



ISSN 0002-3272

Р. М. ЮРКОВА

МИНЕРАЛЬНЫЕ
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
ОФИОЛИТОВЫХ
И ВМЕЩАЮЩИХ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ
КОМПЛЕКСОВ
северо-западного обрамления
Тихого океана



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Р.М.ЮРКОВА
МИНЕРАЛЬНЫЕ
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
ОФИОЛИТОВЫХ
И ВМЕЩАЮЩИХ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ
КОМПЛЕКСОВ
северо-западного обрамления
Тихого океана

Труды, вып. 464

Основаны в 1932 году



МОСКВА
"НАУКА"
1991

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

R.M. Yurkova

MINERAL TRANSFORMATIONS OF THE OPHIOLITE
AND ASSOCIATED VOLCANIC-SEDIMENTARY COMPLEXES
IN THE NORTHWESTERN PACIFIC FRINGING

Transactions, vol. 464

Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенных-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана / Р.М.Юркова. — М.: Наука, 1991. — 166 с. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 464). ISBN 5-02-002159-8

На примере северо-западного обрамления Тихого океана с использованием большого фактического материала рассмотрены закономерности минеральных преобразований пород в полном объеме офиолитовых ассоциаций и связанных с ними вулканогенно-осадочных комплексов в ходе их полистадийной истории формирования, взаимодействия и становления в эвгеосинклинальных зонах активных континентальных окраин. Прослежена эволюция условий метаморфизма пород различных частей офиолитового разреза: ультрабазитового, полосчатого (габбронорит-гипербазитового), дайкового и вулканического (спилит-кератофирового). Обсуждены процессы серпентинизации, амфиболитизации, зеленокаменного изменения, пропилитизации, плагиогранитизации и родингитизации. Показана активная роль в минеральных преобразованиях пород эндогенных флюидов. Сделан вывод о формировании ассоциации офиолитов в результате магматическо-метаморфической эволюции мантийного и корового вещества в зоне перехода примитивная островная дуга—желоб.

Табл. 52. Фототабл. 8. Ил. 44. Библиогр.: 331 назв.

Рецензенты: О.А. Богатиков, В.И. Виноградов

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР А.Л. Книппер, (главный редактор),
В.Г. Гербова, Ю.Б. Гладенков, В.А. Дриц

Ответственный редактор:

доктор геолого-минералогических наук А.Г. Коссовская

Abundant factual data both the original and derived from references on the northwestern Pacific fringing have been used to examine the regularities of mineral transformations of rocks in all the ophiolite assemblages and the associated volcanic-sedimentary complexes in the course of their multistage history of formation and interaction in eugeosynclinal zones of active continental margins. The evolution of metamorphism has been traced in different members of the ophiolite assemblage: ultramafic, banded (gabbro-norite-ultrabasic), dike volcanic (spilite-keratophytic) ones. The paper considers the processes of serpentinization, amphibolization, greenstone metamorphism, propylitization, plagiogranitization and rodingitization. Active role of endogenous fluids in mineral alternation processes has been illustrated. It is concluded that the ophiolite assemblage has formed as a result of magmatic-metamorphic evolution of mantle and crustal matter in the primitive island arc-trench transitional zone.

Editorial Board:

Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR A.L. Knipper (Editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, Yu.B. Gladenkov, V.A. Driz

Responsible Editor

doctor of geological and mineralogical sciences A.G. Kossovskaya

Ю 1804020000-469
042(02)-91 383-91 I полугодие

© Издательство "Наука", 1991

ISBN 5-02-002159-8

ВВЕДЕНИЕ

За последние 20 лет изучение офиолитовых ассоциаций далеко продвинулось вперед в связи с активным исследованием океанов и разработкой концепции новой глобальной тектоники. Исследовались структурное положение, строение и особенности состава офиолитов, которые расценивались как генетическая ассоциация горных пород, представляющая океаническую кору геологического прошлого и блоки верхней мантии. Развивалось представление о том, что офиолиты формировались в зоне спрединга срединно-океанического хребта и мигрировали в результате раздвига океанического дна к окраинам континента, где тектонически перемещались в эвгеосинклинальные области (обдукция) или поглощались в мантии через зоны субдукции. Подтверждением этим представлениям служат аллохтонное залегание офиолитов и значительная роль в них серпентинитовых меланжей. В ряде случаев офиолитовые покровы залегают на флишевых и флишоидных комплексах. С развитием исследований по проблеме "Офиолиты" было показано, что офиолитовые ассоциации могли формироваться не только в срединно-океанических хребтах, но и в других геотектонических обстановках: островных дугах и желобах, окраинных бассейнах, трансформных разломах, континентальных рифтах [Колман, 1979; Moores, 1982; Добрецов, 1981].

В последние годы исследователи все чаще делают выводы о формировании офиолитов в структурах активных континентальных окраин: энсиматических островных дугах, внешних (фронтальных) частях этих дуг, окраинных морях, преддуговых и задуговых областях [Miyashiro, 1975; Beccaluva, 1982; Upadhyay, Neale, 1979; Lorenz, Fountain, 1982; Natland, Tarney, 1982; Bloomer, Hawkins, 1983; Mullen, 1984; Coleman, 1984; Gass et al., 1985; Рифейско-нижнепалеозойские..., 1985; Злобин, Закариадзе, 1985; Girardeau et al., 1986; Пирс и др., 1987; Davies, 1987; Ogawa, Naka, 1987; Закариадзе и др., 1987; и др.]. Активному развитию представлений о формировании офиолитов в раннеостроводужной обстановке над сейсмофокальной зоной способствовало обнаружение в ряде офиолитовых комплексов (Северная Монголия, Восточные Саяны, Троодос на Кипре, Беттс Коув Ньюфаундленда, Малый Кавказ и др.) магматических пород марианит-бонинитовой серии, характерных для фронтальных частей современных энсиматических островных дуг. Перечисленные области офиолитообразования в активных континентальных окраинах традиционно расцениваются как зоны эвгеосинклиналей [Буалло, 1985].

Схема полного разреза исследуемых в монографии офиолитов основана на предложениях Пенроузской конференции 1972 г. с изменениями по результатам обобщений более поздних литературных данных [Колман, 1979; Moores, 1982; Пинус, 1983; Марков и др., 1982; и др.]. В ней учтены материалы исследований автора. В общем виде смена комплексов в офиолитовом разрезе снизу вверх выглядит следующие образом: 1) ультрабазитовый, дунит-перидотитовый; 2) полосчатый, расслоенный, габбро-гипербазитовый, переходный от ультраосновных к основным породам с плагиогранитами в верхних частях — в дальнейшем для сокращения этот комплекс будет называться полосчатым; 3) массивных габброидов с диоритами, плагиогранитами и интрузивными брекчиями; 4) дайковый с соотно-

шением дайка в дайке; 5) вулканический с лавами основного и кислого состава, часто с субвулканическими и интрузивными образованиями плагиогранит-кварц-кератофировой серии и сопутствующими кремнистыми и пирокластическими породами. Осадочные серии, ассоциирующиеся с офиолитами, представлены пелагическими и гемипелагическими осадками и отложениями глубоководных конусов выноса терригенного и вулканического островодужного материала.

Полные разрезы офиолитовой ассоциации восстанавливаются не всегда. Они описаны, в частности, для офиолитов Бей-оф-Айлендс Ньюфаундленда, Папуа, Семайла Омана, Троодоса, Полярного Урала, Хантайширского комплекса Западной Монголии и др. Не существует единодушия в вопросе о генезисе нижних комплексов офиолитового разреза. В настоящее время развиваются представления как о реститовой (в большинстве случаев), так и магматической природе ультрабазитов. Для полосчатого комплекса предлагаются как метасоматические, так и магматические условия формирования. Поступление магмы при этом связывается с частичным плавлением верхней (литосферной) мантии. Изменение состава магмы ставится в зависимости от степени истощенности мантии, объема, который подвергается плавлению, и глубины плавления.

В целом офиолиты являются сложной полигенетической ассоциацией пород, сформированной в результате взаимодействия магматических, метаморфических и вулканогенно-осадочных процессов при участии деформаций как пластических, так и хрупких. Полигенетичность офиолитовой ассоциации в сочетании с нарушенной в большинстве случаев последовательностью офиолитового разреза, аллохтонным залеганием и тектонизацией отдельных его частей при существенной роли офиолитовых (серпентинитовых) меланжей чрезвычайно затрудняют задачу восстановления условий ее формирования и становления в эвгеосинклинальных областях. Существующие модели не в состоянии однозначно решить эти проблемы из-за отсутствия актуалистических ситуаций обдукции и субдукции, или подъема мантийного диапира. Региональные различия офиолитовых ассоциаций являются предметом исследований по типизации офиолитов, которая остается актуальной проблемой.

Несомненно, что восстановление истории офиолитов, описание геологических процессов, места и времени их формирования и становления в современной покровно-складчатой структуре можно осуществить только при комплексном исследовании проблемы, изучении всех ее аспектов (тектонического, петрологического, петрогеохимического, литологического и минералогического) исходя из реальных геологических соотношений комплексов офиолитов друг с другом и с пограничными (вмещающими) вулканогенно-осадочными толщами. Автором монографии ведущая роль в этих исследованиях отводится изучению эволюционного ряда минеральных преобразований пород офиолитового разреза во взаимодействии их друг с другом и вмещающими вулканогенно-осадочными комплексами с выявлением минералов-индикаторов P — T -условий и последующей оценкой геологической ситуации, в которой протекали эти процессы.

