметаллического типа являются «протяженные» известково-щелочные серии: медновская на Командорских островах, кунаширская и алахинская о-ва Кунашир, где действительно известны рудопроявления полиметаллов, а также современные вулканические серии вулканов Менделеева, Головинина, Эбеко и др.

СУБЩЕЛОЧНЫЕ СЕРИИ

На изученных нами островах Курильской и Алеутской дуг эти серии пользуются ограниченным распространением, что соответствует

их роли в островных дугах вообще. Эти серии весьма разнообразны и трудно поддаются типизации.

Общим для всех серий является их преимущественно базальтовый состав и незначительное количество дифференциатов, представленных трахиандезито-базальтами, а также высокий темп роста железистости, близкий к таковому в толеитовых или в «укороченных» базальт-андезито-базальтовых сериях. Поскольку в субщелочных породах присутствует окисный минерал — титаномагнетит, а в серии вулкана Алаид хромпикотит, высокий темп роста железистости не может быть следствием восстановленного характера флюидов, как в толеитовых сериях. Очевидно, так же как и в «укороченных» базальт-андезито-базальтовых сериях, главной причиной реализации железистого тренда является высокая щелочность флюида и связанное с этим кислотно-основное взаимодействие с расплавом, вызывающее резкое расширение полей кристаллизации магнезиальных минералов. Выше (см. табл. 2 и 24) отмечалось, что флюидная фаза субщелочных серий отличается от таковой серий нормальной щелочности большей ролью углекислоты, являющейся следствием окисления углеводородов.

Для всех изученных субщелочных серий характерно четкое разделение вулкаников на лейкократовые и меланократовые разности при резко подчиненном количестве промежуточных типов пород с сохранением общих особенностей, свидетельствующих об их генетическом родстве. Это истолковывается как их образование из расслоенных по вертикали магматических очагов. Лейкократовые типы пород преобладают, как правило, над меланократовыми. Попытки привлечь процесс кристаллизационной дифференциации для объяснения этого разделения и рассчитать получаемые при этом составы показали, что он не может быть принят в качестве ведущего. Уже наличие в самих ранних оливинах меланократовых разностей включений хромпикоти-та, в то время как в лейкократовых ранние включения представлены магнетитом, свидетельствуют о том, что расплав тех и других различался по составу еще до начала кристаллизации. Разный состав оливинов, плагиоклазов и пироксенов в меланократовых и лейкократовых породах также подтверждает вышесказанное и в то же время не дает возможности объяснить это разделение процессом ликвации. Наиболее удовлетворительно разделение на лейкократовые и меланократовые породы объясняется флюидно-магматическим гравитационным расслоением исходной магмы. Преобладание лейкократовых типов и антидромная последовательность извержений при этом связаны с исчерпыванием в первую очередь верхних частей магматического очага и реализацией анортозитового тренда второго типа, сопровождаемого комплементарными ему магнезиальными породами. В субщелочных сериях процесс флюидно-магматического лейкократового меланократового расслоения проявился во всех изученных нами случаях и, очевидно, роль его более высока, чем в известково-щелочных, и тем более толеитовых сериях. Кристаллизационная дифференциация имела подчиненное значение по сравнению с этим процессом. Она была широко развита *in situ*, при застывании крупных силлов [15].

В процессе расслоения верхние части очагов обогащаются щелочами (в лейкократовых разностях), что можно объяснить эффектом их «экранирования» при закрытости магматической системы. Судя по наличию ранних окисных фаз, расплав обладает высоким окислительным потенциалом, что определяется сопряженностью явлений окисления с повышением щелочности. Очевидно, степень окисления вместе со щелочностью уменьшается по направлению к нижним частям магматического очага.

Сказанным в основном исчерпываются общие черты эволюции субщелочных серий, изученных нами. Отметим лишь, что выделяющиеся по типу щелочности серии, натриево-калиевые (о-в Беринга и вулкан Алайд) с одной стороны и калиевые (шошонитовые — Малая Курильская гряда) — с другой, существенно различаются по поведению ряда элементов при дифференциации. Очень информативным с этой точки зрения является титан. В натриево-калиевых сериях уровень титана несколько выше уже в исходных базальтовых магмах, особенно в базальтах о-ва Беринга, и он накапливается в процессе дифференциации вместе с железом, калием и фосфором. В калиевой же серии Малой Курильской гряды низкий уровень титана, наблюдаемый в исходных базальтовых магмах, сохраняется на всех этапах эволюции независимо от калия и фосфора, которые, как и в первом случае, накапливаются в процессе дифференциации (рис. 44). Второе отличие между калиево-натриевыми и калиевыми сериями заключается в поведении калия, который в вулканитах Малой Курильской гряды накапливается значительно более интенсивно, что выра-

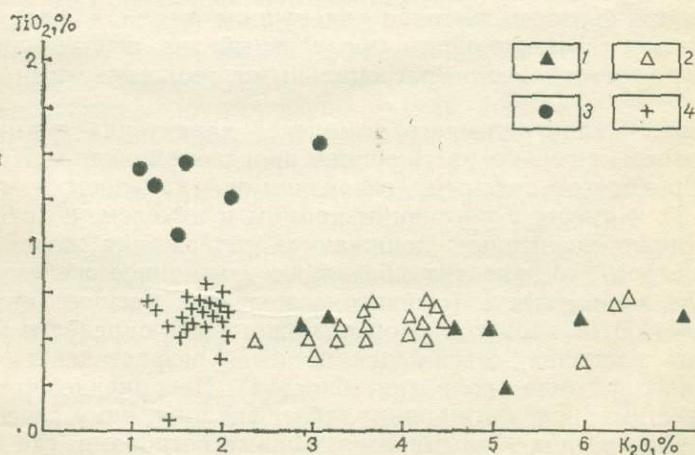


Рис. 44. Корреляция TiO_2 и K_2O в субщелочных сериях Курильской и Алеутской островных дуг

1 — трахибазальты крупных расщепленных силлов (о-в Танфильева); 2 — трахибазальты небольших расщепленных силлов (о-в Танфильева, малокурильский комплекс); 3 — верхнеюшинский комплекс (о-в Беринга, Командорские острова); 4 — вулкан Алайд (о-в Атласова, Большая Курильская гряда)

жается в резком повышении калиево-натриевого отношения с ростом кремнекислотности.