Объектами для решения поставленных задач послужили офиолитовые ассоциации и эвгеосинклинальные вулканогенно-осадочные комплексы Сахалина, Корякского хребта, Восточной Камчатки, хребта Ширшова в Беринговом море. В ходе исследований проводились сравнения с офиолитами Ньюфаундленда, Кипра, Восточных Саян, Монголии, Южного Урала, Японии, Омана и др. Для сопоставления с современными геологическими ситуациями использовались геологические, петрогеохимические и петрографо-минералогические данные изучения офиолитов и вулканогенно-осадочных комплексов Филиппинского моря. Представления о геологии и тектонике офиолитовых комплексов Сахалина и Корякского хребта отражены в ряде монографий, объяснительных записок к

картам и статей [Пушаровский, 1972; Пинус и др., 1973; Александров, 1978; Велинский, 1979; Алексеев, Кузнецова, 1980; Разницин, 1982; Рождественский, Речкин, 1982; Речкин, 1984; Очерки..., 1982; Пейве, 1984; Рихтер, 1987; Меланхолина, 1988; и др.]. Данные по геологии рассмотренных офиолитовых серий Восточной Камчатки извлечены из работ [Хотин, 1976; Селиверстов, 1980; Марков, 1975; Сухов, 1983; Разницин, 1984; Зинкевич, Цуканов, 1987; Пейве, 1986; и др.]. Геологическая история с конкретными геолого-геофизическими разрезами хребта Ширшова в Беринговом море оценена по статьям [Sholl, Greager, 1973; Богданов, Непрочнов, 1983; Непрочнов и др., 1985].

Краткая характеристика особенностей состава, строения и структурного положения рассматриваемых офиолитов и вулканогенно-осадочных комплексов, в которых они локализованы:

1. Различные комплексы, составляющие разрез офиолитов, имеют друг с другом и с пограничными вулканогенно-осадочными породами как ненарушенные, так и тектонические соотношения. Последние преобладают. В большинстве случаев реконструировано аллохтонное залегание офиолитов в виде пластин и блоков. Пластины и блоки сложены породами одного или нескольких комплексов, а также серпентинитовыми меланжами.

2. Выходы мало нарушенных офиолитовых массивов и серпентинитовых меланжей приурочены к зонам разломов (в том числе глубокого заложения) с предполагаемыми надвиговыми деформациями. Для Сахалина реконструирована сейсмофокальная палеозона, ограничивающаяся с востока позднемеловые структуры активной континентальной окраины [Рождественский, Речкин, 1982]. Современным ее выражением является пояс офиолитов п-ова Шмидта, залегающих на продолжении Восточно-Сахалинского глубинного разлома.

3. Нижние части разреза офиолитовых серий представлены в основном дунит-гарцбургитовыми комплексами видимой мощностью до 1—1,5 км, в разной мере серпентинизированными. В ряде массивов (Тамватнейский) они сменяются лерцолитами, также серпентинизированными. Г.В. Пинус с соавторами предполагали присутствие в этих комплексах наряду с первичными дунитами и перидотитами, представляющими реститы верхней мантии, вторичных, гибридных и метасоматических разновидностей этих пород, сформированных в результате внедрения габброидной магмы [Пинус и др., 1973].

4. Для полосчатого габбронорит-гипербазитового комплекса характерны региональные различия в составе и строении. В этом комплексе Восточного Сахалина габбронориты сложно чередуются с пироксенитами, верлитами, лерцолитами, аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами. В составе полосчатого комплекса Корякского хребта возрастает роль верлитов и габброноритов. Для них характерно четкое обособление габброидной и ультрабазитовой частей разреза. Те и другие в разной мере разлинзованы и будинированы. Массивные габброиды более характерны для офиолитов Корякского хребта.

5. Дайковый комплекс выразительно представлен на Сахалине (п-ов Шмидта), в Пенжинском хребте Камчатки и на п-ове Камчатский мыс. Пакеты полудаек тесно генетически и пространственно связаны с массивными габброидами и продолжают в офиолитовом вулканическом комплексе. В Корякском хребте развит дайково-силловый комплекс, в котором большая роль принадлежит штоко- и силлообразным телам габбро-диабазов и диабазов. Они часто ассоциируются с интрузиями плагногранитов и кварцевых кератофиров.

6. Вулканические комплексы, включая вулканогенно-кремнистые серии, представлены на Сахалине двумя, а в Корякском хребте тремя возрастными группами. На Сахалине — это триасово-раннемеловая и ранне-позднемеловая (до кампана), а в Корякском хребте — позднепалеозойско-триасовая, юрско-раннемеловая и позднемеловая (домастрихтская). Несовпадение возрастных датировок этих

комплексов Сахалина и Корякского хребта, возможно, связано с недостаточной их палеонтологической изученностью. Сведения о возрасте непосредственно вулканических комплексов офиолитов крайне ограничены. Известны фаунистические обоснования альб-сеноманского, триасового и юрско-раннемелового возраста. К офиолитам автором отнесен спилит-кератофировый комплекс вулканитов, непосредственно надстраивающий дайковый, в котором наблюдалось продолжение пакетов полудаек и размещались силлы габбродиабазов. Такие отношения выявлены в большом числе офиолитовых блоков и массивов Восточного Сахалина (п-ов Шмидта, р. Герань) и Корякского хребта (хребет Кэнкэрен, Тамватнейские и Чирынайские горы, бассейны рек Малый Научирынай, Ныгчеквеем, Выходной, Рыннатанмельгин, Лагерной, горы Ржавая, Наанкней, Эконай, Угрюмая и др.).

7. Вулканогенно-осадочные комплексы, в которых локализованы офиолиты, являются отложениями широкого возрастного интервала: от позднеюрского-раннемелового до позднемелового (кампан—маастрихт). Формирование этих комплексов реконструируется в палеобассейнах, сопоставимых с краевыми морями современной северо-западной периферии Тихого океана.

8. Известково-щелочные непрерывно дифференцированные вулканические серии, характерные для зрелых островных дуг, по условиям залегания большей частью оторваны от офиолитов и являются более молодыми (палеоцен—миоцен) образованиями.

9. Конечная стадия сложной истории становления офиолитов в эвгеосинклинальных областях северо-западного обрамления Тихого океана датируется концом плиоцена [Речкин, 1984].

Работа выполнена в лаборатории геоминералогии ГИН АН СССР по теме "Минеральные преобразования пород меланократовых комплексов и их роль в становлении земной коры", поставленной по инициативе академика А.В. Пейве, члена-корреспондента АН СССР П.П. Тимофеева и заведующей лабораторией профессора А.Г. Коссовской. Полевые геологические исследования и обсуждение полученных данных проводились совместно с коллегами по Восточной экспедиции ГИН АН СССР, возглавляемой академиком Ю.М. Пушаровским: С.В. Руженцевым, С.Д. Соколовым, А.А. Пейве, В.П. Зинкевичем, Ю.Н. Разнициным, А.Д. Казимировым, Н.В. Цукановым, А.В. Рихтером и сотрудниками СВКНИИ ДВО АН СССР С.Г. Бялобжеским, А.С. Паланджаном, В.П. Крячко. Детальные минералогические исследования, в частности изучение серпентинов, выполнены совместно с сотрудниками лаборатории физических методов В.А. Дрицем, М.В. Слонимской, Б.И. Ворониным, А.Л. Соколовой. Различные части работы и аспекты исследований обсуждались с коллегами из лаборатории геоминералогии В.И. Муравьевым, И.М. Симановичем, Т.Н. Соколовой, В.В. Петровой, О.С. Ломовой, С.Г. Сколотневым. Пользуясь случаем, выражаю всем глубокую благодарность. В первые годы исследований автору особенно помогла поддержка, личный пример и работы доктора геолого-минералогических наук В.Д. Шутова, рано ушедшего из жизни.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Серпентинизация является вездесущим и большей частью ведущим процессом вторичного изменения гипербазитов ультраосновного и полосчатого комплексов офиолитов. Она в разной мере, часто существенным образом (70—100% объема породы), затушевывает первичное строение и состав гипербазитов, а также характер их предшествующих высокотемпературных изменений, затрудняя тем самым оценку их генезиса и истории метаморфизма. В этом плане серпентинизация предстает как объект для первоочередного рассмотрения. Обычно серпентинизации принимается за изохимичный процесс метаморфических изменений ультрабазитов и исключается из обсуждения генезиса породы.

Предпринятое автором исследование серпентинизации различных типов ультраосновных пород ставит целью получить дополнительные критерии для оценки условий серпентинизации и стабильности ее проявлений. Серпентинизация обсуждается раньше других метаморфических преобразований пород офиолитовой ассоциации по двум причинам: 1) аподунит-гарцбургитовые серпентиниты начинают разрез офиолитов; 2) серпентиниты соприкасаются со всеми остальными членами офиолитовой ассоциации и поэтому могут служить индикаторами условий их становления. Другие изменения ультраосновных пород, преимущественно контактово-реакционные, рассматриваются во всех последующих главах в связи с минеральными преобразованиями таких комплексов, как полосчатый, габброидный, дайковый и спилит-кератофировый.

История исследования по проблеме серпентинизации ультрабазитов насчитывает более 100 лет. Несмотря на большие успехи, достигнутые в детальном изучении продуктов серпентинизации, прогнозировании и моделировании физико-химических условий процесса, анализе геологических условий проявления того или иного типа серпентинизации, к настоящему времени в этой проблеме остается много неясных, нерешенных и дискуссионных вопросов. Рассмотрение литературных источников показывает, что наиболее труднорешаемым и наиболее важным в проблеме серпентинизации по-прежнему является вопрос об условиях ранней (начальной) серпентинизации и источниках флюидов, формирующих ОН-группы минералов [Лодочников, 1936; Артемов, Кузнецова, 1969; Макарушев, 1975; Штейнберг, Чашухин, 1977; Canadian Mineralogist, 1979; Moody, 1976; Варлаков, 1978; и др.].

Со времени экспериментов по моделированию природных процессов серпентинизации ультрабазитов, выполненных Н.Л. Боуэном и О.Ф. Таттлом, оформилась и стала господствующей гипотеза об образовании серпентинитов в результате наложенной гидратации твердых продуктов ультрабазитовых комплексов (мантийных реститов) под влиянием различных водных растворов: из вмещающих пород, связанных с гранитным магматизмом, метеорных и океанских вод [Боуэн, Таттл, 1950; Штейнберг, Чашухин, 1977; Coleman, Keith, 1971; Wenner, Taylor, 1973]. Представление В.Н. Лодочникова, В.Н. Бенсона, Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, Х.Х. Хесса, А.Н. Заварицкого и др. об автотетасоматической серпентинизации, в том числе с участием водорода, после блестящих экспериментальных работ с

гидротермальными растворами в исследованиях не использовались [Заварицкий, 1925; Корыткова и др., 1972; Левинсон-Лессинг, 1910; Лодочников, 1936; Hess, 1936; Benson; 1918; Jishi, 1973; и др.].

В последние 10—15 лет в связи с накоплением большого фактического материала по геологии, петрографии и минералогии ультрабазитов, по экспериментальному моделированию серпентинизации с участием безводных флюидов, по изучению флюидов в ультраосновных породах в литературе стал обсуждаться вопрос о возможности ранней серпентинизации ультрабазитов при участии восстановительных газов (H_2 , CH_4) [Велинский, 1978; Летников, 1980; Лутц и др., 1976; Маракушев, Перчук, 1974; Маракушев, 1975; Маршинцев, Барашков, 1979; Капустин, 1979; Никольский, 1984; и др.]. При этом образование гидроксильных групп серпентинов в глубинных условиях связывается с окислением H_2 или CH_4 , которые содержались в первичных минералах (оливин, пироксен) или были привнесены восходящими флюидами из мантии. Эти представления позволяют с новых позиций вернуться к обсуждению гипотезы об автометаморфической серпентинизации. Что касается данных о содержании H_2 и CH_4 в ультрабазитах, то они немногочисленны и приводятся для пород в целом [Агафонов и др., 1976; Летников, 1980; Маршинцев, Барашков, 1979; Кузнецов, Симонов, 1988].

В то же время для решения вопроса об участии глубинных восстановленных флюидов в процессах серпентинизации прежде всего необходимо провести детальное минералогическое изучение как первичных минералов (оливин, пироксен, хромшпинелид и др.), так и серпентинов различных генетических типов, а также установить в них состав газовых компонентов с тем, чтобы проследить динамику изменения содержания летучих от исходных оливинов и пироксенов к серпентинам ранней и поздней генераций [Юркова и др., 1982]. Очевидно, что только такое исследование с использованием данных эксперимента, выявляющих специфику процессов окисления H_2 , CH_4 , CO как возможных источников ОН-групп серпентиновых минералов, позволит подойти к рассмотрению конкретных механизмов серпентинизации под воздействием газовой фазы [Hossain, 1977]. При этом степень изохимичности процесса может контролироваться по балансу вещества исходных и конечных продуктов.

Объекты и методика исследований. Объектами служили серпентиниты из офиолитовых комплексов Восточного Сахалина (п-ов Шмидта, Восточно-Сахалинские горы) и Корякского хребта (офиолитовый массив горы Эконай, Росомашинский, Рытгыльский, Чирынайский и Четкинваямский меланжи) (рис. 1). При полевых исследованиях была собрана коллекция серпентинитов, залегающих в различных структурно-геологических позициях: 1) в центральных частях сравнительно крупного (площадью 42 км²) Южно-Шмидтовского дунит-гарцбургитового массива; 2) в виде протрузий в туфы спилит-кератофирового комплекса; 3) из блока массивных серпентинитов офиолитового меланжа, граничащих с сеноманским вулканогенно-осадочным флишидным комплексом, в поле развития которого локализован офиолитовый меланж; 4) на контакте с родингитами; образцы из перечисленных зон отобраны на п-ове Шмидта Северного Сахалина; 5) в виде полос в полосчатом комплексе Березовского массива Восточно-Сахалинских гор, а также Рытгыльского и Четкинваямского меланжей; 6) в виде блоков площадью 0,3—0,5 км² массивных серпентинитов в офиолитовых массивах (гора Эконай, Росомашинский и Рытгыльский меланжи); 7) из рассланцованных серпентинитов, разграничивающих блоки в вышеперечисленных массивах и меланжах.

Для Южно-Шмидтовского массива характерны преобладание гарцбургитов над дунитами, присутствие лерцолитов в краевых частях и незначительная роль пироксенитов, в том числе в виде даек и жил. В северной части массива дунит-

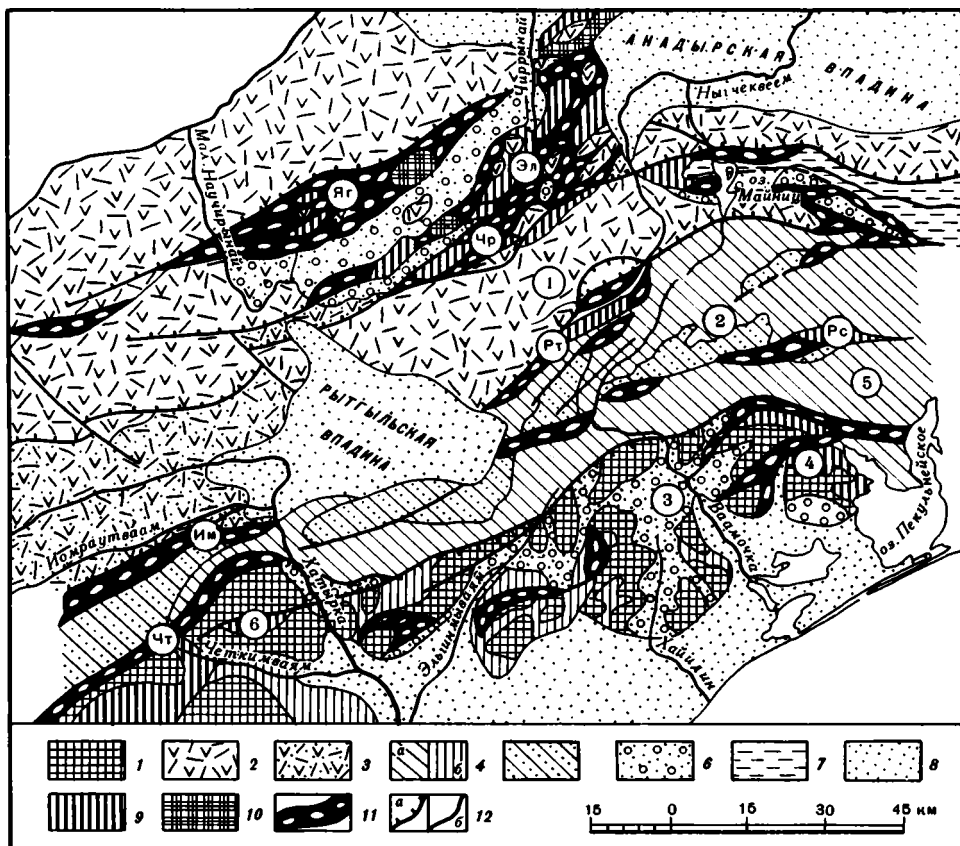


Рис. 1. Геолого-структурная схема северо-восточной части Корякского нагорья [Александров, 1978]

1—8 — отложения: 1 — вулканогенно-кремнистые верхнего палеозоя (C_1 — P_2), вулканогенно-кремнистые и терригенные верхней юры—мела (J_3 — K), 2 — верхней юры—мела, 3 — верхнего мела (сеноман-турон), 4 — преимущественно терригенные верхней юры—мела в Альтатваамской (а) и Эконайской (б) структурных зонах, 5 — палеогеновой молассы, 6 — олистостромсодержащие и автокластические брекчии мезозоя (нерасчлененные), 7 — терригенные палеогена—неогена, 8 — неоген-четвертичные рыхлые наложенных впадин; 9 — габбро, габброамфиболиты, плагиограниты (полосчатый комплекс); 10 — гипербазиты; 11 — серпентинитовый меланж (Яг—Ягельный, Эл—Эльгеваямский, Чр—Чирынайский, Рс—Росомашинский, Рт—Рыттыльский, Им—Иомраутский, Чт—Четкинваямский); 12 — надвиги (а) и крутопадающие разломы (б). 1—3 — структурные зоны: 1 — Майницкая, 2 — Альтатваамская, 3 — Эконайская; 4, 5 — массивы офиолитов: 4 — горы Эконай, 5 — горы Наанкней; 6 — бассейн рек Выходной и Рыннатынмелыгын

гарцбургитовый комплекс имеет преимущественно массивное строение, в то время как в центральной части массива наблюдается его расслоение, которое выражено чередованием протяженных (первые километры) слоев псевдоморфно-серпентинизированных гарцбургитов и дунитов мощностью от 1—2 до 10 м. В чередование включены мелкие линзы и шлиры хромитов. Тонкая (до первых сантиметров) полосчатость ультрабазитов в центральной части массива обусловлена неравномерным обогащением пород оливином и энстатитом. Ориентировка полосчатости совпадает с ориентировкой контактных зон дунитов и гарцбургитов. Судя по ориентировке полосчатости массив является антиклинальной структурой с крутым, почти вертикальным юго-западным и более пологим восточным крыльями [Рождественский, Речкин, 1982]. Глубина, до

которой можно ожидать продолжения ультрабазитов, может быть оценена по глубине нижней кромки Восточно-Сахалинской магнитной аномалии и составляет 14—17 км, а протяженность в субмеридиональном направлении — от 250 до 1000 км [Сычев 1966; Меланхолина, 1988].

Краевые восточная и западная части массива представляют собой зоны милонитизации и рассланцевания интенсивно серпентинизированных ультрабазитов, включающих в разную мере измененные дайковые и штоковые тела габбро-диабазового состава, которые в результате подвижек по сетке крутопадающих разломов были разбиты и растащены на линзы и пластины размером от 3—5 до 20 м. В субмеридиональном направлении такие зоны прослеживаются на расстоянии до 6 км, а в поперечном пересечении — до 0,5 км. Милонитизация, рассланцевание наряду с интенсивной серпентинизацией наблюдаются в приразломных зонах внутри массива. Образцы для исследований отбирались в ненарушенных блоках центральной части массива. Что касается офиолитового (серпентинитового) меланжа мыса Елизаветы на п-ове Шмидта, то, по мнению ряда исследователей, он слагает аллохтонную пластину, надвинутую на флишoidalный комплекс [Рождественский, Речкин, 1982; Разницин, 1982].