Это связано как с различиями в составе исходных магм, определяемыми условиями их генерации, так и с особенностями их эволюции. Так, при образовании натриево-калиевых серий как о-ва Беринга, так и вулкана Алаид механизм взаимодействия с коровым веществом очагов исходной магмы не имел места. Инертность земной коры является, очевидно, результатом ее повышенной жесткости, способности к образованию глубоких расколов и соответственно быстрой потере тепла, что не дает возможности ее включения в процесс магмообразования. Наиболее ярким примером субщелочной серии, связанной с глубокими расколами, является серия о-ва Беринга. Она близка по особенностям своей эволюции к оливин-базальтовым щелочным сериям, в частности по высокому темпу накопления калия, фосфора и по высоким содержаниям магния, хрома и никеля. В то же время вся эволюция серии пород о-ва Беринга происходит на фоне специфических особенностей состава магмы, связанных с ее островодужным характером, а именно — относительно низкого титана и повышенных содержаний глинозема.

Иной ход эволюции свойствен трахибазальтовой (шошонитовой) серии Малой Курильской гряды. Этот единственный представитель шошонитовых серий среди изученных нами относится к более раннему этапу развития окраинной геосинклинальной системы запада Тихого океана, который завершает развитие мезозойд и таким образом является заключительным в геотектоническом цикле, предшествовавшем неоген-четвертичному островодужному. Очевидно, с этим связано повышенное содержание калия во всех вулканитах, которое, как известно, увеличивается в конечные этапы геосинклинальных циклов. Таким образом, высокое содержание калия в малокурильском комплексе, отражающее определенный тип режима щелочей, обусловлено прежде всего региональными геологическими причинами.

Для пород малокурильского комплекса характерна повышенная лейкократовость, резко возрастающая в процессе эволюции. При этом расплав обедняется сильными основаниями — кальцием и магнием (см. табл. 1) и вместе с последним хромом и никелем, и хотя одновременно также значительно понижаются содержания железа и титана (в среднем составе трахибазальтов суммарное железо равно 8%), общая железистость (отношение железа к магнию) интенсивно возрастает. Этот процесс, который может быть определен как дебазификация расплава, совершался на фоне возрастающего содержания водного флюида (появление биотита). Несомненно, что именно флюиды стимулировали процесс дебазификации, чему способствовала мощная кора под Малыми Курильскими островами, где формировалась система промежуточных камер и был затруднен выход магмы на поверхность. Поэтому большая часть расплава застыла в виде субвулканических тел.

Наличие газовых включений в минералах свидетельствует о том, что в магме существовала свободная флюидная фаза, что и привело к явлениям метаматизма и способствовало дальнейшей дебазифи-

кации расплава. Обогащенность газовых включений кальцием и магнием [20] позволяет предположить, что действовавший на стадии обособления и ранних этапов эволюции щелочной флюид приобрел кислотные свойства и начал выщелачивать сильные основания. Резкое возрастание калиево-натриевого отношения в крайних лейкократовых дифференциатах и объяснявшееся большим сродством калия к расплаву, чем к флюиду, при явлениях метамагматизма, имеет место в этой серии на довольно низком уровне кремнекислотности [21] — см. рис. 42. Обращает на себя внимание накопление в дифференциатах рудных компонентов — Cu, Mo, Pb, которые также обнаруживают сродство к расплаву (см. табл. 2). Малокурильская серия самая богатая этими элементами из изученных нами.

Таким образом, причиной интенсивного накопления калия в процессе эволюции является взаимодействие флюида с расплавом, Роль земной коры в обогащении шошонитовой серии калием остается проблематичной.

Серия пород вулкана Алаид по своим свойствам является промежуточной между сериями о-ва Беринга и Малой Курильской дуги, однако она все же более близка первой. Явления флюидно-магматической дифференциации в ней ограничились главным образом расщеплением очага на лейкократовые и меланократовые порции расплавов.

Изложенное позволяет сделать следующие выводы:

1) среди главнейших факторов, которые обуславливают эволюцию исходных магм вулканических дуг, кристаллизационная и флюидно-магматическая дифференциация определяют появление толентовых «укороченных» известково-щелочных и субщелочных серий, причем роль флюидно-магматической дифференциации возрастает от первой к последней из перечисленных серий. При формировании «протяженных» известково-щелочных серий к этим факторам присоединяется взаимодействие с материалом земной коры по типу магматического замещения. Значительно меньшую роль играют явления метамагматизма и, возможно, ликвации; ничтожна роль гибридизма и ассимиляции;

2) необходимым условием для вулканического процесса в островных дугах, начиная от обособления исходных магм до образования дифференцированных серий, является наличие потока флюидов; предполагается ведущая роль зоны Беньофа в генерации этого потока;

3) при формировании известково-щелочных серий широко распространен процесс неоднократного отделения водного флюида, что способствует появлению больших объемов кремнекислых (от андезитовых до риолитовых) расплавов, прогревая кору и включая ее в магмообразование. Свидетельством отделения водного флюида является также переотложение и концентрация рудных компонентов в зонах над очагами известково-щелочных магм. Этим объясняются особенности металлогенической специализации Большой и Малой Курильских гряд, а именно — наличие в первой медноколчеданных и свин-

ново-полиметаллических рудопроявлений и месторождений и их отсутствие в пределах Малой Курильской гряды, где застывание базальтовых магм не сопровождалось заметным отделением водного флюида.

БАЗАЛЬТЫ ГЛАВНЕЙШИХ ГЕОСТРУКТУР ЗЕМЛИ И ФОРМИРОВАНИЕ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ

В предыдущих разделах было показано, что исходные магмы для образования вулканических серий островных дуг имеют в подавляющем большинстве случаев базальтовый состав. В эпохи интенсивного прогрева земных недр и взаимодействия с земной корой базальтовый вулканизм в большей или меньшей степени подавляется средним и кислым, однако и в этих случаях сохраняются четкая пространственная и временная связь и генетическое родство между ними. В то же время проявление базальтового вулканизма имеет место в различных геотектонических обстановках — в стабильных и подвижных областях Земли, в ее океанических и континентальных сегментах. Таким образом выявляется особая роль базальтового вулканизма в истории Земли. Возможность сравнения базальтового вулканизма различных геоструктур и выявление его особенностей в различной геотектонической обстановке делают его индикатором процессов, нарушающих равновесное состояние недр нашей планеты и приводящих к магмообразованию.

Как в островных дугах, так и в других структурах Земли выделяются четыре главных типа вулканических серий, содержащих базальты: толентовые, известково-щелочные субщелочные и щелочные. На основании имеющихся данных установлена временная последовательность появления этих серий и исходных для них базальтов в процессе эволюции той или иной геотектонической структуры. При этом существует два главных ряда, отражающих смену условий генерации базальтовых магм во времени. В первом из них генерация базальтов толентовых серий сменяется генерацией щелочных и субщелочных базальтов, во втором — после генерации толентовых базальтов или непосредственно в начале развития появляются базальты известково-щелочных серий и лишь после этого создаются условия генерации щелочных базальтов.

Появление первого ряда связано с разломами разного типа и обусловлено возрастанием жесткости коры и углублением уровней магмообразования в процессе их эволюции, появление второго ряда — с планетарными линейными структурами, сопряженными с зонами Бенъофа и представляющими собою наиболее активные подвижные пояса Земли. Это современные островные дуги и близкие им структуры активных окраин континентов, орогенные вулканические пояса и геосинклинали прошлого.

Как отмечалось выше, формирование подавляющего большинства базальтовых магм исходных для изученных нами серий островных дуг происходило при высоком водном давлении. Для проверки этого

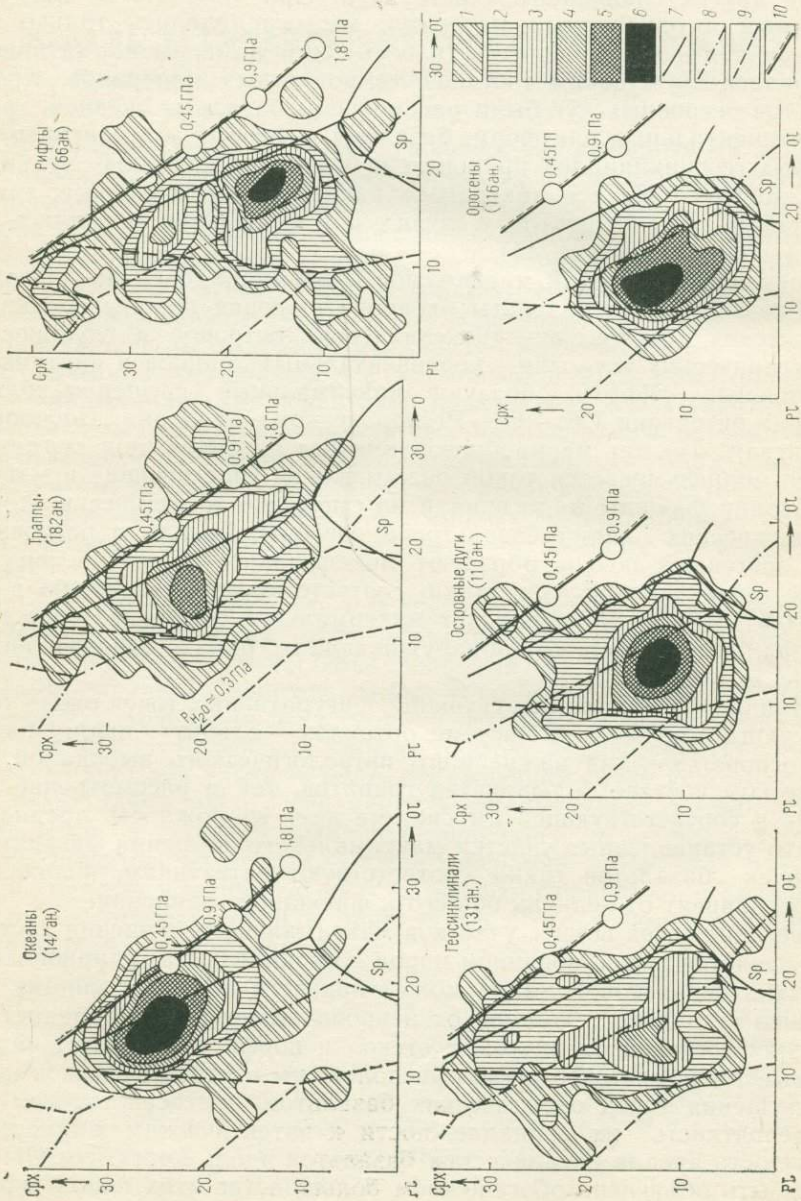
вывода на более обширном региональном материале* фигуративные точки базальтов различных островных дуг были нанесены на диаграмму псевдотройной системы оливин — плагиоклаз — клинопироксен, а для сравнения построены аналогичные диаграммы для базальтов других главнейших геоструктур. При этом чтобы получить сравнимый и однородный материал, мы ограничились только базальтами нормальной щелочности с высоким номером нормативного плагиоклаза и близким составом темноцветных минералов. Кроме базальтов островных дуг были рассмотрены базальты океанов, траппы континентальных платформ, базальты рифтовых зон континентов, базальты геосинклиналей прошлого и базальты орогенных вулканических поясов. На все диаграммы нанесены как афировые, так и порфиновые типы базальтов, в связи с чем их ареалы получились достаточно большими (рис. 45).