Офиолитовая ассоциация горы Эконай представлена в основном полосчатым комплексом, неравномерно полистадийно деформированным (бластез, филлонитизация, рассланцевание) и метаморфизованным. В комплексе сочетаются нориты, габбронориты, избирательно амфиболитизированные и родингитизированные, и серпентиниты. Рассланцованные серпентиниты содержат будины дайковых пород (габбродиабазы и плагиограниты). В комплекс включены блоки массивных аподунитовых серпентинитов размером в среднем $0,3 \times 0,5$ км (рис. 2). В этих блоках наблюдаются нетектонизированные биметасоматические контакты массивных серпентинитов с полосчатыми габброноритами. На контакте развиты высокотемпературные контактово-реакционные слои: от бронзит-диопсидовых, примыкающих к серпентинитам, до хлорит-пренит-амфиболовых родингитов за счет габброноритов. По разломам полосчатый комплекс граничит с блоками пород вулканоплутонической спилит-кератофировой серии. Интрузии плагиогранитов, связанные с этой серией, включены в полосчатый комплекс в виде даек, жил и силлов. В этой главе детально обсудим полистадийную серпентинизацию блоков массивных и рассланцованных аподунитовых серпентинитов.

После петрографической типизации серпентинитов были выбраны образцы для детальных минералогических исследований, которые проводились с использованием комплекса физических методов. Для определения структурной принадлежности серпентинов использовался рентгеноструктурный анализ в сочетании с методом микродифракции электронов. Определение химического состава минералов осуществлялось с помощью микроанализатора MS-46, что позволило исследовать тонкие минеральные сростки и исключить влияние на состав серпентинов мельчайших (2—3 мкм) включений. Предварительно была проведена методическая работа по установлению оптимальных режимов, подбору эталонов, выявлению ошибок и т.п. В каждом отдельном случае выявлялась степень неоднородности объекта, после чего для анализа выбирался гомогенный участок. Проводилось сравнение данных рентгеноспектрального анализа серпентинитов с данными "мокрой" химии мономинеральных порошков.

Эти трудоемкие методические исследования позволили корректно оценить состав исследуемых серпентинов. Содержание воды определялось на микротермовесах фирмы Setaram. Анализ состава газов проводился на этом же приборе, представляющем собой адсорбционный хроматограф, присоединенный к термогравиметрической установке. Использование малых навесок (40—100 мг) позволяло изучать минералогически максимально однородные образцы. Они нагревались до температуры, не превышающей температуры разложения серпен-

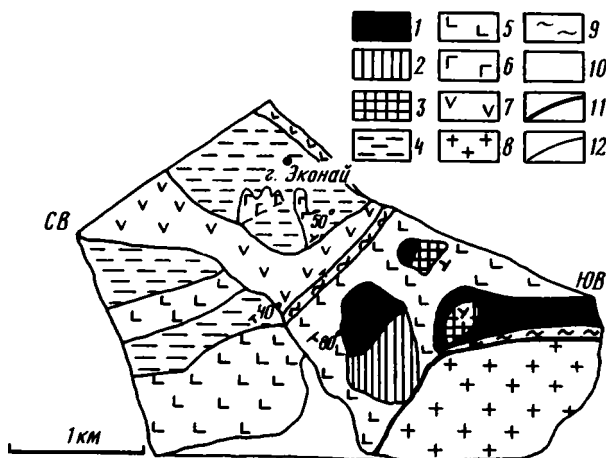


Рис. 2. Геологическая схема массива офиолитов горы Эконай (Корякский хребет)

1 — массивные серпентиниты аподунитовые; 2 — чередование полос (30—70 м) измененных полосчатых габброноритов (первый тип) и серпентинитов; 3 — то же, с высокотемпературными контактово реакционными слоями; 4 — перекристаллизованные габбронориты второго типа; 5 — измененные полосчатые габбронориты с гипабиссальными телами кварцевых кератофиров и плагиогранитов; 6 — интрузивные тела неполосчатых габброноритов; 7, 8 — спилит-кератофировый комплекс; 7 — эффузивно-туфовые фации, 8 — интрузивные тела кварцевых кератофиров и плагиогранитов; 9 — рассланцованные серпентиниты; 10 — четвертичные отложения; 11 — зона автоматических брекчий; 12 — границы комплексов

тинов (600°C). Выделяющиеся газы анализировались непрерывно в процессе нагрева, что позволяло сопоставлять кинетику выхода различных газов. Вода задерживалась в ловушке, заполненной окисью алюминия; ее количество определялось по потере веса за вычетом суммы всех выделившихся газов. Непрерывная продувка пространства печи инертным газом уменьшала вероятность взаимодействия газов между собой и образцом, избыточное давление в системе исключало окисление водорода и других газов за счет подсасывания воздуха. В качестве газа-носителя использовался, как правило, гелий; при определении водорода в отдельных опытах для повышения чувствительности — аргон. Эти определения выполнены М.В. Слонимской.

Соотношение Fe^{2+} и Fe^{3+} устанавливалось с помощью ЯГР. Микроморфологические особенности серпентинитов выявлялись в растровом электронном микроскопе. Зерна, пластинки, чешуйки серпентинитов определенных морфогенетических типов (петельчатые, бастиновые и др.) размерностью 63—5 мкм отделялись друг от друга и от других минеральных примесей с помощью градиентной трубки, сепаратора СИМ-1 и вручную под бинокулярном. Операции по очистке повторялись неоднократно до получения однородных фракций. Однородность состава отобранных фракций проверялась в иммерсионных препаратах, оптическом микроскопе, рентгеном, а также выборочно уточнялась с помощью электронного рентгеновского микроанализатора MS-46. В последнем случае использовались растровые изображения петрогенных элементов в рентгеновском излучении K_{α} и профили изменения содержания основных элементов при пересечении зондом проверяемых частиц. Исследовались минералы, ассоциирующиеся с серпентинитами: оливин, пироксены, хромшпинелиды, магнетит, сульфиды, тальк и др.

Типы серпентинитов и условия серпентинизации ультрабазитов. Комплексное изучение серпентинитов позволяло обоснованно выделить их основные типы и рассмотреть условия их образования. Определяющее значение

Таблица 1

Химический состав породообразующих минералов апогарибургитового серпентинита (обр. 251) по данным электронно-зондового микроанализа, % мас.

Компоненты	251о	251а	251в	251е	251к	251б	251и	251з	251ж	251д	251х	251м
SiO ₂	41,62	42,07	41,94	39,40	39,58	39,67	41,31	41,20	56,56	54,16	0,09	39,60
Al ₂ O ₃	0,00	1,49	0,09	0,00	0,96	0,00	0,38	0,96	0,92	1,05	24,31	1,19
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,00	0,05	0,11	0,01	0,63	0,14	1,88	1,93	39,21	He опр.
Fe ₂ O ₃	—	2,07*	6,19	6,57	5,30	2,62*	—	—	—	—	—	6,55
FeO	9,33	3,00*	—	—	—	5,50*	7,07	20,49	7,03	2,79	20,59	1,84
MgO	48,55	39,37	39,85	40,07	38,69	40,06	39,23	21,30	33,13	18,41	13,49	34,28
CaO	0,00	0,87	0,19	0,09	1,18	0,17	0,30	13,44	0,69	22,56	0,00	3,74
NiO	0,31	0,27	0,28	0,28	0,62	0,11	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	He опр.
Сумма	99,81	89,18	88,54	86,46	86,44	88,14	88,92	97,53	100,25	100,93	97,69	87,20
H ₂ O*	0,00	11,03	12,07	He опр.	He опр.	He опр.	11,00	He опр.	0,00	0,00	0,00	11,38
Количество ионов												
Si	1,01	3,78	3,94	3,76	3,82	3,77	4,00	6,42	1,96	1,95	0,00	3,80
Al ^{IV}	0,00	0,16	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,17	0,04	0,04	0,89	0,14
Al ^{VI}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,02	0,05	0,05	0,97	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,14	0,44	0,47	0,30	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,48
Fe ²⁺	0,19	0,22	0,00	0,00	0,00	0,44	0,57	2,65	0,20	0,08	0,53	0,15
Mg	1,77	5,26	5,62	5,74	5,60	5,71	5,70	4,97	1,72	0,99	0,63	4,94
Ca	0,00	0,08	0,02	0,01	0,12	0,02	0,03	2,24	0,02	0,87	0,00	0,38
Ni	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма катионов	2,98	9,66	10,05	10,00	9,95	10,13	10,40	16,47	3,99	3,98	3,02	9,89
ОН	0,00	7,18	7,56	8,00	8,00	8,00	7,02	2,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O	4,00	10,00	10,44	10,00	10,00	10,00	10,98	22,00	6,00	6,00	4,00	10,00
Ng	1,685	1,573—1,570	1,568—1,566		1,555	1,565	1,576	1,594	1,670	1,695	He опр.	1,555
Np	1,651	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	1,565	He опр.	1,657	1,666	"	He опр.

*Соотношение Fe₂O₃ и FeO по данным ЯГР.

Примечание. Содержание H₂O* во всех случаях, кроме обр. 251м, приводится по данным микротермовесового анализа. Прочерк в графе Fe₂O₃ или FeO означает, что железо представлено в какой-либо одной форме в зависимости от условий, удовлетворяющих равенству зарядов катионов и анионов при расчете кристаллохимических формул. Обр. 251о — оливин ($f=9,1$), 251а — антигорит, 251в — лизардит 1, 251е — лизардит 2, 251к — клинохризотил, 251б — баститовый лизардит, 251и — игольчатый лизардит, 251з — переходное амфибол—серпентин образование (?), 251ж — эстатит ($f=10,3$), 251д — диопсид ($Fs=4,1$), 251х — хромшпинелид, 251м — клинохризотил (данные мокрого химического анализа, не приводится содержание MnO, Na₂O, K₂O, TiO₂, H₂O, в сумме составляющее 1,5%). $f = 100Fe/(Fe+Mg)$, % ат.; Fs — содержание ферросилитовой составляющей, % мол.