Сравнение положений максимумов плотностей точек на диаграммах показывает, что базальты океанов (включая породы срединно-океанических хребтов, внутриокеанических островов и глубоководных океанических котловин), континентальных траппов и внутриконтинентальных рифтов образуют максимальные сгущения вблизи «дрейфа» эвтектики $Sr_x-Ol-Pl$ при «сухом» давлении. Поскольку мы считаем, что нет магмообразования без флюидов, под термином «сухой» подразумевается такой режим, когда участвующие в магмообразовании флюиды мало влияли на смещение эвтектических точек и котектических линий базальтовой системы. Базальты островных дуг и орогенных поясов образуют максимальное сгущение фигуративных точек вблизи эвтектики, соответствующей давлению воды около 0,3 ГПа. С ним совпадает максимальное сгущение точек геосинклинальных базальтов, обнаруживающих, однако, значительную дисперсию.

Очевидно, что также как сгущение фигуративных точек около температурного минимума в системе ортоклаз — альбит — кварц послужило основанием для важнейшего петрологического вывода об эвтектическом составе большинства гранитов, так и рассмотрение базальтов в соответствующей им системе дает возможность предполагать, что установленные участки максимального сгущения фигуративных точек базальтов также соответствуют эвтектикам, положение которых зависит от величин общего и флюидного давления.

Рассеяние точек вокруг участков максимального сгущения частично объясняется существованием пород с вкрапленниками, накопление которых в базальтовой магме может привести к существенному отклонению ее валового состава от первоначального. Это вытекает из сравнения составов базальтовых стекол и порфириров пород. Фигуративные точки составов стекол расположены в участках максимального сгущения точек океанических базальтов, подтверждая тем самым вероятность их принадлежности к эвтектическим жидкостям. Вытянутость ареала океанических базальтов вдоль котектики $Ol-Pl$ может быть объяснена обогащением большинства этих пород вкрапленниками плагиоклаза и оливина. Наблюдаются также шлейфы

* См. работу «Латеральные ряды магматических формаций». — Труды АН СССР, вып. 155. Свердловск, 1979, с. 22—43.



ареала, направленные в сторону плагиоклазового и оливинового углов диаграммы, что соответствует обогащению базальтовых расплавов то одним, то другим из этих двух минералов. Клинопироксенового «шлейфа» нет, что согласуется с петрографическими наблюдениями, свидетельствующими о редкости вкрапленников пироксена в океанических базальтах. Рассеяние точек вокруг участка максимального сгущения создается главным образом фигуративными точками базальтов океанических островов, связанных с длительно существующими и эволюционирующими очагами. Фигуративные точки траппов образуют сгущение вблизи «сухих» эвтектик, соответствующих давлениям около 0,4—0,5 ГПа, в среднем несколько больше, чем в океанических базальтах.

Несравненно более вариabильными оказываются базальты рифтовых зон континентов. Хотя ареал их фигуративных точек также вытянут вдоль направления, соответствующего увеличению «сухого» давления, здесь развит дополнительный тренд, показывающий наличие лейкократовых базальтов, фигуративные точки которых смещены в сторону полевошпатового компонента. Природа этих базальтов, которые могут быть связаны как с фракционированием плагиоклаза, так и с увеличением давления водного флюида, требует дополнительных исследований. Максимальная плотность фигуративных точек базальтов отмечена в области более высоких «сухих» давлений по сравнению с траппами платформ и базальтами океанов.

Таким образом составы базальтов континентальных и океанических рифтов, также как и трапповых областей, контролируются в первую очередь величиной «сухого» давления, имеющего минимальные значения для базальтов океанов и максимальное для рифтовых зон континентов. За недостатком данных не анализируется роль других флюидов, кроме водного, в смещении котектических линий, однако такая возможность не исключена. Роль этих флюидов не следует переоценивать, так как их содержания, как правило, значительно уступают содержаниям воды в вулканических газах.

Принципиально иное положение на диаграмме занимают базальты подвижных поясов Земли, развитые над зонами Бенъофа (см. рис. 45).

Фигуративные точки базальтов островных дуг образуют четкий максимум вблизи тройной эвтектики при давлении воды около 0,3 ГПа. Однако весь ареал вытянут в сторону, противоположную плагиоклазу, что свидетельствует о вариации давления водного флюида при обособлении исходных магм, а также дает возможность судить о существовавших при этом величинах общего давления. Последние, видимо, несколько превышают давление, характерное для океанических базальтов.

Рис. 45. Плотность фигуративных точек базальтов различных геоструктур на диаграмме плавкости $P1-Crx-O1$

1—6 — плотность фигуративных точек: 1—1—2,5 %, 2—2,5—5 %, 3—5—7,5 %, 4—7,5—10 %, 5—10—12,5 %, 6—12,5—15 %; 7—9 — котектические линии: 7 — при давлении 100 кПа для $P1$ с 70 % анортита и $O1$ с 20 % фаялита, 8 — при давлении 100 кПа для $P1$ с 40 % анортита и $O1$ с 40 % фаялита, 9 — при $P_{H_2O} \approx 0,3$ ГПа, для $P1$ с 70 % анортита, форстеритом и диопсидом; 10 — линия смещения тройной точки псевдзэвтектики $P1-Crx-O1$ для $P_{0,6\text{щ}} = 0,45; 0,9$ и 1,8 ГПа

Фигуративные точки базальтов, расположенные вблизи области «сухих» давлений, свойственны главным образом энсиматическим дугам, сформированным на коре переходного или океанического типа (Марианская, Идзу-Бонинская, Южно-Сандвичева), а также фронтальным частям энсиматических островных дуг (Япония, Индонезия и др.) — см. рис. 45.

Чрезвычайно сходен с островодужным и ареал фигуративных точек базальтов орогенных вулканических поясов континентов, также обнаруживающих максимум вблизи эвтектики при давлении воды 0,3 ГПа.

Большой разброс точек базальтов древних геосинклиналей связан со сложностью и разнообразием магматизма в этих структурах, его длительной эволюцией во времени и существенной латеральной изменчивостью, иными словами, сочетанием ряда более простых (элементарных) геоструктурных обстановок. Рой точек геосинклинальных базальтов, совпадая частично с роём базальтов стабильных областей и срединноокеанических хребтов, вытягивается не параллельно линии, соединяющей эвтектические точки при разных «сухих» давлениях, а под углом к ней, в сторону водной эвтектики при давлении воды около 0,3 ГПа. Этот тренд в сторону увеличения водного давления совпадает с временным трендом в изменении состава базальтов. Ранние геосинклинальные базальты по условиям генерации стоят ближе к базальтам рифтовых зон и «океанических» островных дуг, а поздние — идентичны базальтам «континентальных» островных дуг и орогенных вулканических поясов.

Обращает на себя внимание близость условий генерации и обособления базальтовых магм островных дуг и орогенных вулканических поясов. Их объединяет заложение над зонами Беньофа, наличие которых доказывается в современных и реконструируется в ископаемых поясах, и разграничение их в значительной степени условно. В то же время между ними обнаруживается ряд отличий. Орогенные пояса всегда закладываются на коре континентального (или субконтинентального) типа, т. е. являются энсиматическими. Магматические серии этих поясов относятся преимущественно к известково-щелочному типу при подчиненном развитии серий повышенной щелочности и отсутствии толеитовых. «Укороченные» базальт-андезито-базальтовые серии подчинены «протяженным», в которых резко уменьшается роль базальтов при возрастании объемов средних и кислых пород, образующих самостоятельные андезитовые, риолитовые и игнимбритовые формации, часто теряющие видимую связь с базальтами. Резкое преобладание известково-щелочных серий обуславливает кучное расположение фигуративных точек исходных для них базальтов на диаграмме рис. 45 и отсутствие столь заметного смещения части ареала в сторону эвтектики «сухого» давления. Широко распространены интрузивные образования, имеющие преимущественно гранитоидный состав. Особенности эволюции известково-щелочных серий орогенных вулканических поясов указывают на более интенсивные, чем в островных дугах, явления взаимодействия базальтовых расплавов с континентальной земной корой (см. рис. 42 и 43), вплоть до непосредственного палинггенного выплавления части магматических продуктов.

Признаки, на основании которых мы судим об участии земной коры в магмообразовании, в орогенных поясах являются более четкими и универсальными. К ним относятся: увеличение объемов средних и кислых пород по сравнению с островодужными ассоциациями, еще раз подтверждающее корреляцию среднекислого магматизма с мощностью континентальной коры; увеличение изотопных отношений по мере эволюции вулканических поясов (примером может служить возрастание изотопных отношений в Андах в более молодых породах); неоднородность магматизма в пределах поясов, отражающая состав и строение корового фундамента; появление палингенных кислых расплавов.

Значительно большая роль интрузивного магматизма в орогенных континентальных поясах по сравнению с островными дугами свидетельствует о том, что кора в них была менее проницаема, что, очевидно, связано как с ее мощностью, так и с обстановкой преобладающего сжатия при ее эволюции. Это и обусловило более интенсивное взаимодействие с земной корой глубинных флюидов, способствующих процессам корового магмообразования.

На основании изложенного можно сделать два основных вывода. Согласно первому из них базальтовые магмы, связанные с различными геоструктурами, по условиям их генерации и обособления образуют эволюционный ряд, отвечающий возрастанию давления флюида. Этот ряд начинается базальтами океанов, которые сменяются траппами континентальных платформ, базальтами континентальных рифтов, затем базальтами геосинклиналей, островных дуг и заканчивается базальтами орогенных вулканических поясов континентов. При этом наименьшая вариабильность условий генерации свойственна крайним членам ряда — океаническим базальтам и базальтам орогенных поясов. Наиболее вариабильны по условиям генерации базальты геосинклиналей, что связано в первую очередь с совмещением в длительно развивавшихся геосинклиналях разных обстановок.