при выделении основных типов имели геологическая позиция и состав минеральных ассоциаций серпентинитов. Исходя из поставленной задачи, наиболее важным моментом при этом было выявление серпентинитов ранней безмагнетитовой серпентинизации. Они представлены апогарцбургитовыми серпентинитами, характерными для центральных ненарушенных частей дунит-гарцбургитового массива, которые можно рассматривать как наиболее древний комплекс офиолитов [Колман, 1979].

Степень серпентинизации исходного гарцбургита составляет 70—80%. Для породы характерны псевдоморфные структуры: бластопорфировидная, с псевдоморфозами серпентина по ромбическому пироксену, с петельчатой структурой основной массы на участках развития серпентина за счет оливина и решетчатой — при образовании серпентина по пироксенам. Пироксены составляют около 25% породы. В результате твердого распада первичного ромбического пироксена произошло образование энстатита с вростками диопсида в соотношении по объему 6:1. При серпентинизации энстатита вростки диопсида сохраняются. Степень устойчивости пироксенов в процессе их замещения серпентином в целом более высокая, чем оливинов. Энстатит и оливин имеют близкие степени железистости (9,1 и 10,3%), но различаются тем, что оливин в своем составе содержит никель, а энстатит — хром (табл. 1, обр. 251о, 251ж).

Особенностью петельчатой структуры серпентинитов является зональное неоднородное строение петли, в которой выделяется ряд зон, различающихся по морфологии кристаллических агрегатов, составу и химизму слагающих их серпентинов (табл. 1, а). Центральная, прилегающая к оливину часть сложена почти изотропным антигоритом с показателем преломления $N_g = 1,570—1,573$, с параметром ячейки $a = 35,5 \text{ \AA}$ и содержит тончайшие включения самородного сплава FeNi_2 . Антигорит имеет микропластинчатое строение (табл. 1, б). Для состава его характерно относительно высокое содержание катионов Al и Ca. Последние, по-видимому, находятся в межслоях. Кристаллохимические формулы лизардитов и хризотилов рассчитывались на анионный каркас $\text{O}_{10}(\text{OH})_8$. Для антигорита состав анионного каркаса $\text{O}_{10}(\text{OH})_{7,14}$ был определен на основе рентгеновских данных по методике С.У. Бейли [Crystal ..., 1980], исходя из величины сверхпериода $a = 35,5 \text{ \AA}$ (см. табл. 1, обр. 251а). В серпентине центральной зоны по данным рентгеновского и микротермогравиметрического анализов присутствует тонкодисперсный брусит, не обнаруживаемый оптическими методами. Содержание его, оцененное по количеству воды, выделяемой при 495°C , не превышает 5%. Краевая зона внутренней части петли сложена структурно неупорядоченным лизардитом (лизардит 1) с параметрами ячейки $a = 5,31$, $b = 9,21$, $c = 7,30 \text{ \AA}$. Лизардит имеет крупнопластинчатое строение (табл. 1, в). Пластинки его ориентированы под углом около 30° к микропластинчатости антигорита и под углом 50° к направлению ориентировки пластинок серпентина в просечке, образующей петлю.

Количество включений FeNi_2 в краевой зоне по сравнению с центральной сокращается в 5—10 раз. В отличие от антигорита в составе лизардита резко уменьшается содержание Al и Ca и возрастает содержание структурно связанной воды (см. табл. 1, обр. 251в). Особенностью лизардита является то, что часть тетраэдрических позиций структуры заселена катионами Fe^{3+} . Просечки, разделяющие петли, состоят из лизардита (лизардит 2), в составе которого содержание Al падает до 0, а Ca резко сокращается, при этом количество NiO не изменяется. Кристаллохимическая формула, как и в предыдущем случае, удовлетворительно рассчитывается при условии вхождения железа в структуру лизардита в виде Fe^{3+} . Степень заселения тетраэдрических позиций катионами Fe^{3+} возрастает (см. табл. 1, обр. 251е). На концах лизардитовых пластинок наблюдается расщепление и образование клинохризотила (табл. 1, г). Цент-

ральная часть просечки, долгое время служившая путями миграции флюидов, сложена клинохризотилом. По сравнению с лизардитами показательным для клинохризотила является относительно высокое содержание Al, Ca, NiO и пониженное Fe. При этом в нем увеличивается количество структурно связанной воды. С другой стороны, в структуре клинохризотила, так же как и в лизардите, часть тетраэдрических позиций заселена катионами Fe^{3+} (см. табл. 1, обр. 251к). Таким образом, лизардиты внутренней части полости петли заметно отличаются по составу как от антигорита, так и от клинохризотила.

По энстатиту сформированы серпентины двух типов. Для серпентина первого типа характерен игольчато-тонкопризматический облик кристаллических обособлений и высокий показатель преломления $N_g = 1,576$. Серпентин второго типа (бастит) имеет более низкий показатель преломления $N_g = 1,565$ и тонкопластинчатое строение (табл. II, а). Оба типа серпентина представлены лизардитом с параметрами ячейки: $a = 5,31$, $b = 9,21$, $c = 7,30$ Å. Так же как и апооливиновые лизардиты, они заметно различаются по составу таких элементов, как Al, Cr, Ni. В частности, апопироксеновые лизардиты первого морфологического типа, как бы наследуя исходный состав энстатита, содержат заметное количество Al и Cr при отсутствии Ni (см. табл. 1, обр. 251и). Напротив, баститовый лизардит при отсутствии Al и ничтожной примеси Cr содержит Ni (см. табл. I, обр. 251б). Особенностью баститового лизардита является вхождение ионов Fe^{3+} в тетраэдрические позиции структуры.

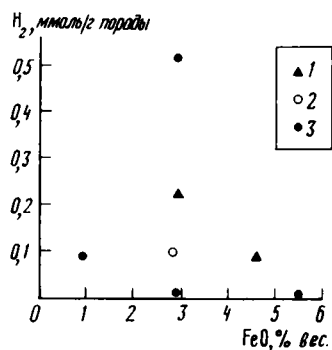
Таким образом, намечаются вполне определенные черты сходства и отличия в составе серпентинов, образовавшихся по оливину и энстатиту. В частности, апооливиновый антигорит и лизардит с игольчато-призматическим обликом кристаллов характеризуются заметными количествами катионов Al, в то время как баститовый лизардит и апооливиновые лизардиты практически не содержат этого элемента. Весьма важным для понимания природы процесса серпентинизации энстатита оказались данные по распределению элементов, полученные в рентгеновском K_{α} излучении на соответствующих растровых изображениях. Так, в лизардитах первого морфологического типа постоянно присутствует хлор. По присутствию хлора четко выявляется граница, разделяющая серпентинизированный и несерпентинизированный энстатит (табл. II, б). При этом полосы повышенного содержания кальция отмечают ламелли диопсида, по которым развивается кальциевый амфиболоподобный минерал, низкоалюминиевый и низкокремнистый, по соотношению Fe^{2+} и Mg сходный с актинолитом (см. табл. 1, обр. 251з). Возможно, он является минеральным образованием переходного состава амфибол—серпентин.

Порода в целом рассекается тонкими (до 1 мм) редкими прожилками клинохризотила ($a = 5,31$, $b = 9,20$, $c = 14,6$ Å, $\beta = 95,3^\circ$), для состава которого характерно повышенное содержание Al и аномально высокое — Ca, не связанное с присутствием карбонатов (см. табл. 1, обр. 251м). Часть окисного и закисного железа в анализе связана с присутствием мельчайших (сотые доли миллиметра) включений магнетита. Эта часть окислов (0,65% Fe_2O_3) при расчете кристаллохимической формулы клинохризотила не учитывалась. Из рудных компонентов в породе, кроме железистого никеля, присутствуют редкие зерна хромшпинелида размером в десятые доли миллиметра неправильной удлиненной формы (см. табл. 1, обр. 251х). В прожилках, кроме магнетита, встречены редкие зерна пирита. В аншлифе площадью 50×50 мм² выявлена одна частица самородной меди размером в сотые доли миллиметра.

Таким образом, при рассмотрении особенностей структуры и состава различных морфологических типов серпентинов, их текстурных взаимоотношений выявляется следующее: 1) для центральных участков полости петли характерен парагенез антигорита и железистого никеля, формирование которого возможно

только в восстановительных условиях [Васильев и др., 1976; Рамдор, 1967; Смирнова, 1970; Грудинин, Секерин, 1979; и др.]; 2) весьма тонкозернистое строение антигоритовой зоны и непосредственное замещение оливина антигоритом, а антигорита в полости петли крупнопластинчатым лизардитом, а последнего, в свою очередь, продольно-пластинчатым лизардитом второй генерации свидетельствуют о раннем образовании антигорита непосредственно по оливины. Факты образования антигорита непосредственно по оливины приводят в своих работах Г.В. Пинус с соавторами [Пинус и др., 1958; Велиокий, 1979].

Рис. 3. Соотношение FeO и H_2 в серпентинитах
1 — антигорит; 2 — лизардит; 3 — порода в целом



В изученных серпентинах обнаружены H_2 , CH_4 , CO_2 , CO (CO количественно не определялось). Отметим, что во всех случаях водород и метан выделялись синхронно, начиная с $T = 350^\circ \text{C}$. Известно, что водород может образовываться в железосодержащих минералах благодаря окислению Fe^{2+} как при взаимодействии этих минералов с кислородом воздуха, так и за счет структурных OH -групп самого минерала при его нагревании (автоокисление). Первая возможность практически исключена благодаря продувке печи инертным газом с избыточным давлением. Автоокисление же силикатов в атмосфере инертного газа, как правило, весьма незначительно, соответственно мал и связанный с этим процессом выход водорода [Ершова, Дмитриев, 1978]. В наших опытах это подтверждается отсутствием корреляции между содержанием FeO в образцах (уточненным на основании данных микрозондового анализа методом мессбауэровской спектроскопии) и количеством выделившегося водорода (рис. 3). Эти данные, а главное синхронность выхода H_2 и CH_4 , в процессе нагревания образцов дают основание утверждать, что подавляющая часть водорода не может быть отнесена за счет автоокисления ионов Fe^{2+} при нагревании серпентинитов, а содержалась исходно в изучаемых минералах.

Следует иметь в виду, что количество водорода, определенное при хроматографическом анализе, существенно ниже его концентрации в момент образования породы. Значительная часть водорода теряется в результате диффузии из структуры минералов в межзерновое поровое пространство. При этом в минералах разного типа сохранность водорода может быть различной не только в зависимости от микроструктуры этих минералов, но и от формы, в которой содержится в них H_2 . Известно, что подвижность молекулярного водорода весьма мала, коэффициент диффузии гидридного водорода меньше, чем гидроксильного, на 1—2 порядка [Жуховицкий, Шварцман, 1976]. По всем причинам степень консервации водорода в оливинах и пироксенах должна быть выше, чем в серпентинах. Кроме того, следует учитывать, что дробление породы также приводит к потерям газовой фазы.

Результаты анализа состава газов приведены в табл. 2. Видно, что наиболее

Таблица 2
Содержание газов в минералах, ммоль/г породы

Газ	251a+251o	251a	251в	251e	251б
H ₂	0,35	0,23	0,15	0,14	0,00
CH ₄	He опр.	0,03	0,015	0,02	0,015
CO ₂	"	0,10	0,08	0,07	0,14

Газ	251 (порода)	446	626	1335	457	284
H ₂	0,13	0,50	0,06	0,09	0,10	0,01
CH ₄	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	He опр.
CO ₂	0,06	0,12	0,06	0,11	0,29	0,03

высокие содержания H₂ и CH₄ характерны для апполивиновых антигоритов ранней генерации (обр. 251a). В случае добавки к антигориту оливина (обр. 251o) (около 15% по объему) содержание водорода существенно возрастает (табл. 2, обр. 251a + 251o). Следовательно, высокое содержание водорода в гарцбургитах, как и было установлено ранее [Агафонов и др., 1976], связано с оливином. По нашим данным, оно может быть оценено 0,8 ммоль/г. Количество водорода уменьшается при замещении антигорита лизардитом (обр. 251в) и в лизардитах из просечек, образующих крупные петли, в центре которых существовали долгоживущие пути миграции флюидов (обр. 251e), и падает до нуля в баститовых лизардитах (обр. 251б). Эти результаты подтверждают представление о том, что ассоциация антигорита, содержащего железо преимущественно в двухвалентном состоянии, с железистым никелем формировалась в восстановительных условиях. Наличие окиси углерода, фиксируемое во всех образцах, также свидетельствует о восстановительном характере среды, в которой происходили процессы серпентинизации. В этих условиях невозможно образование водорода за счет окисления части двухвалентного железа.

Присутствие водорода, метана и окиси углерода в серпентинах могло быть обусловлено составом первичных восстановленных флюидов, сопровождающих глубинный, подкорový гипербазитовый магматизм, или связано с метаморфическими сегрегациями флюидов при первичном пластическом течении вещества мантии [Маракушев, 1975; Кушев, Миронов, 1980; Кутолин, 1977; и др.]. Приуроченность повышенных концентраций H₂ и CH₄ только к оливинам или продуктам их серпентинизации не может однозначно свидетельствовать в пользу какого-либо одного из этих предположений. Молекулы водорода могли быть захвачены оливином в виде включений или войти в его структуру как при кристаллизации расплава, так и в процессе пластического течения вещества мантии. Присутствие водорода в оливине можно связывать с особенностями структуры и состава последнего, а именно с высоким сродством водорода к магнезию, которого больше в оливине, и низким — к кремнезему, которого больше в ортопироксене. Кроме того, надо учитывать, что пироксены с большей

вероятностью могли освободиться от водорода при твердофазном распаде или при деформациях.

Установлено, что пироксены при пластических деформациях испытывают более значительные, чем оливин, изменения структуры и состава [Савельева, Степанов, 1979]. Восстановленные флюиды на глубине могли быть частично сконцентрированы в зонах растворения и позднейшего залечивания оливина при пластических деформациях. Можно предполагать, исходя из кристаллографических ориентировок направлений серпентинизации, расположение зон растворения по направлению граней ромбоэдра, базопинокоидов или дипирамид. Это предположение подтверждает сглаженная неправильно-ромбоэдровидная и дипирамидальная форма оливин-антигоритовых обособлений с двоякими углами между гранями: 120—130 и 50—60°. Преимущественной приуроченностью H_2 и CH_4 к оливинам можно объяснить факт более интенсивной серпентинизации дунитов по сравнению с гарцбургитами, находящимися на одном уровне в разрезе гипербазитового массива, что показано на большом статистическом материале по скважинам [Павлов, Григорьева, 1981].

Для того чтобы проверить возможность образования ассоциации серпентиновых минералов только за счет оливина и пироксенов данного состава (за исключением воды), к системе был применен метод подсчета баланса масс [Дриц и др., 1983].

Проведенный расчет подтвердил возможность образования серпентиновых минералов из серпентинитов первого типа только за счет исходных оливина и ортопироксена, т.е. показал изохимичность процесса ранней серпентинизации (табл. 3). Незначительный разбаланс в системе можно объяснить как ошибками микрозондового анализа таких элементов, как Cr, содержание которых весьма мало, так и различной устойчивостью компонентов исходной породы к процессам серпентинизации. Например, более высокая устойчивость диопсида могла явиться причиной заметного разбаланса по Ca и Al. Кроме того, разбаланс может быть связан с миграцией некоторых элементов в процессе серпентинизации, а также с учетом компонентов, присутствующих в системе в незначительных количествах. Соотношения различных генетических типов серпентинов, рассчитанные по наиболее удовлетворительным результатам решения уравнений баланса масс, близко соответствуют соотношениям этих компонентов в породе (табл. 4).

Для выяснения механизма серпентинизации важным оказалось наличие значительного количества мельчайших включений железистого никеля (2—5 мкм) в изучаемой породе. С одной стороны, ассоциация антигорита с железистым никелем указывает на достаточно высокие температуры, при которых происходил процесс, а с другой стороны, известно, что Ni является катализатором многих реакций, в том числе



которая хорошо изучена как теоретически, так и экспериментально в связи с неорганическим синтезом нефти [Cusumano et al., 1978]. Расчет константы равновесия этой реакции показал, что она идет в направлении образования воды при $T > 620^\circ C$ и атмосферном давлении. Повышение давления, которое можно ожидать в глубинных условиях ранней серпентинизации, должно было при тех же температурах способствовать более интенсивному течению этой реакции [Жуховицкий, Шварцман, 1976].

Таким образом, вода как серпентинизирующий компонент могла образовываться на месте за счет водорода и углекислого газа. В этом случае отпадает необходимость привлекать для начальной серпентинизации высокотемпературные ($> 350^\circ C$) гидротермы и искать внешние их источники, а также объяснять причины равномерного и повсеместного проникновения их в

Таблица 3
Химический состав систем до и после серпентинизации, % мас.

Компоненты	Исходная система	I		II		III	
		Состав	Разбаланс	Состав	Разбаланс	Состав	Разбаланс
SiO ₂	45,62	45,62	0,00	45,62	0,00	45,62	0,00
Al ₂ O ₃	0,26	0,25	-1,47	0,26	0,00	0,57	119,65
Cr ₂ O ₃	0,54	0,05	-91,31	0,08	-84,92	0,54	0,27
Fe	8,53	8,53	0,00	8,53	0,00	8,53	0,00
MgO	43,75	43,75	0,00	43,75	0,00	43,75	0,00
CaO	1,06	1,45	36,79	1,34	26,88	1,41	33,14
NiO	0,24	0,24	0,00	0,22	-8,66	0,24	0,00
Сумма	100,00	99,89	0,89	99,80	0,76	100,66	0,66

Примечание. Таблица составлена на основе данных, полученных при решении уравнений по методике С.С. Степанова [Дриц и др., 1983]. I—III — системы после серпентинизации, варианты решений уравнений баланса масс.

Таблица 4
Весовые доли компонентов серпентинизации, % мас.

Компоненты	I	II	III
Серпентины апооливиновые (251a; в, е)*	62,89	55,56	67,58
Лизардит баститовый (251б)	27,87	38,06	16,17
Амфибол (251з)	8,95		8,57
Лизардит игольчатый (251и)	0,19	5,71	7,21
Клинохризотил (251к)	Не опр.	0,47	Не опр.
Хромшпинелид (251х)	—	—	1,13

* Состав: антигорит — 15, лизардит 1 — 15, лизардит 2 — 70.

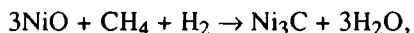
Примечание. I—III — см. табл. 3.

массивные гарцбургиты [Coleman, Keith, 1971; Moody, 1976; Wenner, Taylor, 1973; и др.].

Одновременно должны были происходить и другие реакции, например при наличии кислорода:



Эта реакция является как поставщиком исходных продуктов для реакции (1), так и дополнительным источником воды. Никелевый катализатор мог образоваться за счет присутствия Ni в исходном оливине, например по реакциям:



В результате этих реакций, кроме Ni, образуется также и вода.

Таким образом, механизм начальной серпентинизации при идеальном составе компонентов может быть представлен следующим образом:



При этом весовое соотношение исходных компонентов Ol и Py примерно 2:1.