В смене во времени базальтовых магм различных типов намечается своеобразная цикличность. После того как в том или ином регионе реализуется последовательно тот или иной ряд геотектонических обстановок, сопровождаемый базальтовым магматизмом, генерация которого совершается при все большем участии водного флюида, магматическая активность затухает и начинается новый этап магматизма, исходные базальтовые магмы которого вновь образуются в относительно «сухих» условиях. Лучше всего эта цикличность видна в древних подвижных поясах, где можно проследить их длительную эволюцию во времени. Действительно, при этом обстановка океанического бассейна или континентального рифта, существующая на ранних этапах развития и сопровождаемая образованием относительно «сухих» базальтовых магм с минимальным взаимодействием с материалом земной коры, сменяется обстановкой островных дуг, а затем и орогенных поясов, когда базальты образуются при высоком водном давлении, а магматизм в целом при интенсивном прогреве земной коры становится существенно коровым, постепенно теряя связь с веществом мантии. После затухания магматической и тектонической активности и стабилизации региона начинается новый, трапп-

повый этап магматизма, для которого характерны «сухие» условия, близкие к условиям выплавления океанических базальтов, хотя и отличающиеся рядом особенностей, зависящих прежде всего от специфики строения земной коры. Указанная цикличность, очевидно, должна быть связана с цикличностью флюидного режима в ряду рассмотренных структур. Нетрудно видеть, что максимальное богатство недр водным флюидом связано с теми этапами развития геоструктур, когда существует активная зона Беньофа. Это является убедительным доказательством ее роли как поставщика флюида (или его значительной части). Зону Беньофа можно рассматривать как гигантский тектоноген, способствующий дегазации нашей планеты и по мере подъема глубинного вещества приводящий к перемещению зоны магмообразования во все более верхние части литосферы.

Второй вывод вытекает из положения о существовании коровой природе средних и кислых пород, развитых в вулканических поясах над зоной Беньофа — островных дугах и орогенах. Среднекислые породы возникают только в зонах высокой активности земных недр, когда имеют место интенсивный тепломассоперенос из глубин Земли к ее поверхности и вовлечение земной коры в магмообразование. Совершенно ясно, что не только магматический процесс является ответственным за рост земной коры, совершающийся в древних и современных геосинклиналях, частью которых являются островные дуги. Наличие потоков флюидов, обуславливающих магмообразование, приводит к метаморфическим преобразованиям литосферы под структурами, которые характеризуются флюидным базальтовым магматизмом. Существование этого процесса доказывается непосредственным наблюдением над ксенолитами, которые выносятся эффузивами в активных зонах [3, 7, 8, 18], явлениями разуплотнения, свойственными литосфере под зонами перехода — современными геосинклиналями [7, 28, 29 и др.], а также метаморфизмом горных пород в эродированных древних геосинклиналях. Как известно, метаморфические преобразования приводят в конечном счете к дегазации субстрата, который испытывает прогрессивный метаморфизм, метасоматоз, а позднее и гранитизацию, и формируют все более кислую по составу земную кору в корнях подвижных поясов, обуславливающую их изостатическое поднятие [15]. Среднекислый же магматизм не столько создает континентальную кору, сколько способствует дифференциации земной коры и ее разделению на гранитную и базальтовую оболочки с концентрацией литофильных элементов в верхних частях. Если принять во внимание существующее мнение о том, что дегазация недр, а следовательно и дегазация верхних частей литосферы, была несоизмеримо более интенсивной на ранних этапах развития Земли, чем позднее, то можно предположить, что процесс формирования земной коры, совершающийся в течение фанерозоя и в настоящее время в древних и современных геосинклиналях был соответственно менее значителен. На основании изучения геологической истории активных зон перехода от континентов к океанам современных геосинклиналей установлено, что эволюция земной коры сложна и противоречива. Она включает в себя раскалывание и деструкцию краев континентов, дифференциальные движения образующихся

блоков, насыщение коры базальтовыми выплавками, дебазификацию блоков древней коры и накопившихся между ними мощных толщ осадков, вертикальную дифференциацию вещества коры в связи с развитием среднего и кислого вулканизма и, наконец, спаивание блоков древней коры с усложнением ее строения. В конечном счете этот процес ведет к разрастанию континентальной земной коры за счет молодых подвижных поясов; в то же время наращивание коры сильно осложнено ее деструкцией, причем на разных этапах может преобладать то один, то другой процесс.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. М., Недра, 1982, 149 с.
2. Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. М., Наука, 1979, 105 с.
3. Вклучения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., Наука, 1978, 221 с.
4. Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. — Труды СахКНИИ, вып. 48, Владивосток, 1976, 118 с.
5. Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Вулканогенно-осадочные формации геосинклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск, Наука, 1973, 152 с.
6. Геншффт Ю. С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М., Наука, 1977, 205 с.
7. Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976, 148 с.
8. Ермаков В. А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М., Недра, 1977, 222 с.
9. Злобин Т. К., Федорченко В. И., Петров А. В., Немченко Г. С. Структура литосферы острова Кунашир (Курильские острова) по сейсмическим данным. — Тихоокеанская геология, № 1, 1982, с. 92—100.
10. Камчатка, Курильские и Командорские острова. — В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока (под ред. И. В. Лучицкого). М., Наука, 1974, 438 с.
11. Коржвинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие флюидов с породами и магмой. — В кн.: Магматизм и рудообразование. М., Наука, 1978, с. 12—18.
12. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкосте окраин континентов и островных дуг. — В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., Мир, 1970, с. 249—261.
13. Летников Ф. А., Карпов И. К., Киселев А. И., Шкандрий Б. О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М., Наука, 1977, с. 213.
14. Луцц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М., Недра, 1980, 246 с.
15. Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М., Наука, 1982, 250 с.
16. Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. Пер. с англ. М., Мир, 1979, 123 с.
17. Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. М., Наука, 1979, 255 с.
18. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск, Наука, 1983, 215 с.
19. Меняйлов И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н. Геохимические особенности эгзаляций Большого трещинного Толбачинского извержения. М., Наука, 1980, 234 с.
20. Моисеенко В. Г., Сахно В. Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М., Наука, 1982.
21. Перчук Л. Л., Фролова Т. И. Влияние состава флюидов на эволюцию базальтовых серий. — Докл. АН СССР, т. 253, № 6, 1980, с. 1436—1439.
22. Пискунов Б. Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии. Новосибирск, Наука, 1975, 178 с.
23. Пополитов Э. И., Вольнец О. Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск, Наука, 1981, 181 с.
24. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М., Недра, 1981, 583 с.
25. Рябчиков И. Д., Богатиков О. А., Бабанский А. Д. Проблемы происхождения известково-щелочных магм. — Вулканология и сейсмология, № 1, 1979, с. 28—40.
26. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М., Наука, 1976, 240 с.

27. Смирнов Я. Б., Сугробов В. М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. Оценки глубинных температур и мощность литосферы. — Вулканология и сейсмология, № 2, 1980, с. 3—18.
28. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М., Наука, 1979, 207 с.
29. Фарберов А. И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск, Наука, 1974, 87 с.
30. Федорченко В. И., Родионова Р. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск, Наука, 1975, 138 с.
31. Федотов С. А. О входных температурах магм, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулканов. — Вулканология и сейсмология, № 4, 1980, с. 3—30.
32. Фролов В. Т. Генетическая типизация морских отложений. М., Недра, 1984, 222 с.
33. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклиальный вулканизм. М., Изд. МГУ, 1977, 263 с.
34. Фролова Т. И., Рудник Г. Б. Об аноксидной тенденции дифференциации в вулканических породах ранних стадий развития островных дуг (на примере Южно-Сандвичевой дуги). — Вестн. МГУ, № 4, 1974, с. 20—36.
35. Флюиды в магматических процессах. М., Наука, 1982, 297 с.
36. Шмидт О. А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской дуги. — Труды ГИН АН СССР, вып. 320. М., Наука, 1978, 100 с.
37. *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Ed. by R. S. Thorpe. Chichester, Wiley, 1982, 724 p.
38. *An outline of the Geology of Japan*. Ed. by Takashi Yoshida. Geological Survey of Japan, 1975, 61 p.
39. Bailey J. C. Geochemical criteria for a refined tectonic distimination of orogenic andesites. *Chemic. Geol.*, 1981, 32, pp. 139—154.
40. Bryan W. B., Thompson G., Frey F. A., Dickey J. S. Inferred Geologic Setting and Differentiation in basaltic from the Deep-Sea Drilling project. *Journ. of Geophysic Research*, 1976, vol. 81, N 23, pp. 112—145.
41. Eggler D. H. Amphibole Stability in H₂O-undersaturated calcalkaline melts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol., 15, 1972, pp. 28—34.
42. Ewart A., Bryan W. B. Petrography and Geochemistry of the Igneous Rocks from Eua, Tonga Island. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 83, 1972, pp. 3281—3298.
43. Green D. H., Ringwood A. E. The Genesis of basaltic Magmas. *Contrib. Miner. Petrol.*, vol. 15, N 2, 1967, pp. 103—190.
44. Holloway J. R., Burnham C. W. Melting Relations of Basalt with Equilibrium water pressure less than total Pressure. „*J. of Petrology*“, vol. 13, 1972, pp. 1—29.
45. Irvine T. N., Baragar W. R. A. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journ. of Earth Sciences*, 8, 523, 1971, pp. 523—548.
46. Jakes P., White A. I. R. Composition of Island Arcs and continental Growth. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, vol. 12, 1971, pp. 224—230.
47. Kuno H. Differentiation of Basaltic Magmas. *Basalts. The Polderwaard Treatise on Rocks of Basaltic Composition*, vol. 2, 1968, pp. 623—688.
48. Miyashiro A. Volcanic Rock Series and tectonic Settling. *Ann. Res. Earth and Planet. Sci. Calif.*, 1975, vol. 3, pp. 251—269.
49. Osborn E. F. Experimental aspects of calcalkaline differentiation. In A. R. McBirney (ed). „*Proceedings of the Andesite Conference*“. Bull. 65, Dept. Geol. and Mineral Industries, State of Oregon. 1969, pp. 33—42.
50. *Petrochemistry of the Quaternary Volcanic rocks of Hokkaido, North Japan*. A. preprint presented at the Japanese — Soviet Semjnar on Geodynamic Project, 1974, pp. 3—36.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Т. И. Фролова)	3
Введение (Т. И. Фролова, В. Т. Фролов)	5
Часть I. Вулканические серии островных дуг и их формирование	9
Внешний хребет Курильской островной дуги (Малая Курильская гряда)	9
Геологическое строение и формационное расчленение (В. Т. Фролов)	9
Петрологические особенности вулканических комплексов (И. А. Бурикова)	17
Геологическая история и этапы вулканической деятельности (В. Т. Фролов, И. А. Бурикова)	47
Внутренний хребет Курильской островной дуги (Большая Курильская гряда)	50
Остров Кунашир	51
Геологическое строение и формационное расчленение (В. Т. Фролов, В. Л. Сывороткин)	51
Петрологические особенности вулканических комплексов (И. А. Бурикова)	56
Плейстоцен-голоценовые вулканические серии (А. В. Гуцин)	93
Острова Парамушир, Шумшу и Атласова	103
Геологическое строение и формационное расчленение (В. Т. Фролов, В. Л. Сывороткин)	103
Петрологические особенности вулканических комплексов (И. А. Бурикова)	108
Плейстоцен-голоценовые вулканические серии (И. А. Бурикова)	137
Геологическая история и этапы вулканической деятельности (В. Т. Фролов, Т. И. Фролова)	154
Внутренний хребет западной части Алеутской островной дуги (Командорские острова)	158
Геологическое строение и формационное расчленение (В. Т. Фролов)	158
Петрологические особенности вулканических комплексов (А. В. Гуцин, Т. И. Фролова)	167
Геологическая история и этапы вулканической деятельности (В. Т. Фролов, Т. И. Фролова)	186
Часть II. Происхождение и закономерности эволюции вулканических серий островных дуг	188
Некоторые закономерности развития и особенности глубинного строения островных дуг (Т. И. Фролова)	188
Особенности глубинного строения	189
Соотношение тектонических движений и вулканизма	191
Эволюция магматизма и формационные ряды	193
Латеральная зональность	195
Типы вулканических серий островных дуг (Т. И. Фролова)	196
Толеитовый тип	201
Известково-щелочной тип	207
Субщелочной (повышенной щелочности) тип	212
Условия обособления базальтовых и андезито-базальтовых магм островных дуг (А. В. Гуцин, Т. И. Фролова)	216
Особенности зоны магмогенерации по геофизическим данным	217
Оценка состава субстрата в зонах генерации и обособление магмы по глубинным включениям	220
Основные параметры химического состава базитовых магм как критерий их генезиса	223
Природа и состав флюидной фазы в базальтах	226
Условия обособления базальтовых и андезито-базальтовых магм Курильских и Командорских островов	231
О поперечной зональности базальтовых магм	233