Однако для конкретных составов Ol и Py и серпентинов разных генераций с изоморфными замещениями в тетраэдрических и октаэдрических позициях с

учетом присутствия в системе амфибола соотношение O_1 и Pu , как было показано при расчете баланса масс, составляет 2,6:1. Оценка количества водорода, необходимого для полной серпентинизации единицы массы исходной породы, дает значение, на 1,5—2 порядка превышающее количество водорода, определенное хроматографическим анализом. Это естественно, так как большая часть водорода должна была израсходоваться в процессе серпентинизации. Так, уменьшение содержания газов, в которых преобладал (63%) водород, после серпентинизации в 30 раз, известно в связи с изучением рудоносности Кемпирсайского массива [Павлов, Григорьева, 1981].

Рассмотрим далее вопрос о возможной локализации H_2 в серпентинах. Если предположить, что водород содержится в виде газа в порах породы, то можно оценить, какое давление должно быть в таких газовых включениях. Считая плотность серпентина равной $2,6 \text{ г/см}^3$ при содержании водорода $0,35 \text{ ммоль/г}$ породы, получим отношение объема газа к объему породы примерно равным $(22,4 \text{ см}^3/\text{ммоль} \times 0,35 \text{ ммоль/г} \times 2,6 \text{ г/см}^3) / 20$ при нормальных условиях. В этом случае понадобилось бы давление 20 атм, чтобы сжать имеющийся газ до объема 1 г породы. Если поры составят лишь 1% объема породы, то потребуется давление $20 \cdot 100 = 2000$ атм или 2 кбара для того, чтобы полученное количество газа находилось в принятом объеме пор, что, конечно, неприемлемо для исследуемых образцов. Величина давления получена на основе предположения, что к данному газу можно применять законы газового состояния, т.е. давление в нем возрастает обратно пропорционально занимаемому объему.

Можно попытаться оценить длину свободного пробега молекул такого сжатого газа в породах по формуле $\lambda \approx 1/\sqrt{2} \pi d^2 n$, где n — концентрация водорода в порах, d — эффективный диаметр молекул. Независимо от размеров пор $n = NV/V$, где N — общее число молекул водорода в 1 г породы, V — суммарный объем пор, $N = 0,35 \cdot 10^{-3} \text{ моль/г породы} \cdot 6 \cdot 10^{23} \text{ молекул/моль} = 2 \cdot 10^{20} \text{ молекул/г породы}$; $V = 1:2,6 \text{ см}^3/\text{г породы}$; $100 = 4 \cdot 10^{-3} \text{ см}^3/\text{г породы}$. Концентрация $n = N/V = 5 \cdot 10^{22} \text{ молекул/см}^3$. Для водорода ($d \approx 3 \cdot 10^{-8} \text{ см}$ при нормальных условиях) $\lambda \approx 2 \cdot 10^{-8} \text{ см}$, т.е. $2 \text{ \AA}$.

Такая величина λ , близкая к размерам самих молекул, убеждает еще раз в том, что предположение о локализации молекул водорода в порах в виде газа не соответствует действительности. Остается предположить, что водород находится в серпентинах, возможно, как и в оливинах, не в виде газа, а в виде отдельных молекул, которые внедрились в структуру минерала. В антигоритах, имеющих специфическую структуру, эти молекулы как бы запираются благодаря инверсии слоев. При этом одна молекула водорода приходится примерно на 4 молекулы серпентина, т.е. более чем на 100 атомов основной структуры минерала. Вышеприведенные расчеты и обсуждение данных, приводимых в главе, позволяют с уверенностью утверждать, что водород и другие газы в исследуемых оливинах и антигоритах не являются вторичными, проникшими в поры и трещины уже серпентинизированной породы.

Итак, совокупность данных о геологической позиции серпентинитов, их минеральном составе и кристаллохимических особенностях серпентинитов и исходных оливина и ортопироксена в сочетании с обоснованием возможности начальной серпентинизации под влиянием восстановленных флюидов позволяют рассматривать серпентинизацию гарцбургитов как глубинный процесс и наметить ее стадийную последовательность. Начало серпентинизации, по видимому, следует связывать с нарушением установившегося в породе флюидно-минерального равновесия при понижении температуры или в результате пластических перемещений ультрабазитового мантийного вещества. Минералогически это выразилось в растворении ортопироксена по пинакоидальному и призматическим плоскостям спайности и в образовании за его счет игольчатого лизардита, наследующего состав исходного пироксена в отношении Ca , Cr и Al .

По определенным кристаллографическим направлениям в оливине шло формирование по вышеприведенной реакции (4) антигорита, для структуры которого характерно вхождение железа преимущественно в форме катионов Fe^{2+} , и железистого никеля. В состав антигорита оказались включенными катионы Ca и Al, высвобожденные при разложении пироксенов. Перенос этих катионов можно предполагать в форме высоколетучих и реакционно-способных элементов-органических соединений (ЭОС) типа этилалюмината, устойчивых в восстановительной обстановке, особенно при повышенных давлениях [Слободский, 1981]. В свою очередь, катионы Mg и отчасти Fe, выделившиеся при разложении оливина, также переносились в виде высокомиграционноспособных (в случае с Mg) ЭОС и использовались на образование игольчатого лизардита и амфибола по энстатиту и диопсиду. Присутствие хлора в игольчатых серпентинах, о чем упоминалось выше, а также Na и K, что подтверждает данные микрозондирования, можно объяснить, если представить существование слабомиграционноспособных ЭОС этих элементов (например, диэтилнатрийхлорид), сорбированных на поверхности и по спайности зерен энстатита и распавшихся при начале серпентинизации.

С возрастанием потенциала кислорода, в связи с интенсивным течением реакций (1) и (2) постепенно происходила смена восстановительной обстановки на окислительную. К этому периоду можно отнести замещение реакционно-способного микропластинчатого антигорита хорошо сформированными пластинками лизардита 1, содержащего катионы железа преимущественно в трехвалентном состоянии. При этом резко сократилось количество частиц железистого никеля. Тектурные взаимоотношения серпентинов и оливина подтверждают более позднее образование лизардита за счет антигорита (табл. I, а, б). По энстатиту и, по-видимому, частично по игольчатому лизардиту в это время происходило образование пластинчатого лизардита (бастита), содержащего Ni, который появлялся в растворах в результате разложения антигорита и железистого никеля. Характерным для этого периода является существование условий, которые привели к полному исключению участия Al в процессах серпентинизации. Возможно, это было связано с изменением ЭОС-форм миграции на ионную в растворах. Растворы, длительно циркулировавшие по миграционным путям в просечках, разделяющих петли, способствовали формированию продольно-пластинчатого лизардита 2, частично заместившего более ранний лизардит 1. Позднее всего был синтезирован клинохризотил, включивший в свой состав Al, Cr, Ca, Ni, извлеченные при разрушении оливина и пироксенов и не вошедшие в состав ранее образованных амфибола и серпентинов.

В целом полученные данные позволяют с новых позиций вернуться к гипотезе о начальной серпентинизации как аутометаморфическом процессе. При этом механизм начальной серпентинизации, рассмотренной выше, с одной стороны, объясняет возможность протекания локальных реакций, серпентинизации без переноса веществ на значительные расстояния (что следует из результатов расчета баланса масс), а с другой — он снимает трудности, существовавшие в более ранних схемах процесса с участием глубинных восстановленных флюидов, например в схеме В.В. Велинского [1978], связанные с необходимостью привноса значительных количеств кислорода для осуществления начальной серпентинизации ультраосновных пород. Прекращение процесса ранней серпентинизации при сохранении определенного объема (> 25—30%) несерпентинизованных первичных минералов и новообразованных восстановленных минеральных фаз можно связать с отделением флюидов в результате падения давления при тектоническом перемещении серпентинизирующихся гипербазитов.

Далее рассмотрим различные типы наложенной гидротермально-метаморфической серпентинизации, которая оценивается как вторичная. Более поздние (вторичные) серпентиниты залегают в виде протрузий в туфы спилит-

кератофирического комплекса, в ряде блоков офиолитового (серпентинитового) меланжа, налегающих на породы вулканогенно-осадочной флишеидной толщи, а также между пакетами и блоками полосчатого комплекса и являются по существу дигитациями ранних псевдоморфных серпентинитов, измененными наложенными гидротермально-метаморфическими процессами. Ассоциации структурно-неупорядоченного лизардита, клинохризотила и магнетита образуют различные текстурные типы сростаний в зависимости от условий их залегания: блаторешетчатые — в протрузиях, блоковые с ориентировкой сторон блоков в трех направлениях — двух взаимно перпендикулярных и диагональном — в надвиговом офиолитовом меланже (табл. II, в, г). При этом серпентинизацией охвачен весь объем породы.

Лизардиты из протрузий ближе всего по составу к апооливиновым серпентинитам первого типа (табл. 5, обр. 446). Отличаются присутствием Cr, сравнительно высоким содержанием Al и ничтожно малым Ca и Ni. Из всех образцов перечисленных серпентинитов (446, 626, 1335) высокие содержания H_2 отмечаются только в серпентинитах из протрузии, вмещающей пакеты полудак (см. табл. 2, обр. 446). Высокие содержания H_2 в них сочетаются с повышенным количеством углекислоты. Можно предполагать, что поступление этих флюидов происходило в результате внедрения магмы, сформировавшей пакеты полудак. Уход летучих был экранирован серпентинитами. В процессе протрузии могла происходить наложенная вторичная серпентинизация с участием водорода.

В случае, когда не было дефицита кислорода, сформировалась магнетит-клинохризотил-лизардитовая минеральная ассоциация. Лизардит наследовал основные особенности состава первичных серпентинов, преимущественно антигорита. Молекулы водорода и углекислоты, по-видимому, локализовались в межслоях слоистой структуры формирующегося лизардита. В структуре серпентинитов из блоков офиолитового меланжа, налегающего на флишеидные толщи, зафиксирована длительная история пластических деформаций и перекристаллизации апогарцбургитовых серпентинитов в процессе их длительного протрузивно-блоково-надвигового становления в современной структуре (табл. II, г). Это, по-видимому, способствовало существенным дополнительным потерям водорода и метана, содержавшихся в исходных породах (см. табл. 2, обр. 626). Лизардиты из этих серпентинитов отличаются наиболее высоким содержанием суммарного железа и хрома (см. табл. 5, обр. 626).