Плавнение субстрата в зонах магмогенерации	235
Индикаторная роль второстепенных компонентов	235
Взаимоотношение островодужных базальтовых магм с гипотетическими ультраосновными и другими низкоглиноземистыми меланократовыми маг- мами	239
Эволюция исходных магм островных дуг (Т. И. Фролова)	240
Толентовые серии	240
Известково-щелочные серии	244
Субщелочные серии	259
Базальты главнейших геоструктур Земли и формирование коры континентов (Т. И. Фролова, А. В. Гуцин)	264
Список литературы	272

**Татьяна Ивановна Фролова, Ирина Александровна Бурикова,
Анатолий Васильевич Гуцин и др.**

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Редактор издательства *Т. А. Горохова*
 Переплет художника *И. А. Слюсарёва*
 Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
 Технический редактор *О. А. Колотвина*
 Корректор *Р. Т. Баканова*

ИБ № 5747

Сдано в набор 26.11.84. Подписано в печать 12.03.85. Т-07232. Формат 60×90^{1/16}.
 Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая.
 Усл. печ. л. 17,25. Усл. кр.-отт. 17,25. Уч.-изд. л. 20,2. Тираж 780 экз.
 Заказ 1106/298—1. Цена 3 р. 40 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
 Третьяковский проезд, 1/19
 Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА» ГОТОВИТ К ПЕЧАТИ
НОВЫЕ КНИГИ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТЕЛА:

Терминологический справочник/

Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева.
1986.— 40 л.— 2 р. 40 к.

Отражает современное состояние терминологической базы учения о геологических уровнях организации вещества; содержит 3000 понятий и терминов со всеми смысловыми оттенками. Упорядочивает обширный материал по иерархическим уровням; в концепции уровней геологические тела рассматриваются как системы. Излагаются основные понятия учения об иерархии, уделяется внимание понятийной базе учения о классификациях, систематиках, таксономиях и т. д. Освещены понятия, относящиеся к отдельным геологическим уровням: минеральному, породному, формационному, геоконплексному, геосферному, планетарному. Приведены предметный и авторский указатели, термины даны на английском, немецком и французском языках.

Для геологов различного профиля; будет полезен для студентов и преподавателей геологических специальностей вузов.

МАРХИНИН Е. К.

Вулканизм

1985.— 20 л.— 3 р. 40 к.

Вулканизм охарактеризован как природное явление, присущее не только Земле, но и другим космическим телам (Луне, Марсу, Меркурию, Венере, спутникам Юпитера), высказано мнение, что вулканизм — это форма развития планет. Рассмотрены современные вулканические процессы на Земле, описаны продукты вулканизма, как силикатные, так и летучие. На основе метода актуализма прослежено развитие вулканизма в истории Земли от архея до новейшего времени. Освещена роль вулканизма в формировании внешних оболочек планеты (коры, гидросферы и атмосферы), его значение для образования различных типов месторождений полезных ископаемых, роль вулканических процессов в возникновении жизни на Земле.

Для геологов, геофизиков, геохимиков, океанологов и географов; может быть использована студентами соответствующих специальностей.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазина:

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

18435