С полосчатым комплексом ассоциируются три типа серпентинитов. Массивные аподунитовые серпентиниты первого типа в виде блоков площадью 0,3—0,5 км² включены в комплекс метаморфизованных габброноритов (см. рис. 2). Порода имеет плотный сливной облик. Серпентинизация 100% (табл. II, д). Серпентинитовые минералы представлены лизардитом (обр. 284 л) и клинохризотилом. Внутри петлей выявляются неправильной формы участки антигорита размером 15—30 мкм/с мельчайшими (2—3 мкм) включениями сульфидов Ni и Fe. В составе антигорита, так же как и в апогарцбургитовом серпентините, присутствуют Al и Ni, но нет Ca (см. табл. 5, обр. 284 а). Рудные компоненты составляют до 20% объема породы. Оруденение имеет явно наложенный характер. Скопления рудных минералов наблюдаются в виде пересекающих шнуровидных прожилков или ксеноморфных сегрегаций размером от 5—10 мкм до 1—2 мм. Выявляются три типа рудных образований: 1) сульфиды пентландитового состава $[Ni_{3,27}(Fe_{0,81})Fe_{4,0}S_8]$ слагают мелкие зерна; 2) хромшпенелиды с высоким содержанием Al — крупные зерна (см. табл. 5, обр. 284х); 3) магнетит окаймляет сульфиды и хромшпинелид и составляет большую часть шнуровидных прожилков (см. табл. 5, обр. 284м).

Особенности состава и геологическая позиция серпентинитов этого типа позволяют предполагать, что формирование необычного парагенеза происходи-

Таблица 5

Химический состав серпентинитов и рудных минералов из серпентинитов различных типов по данным электронно-зондового (э, % мас.) и химического (х, % вес.) анализов

Компо- ненты	446	626	1335	457	457а	457б	457в	284а	284л	284х	284м	К-1(х)	К-1(м)
SiO ₂	42,17	42,68	39,60	41,38	41,22	0,57	0,36	40,52	39,78	0,06	0,00	0,03	0,09
Al ₂ O ₃	0,53	0,31	0,24	0,12	0,00	1,47	0,10	0,69	0,16	32,51	0,00	22,22	0,10
Cr ₂ O ₃	0,16	0,66	Не опр.	0,19	Не опр.	27,44	0,87	0,00	Не опр.	28,81	0,00	42,95	0,14
Fe ₂ O ₃	2,94*	10,98	5,36	1,13*	3,20	—	—	—	3,59	—	—	—	—
FeO	2,83*	—	0,84	4,67*	2,36	63,72	88,17	4,54	3,00	29,04	89,74	13,56	87,66
MgO	39,52	35,34	39,20	38,74	38,82	1,12	1,25	40,79	39,20	6,05	0,00	19,71	2,36
CaO	0,04	0,10	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,03	0,04	Не опр.	0,00	Не опр.	0,00	0,00	0,22	Не опр.	0,33	0,24	0,02	0,40
Сумма	88,22	90,11	85,58	86,23	85,60	94,32	90,75	86,76	85,93	96,80	89,98	98,49	90,75
H ₂ O [*]	11,76	Не опр.	13,45	12,00	11,96	Не опр.	Не опр.	Не опр.	13,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Вид ана- лиза	э	э	х	э	х	э	э	э	х	э	э	э	э
Количество ионов													
SiO	4,00	3,94	3,75	3,84	3,84	0,02	0,01	3,84	3,79	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ^{IV}	0,00	0,01	0,03	0,02	0,00	0,06	0,00	0,08	0,06	1,25	0,00	0,80	0,00
Al ^{VI}	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	—	—	—	—
Cr	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,85	0,02	0,00	0,00	0,74	0,00	1,03	0,01
Fe ³⁺	0,22	0,75	0,37	0,08	0,22	0,95**	1,88**	0,00	0,25	0,00	2,05**	0,00	1,97**
Fe ²⁺	0,22	0,00	0,07	0,36	0,18	1,15**	1,06**	0,35	0,24	0,70**	0,92**	0,34**	0,88**
Mg	5,62	4,90	5,56	5,36	5,42	0,05	0,07	5,79	5,61	0,29	0,00	0,90	0,13
Ca	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03
Сумма катионов	10,13	9,64	9,81	9,67	9,66	3,08	3,04	10,07	9,97	3,00	2,98	3,07	3,02
ОН	7,43	8,00	8,48	7,12	7,12	0,00	0,00	8,00	8,29	0,00	0,00	0,00	0,00
O	10,57	10,00	9,51	10,00	10,00	4,00	4,00	10,00	9,71	4,00	4,00	4,00	4,00
N _g	1,565	1,576	1,566	1,565	1,565	Не опр.	Не опр.	1,569	1,564	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

*Соотношение Fe₂O₃ и FeO по данным ЯГР.

**Соотношение Fe²⁺ и Fe³⁺ из условия равенства зарядов катионов и анионов.

Примечание. В анализе обр. 1335 из суммы исключены: MnO (0,07), Na₂O (0,07), K₂O (0,09) H₂O⁻ (1,39), CO₂ (0,55); обр. 457: MnO (0,07), Na₂O (0,07), K₂O (0,06), H₂O⁻ (0,33), CO₂ (0,85), CaO (1,04). Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитик Рычкова В.Б. H₂O^{*} в случае электронно-зондовых микроанализов приводится по данным микротермовесового анализа. Для антигорита (457, 457а) состав анионного каркаса O₁₀(OH)_{7,12} был определен исходя из величины сверхпериода $a=35,0 \text{ \AA}$ по методике Бейли [Crystal..., 1980]. Расшифровка образцов в тексте

ло в зоне контакта ранних псевдоморфных серпентинитов и габброидов с участием магматических (сероводородных?) флюидов. Образовалась ассоциация контактово-реакционного генезиса. Формирование пентландита отчасти шло за счет железистого никеля первичных серпентинитов. О переформировании первичных серпентинитов свидетельствует наличие остаточных петельчатых структур и сохранившиеся небольшие (15—30 мкм) участки раннего антигорита, в котором мельчайшие включения железистого никеля замещены сульфидами никеля и железа. Для аподунитовых серпентинитов с наложенным пентландитовым оруденением характерны наиболее низкие количества водорода (0,01 ммоль/г породы) (см. табл. 2, обр. 284). Нужно отметить, что пентландит в ассоциации с аваруитом, магнетитом и самородной медью, сформированные в процессе серпентинизации гипербазитов, выявлены в офиолитовых комплексах Бей-оф-Айлендс и Кашмирских Гималаев [Lorand, 1984; Kasipathi, Radhakrishna, 1984].

Серпентиниты второго типа рассланцованы и милонитизированы. Они разграничивают блоки в офиолитовых меланжах Корякского хребта, включающих как габброидные, так и плагиогранитные интрузивные серии. Примером служат рассланцованные серпентиниты массива горы Эконай (см. рис. 2). Особенностью состава серпентинитов этого типа является повышенная по сравнению с серпентинитами предыдущего типа магнезиальность рудных минералов (магнетит, хромшпинелид), присутствие талька и сульфидов пентландитового состава $[\text{Ni}_4\text{Fe}_4(\text{Ni}_{0,11}\text{Fe}_{0,45})\text{S}_8]$ без магнетитовой оторочки (см. табл. 5, обр. K-1 (х), K-1 (м)). Можно полагать, что формирование этого парагенеза, как и в предыдущем случае, было связано с участием магматических флюидов с сероводородом. В этих условиях железо и магний, высвобождающиеся при преобразовании серпентина в тальк, связывались в структурах магнетита и хромшпинелида (см. табл. 5, сравните обр. 284х и K-1 (х), 284м и K-1 (м)). Формирование серпентинитов этого типа можно представить в результате раздробления, рассланцевания и флюидно-метаморфических изменений массивных серпентинитов предыдущего типа в связи с внедрением субинтрузий и интрузий с габброидным и плагиогранитным составом магмы.

Серпентиниты третьего типа залегают в виде полос, разделяющих пакеты полосчатого комплекса и параллельных его полосчатости. Характер и степень их серпентинизации отличаются от таковых гипербазитов полосчатой серии. Последние, в частности лезорциты, верлиты, пироксены, серпентинизированы на 20—30%, по-видимому, в статических условиях за счет воздействия магматических флюидов, экранированных полосами серпентинитов. При этом характерна ассоциация высококремнистого и высокожелезистого лизардита ($42, 62 \text{ SiO}_2$; $0,62 \text{ Al}_2\text{O}_3$; $8,5 \text{ FeO}$; $35,19 \text{ MgO}$; $0,16 \text{ CaO}$; $0,26 \text{ Na}_2\text{O}$) с магнетитом. Вторичные серпентиниты, как уже отмечалось выше, расцениваются как дигитации ранних псевдоморфных серпентинитов дунит-гарцбургитового комплекса, перекристаллизованных под влиянием флюидно-метаморфических процессов. Лизардиты этих серпентинитов отличаются от вышеприведенных более низкими содержаниями окислов кремния и железа (см. табл. 5, обр. 1335). Низкие содержания метана и водорода в составе газовой составляющей этих образцов, как и в предыдущих случаях, можно связать с их потерями при перекристаллизации исходной породы (см. табл. 2, обр. 1335).

В зоне контакта серпентинитов с пакетами полудак диабазов за счет серпентинитов сформировались контактово-реакционные слои сложного строения и состава. Они подробно рассматриваются в главе пятой. Здесь остановимся на специфике состава антигоритовых слоев, сформированных, как будет показано далее, за счет ранних серпентинитов в условиях повышенных температур в связи с интрузиями основной магмы и при участии деформаций сдвига и скольжения. Мощность контактово-реакционных антигоритовых слоев

изменяется в пределах 0,1—0,5 м. Слои тонкопластинчатого антигорита содержат включения исходных серпентинитов. Заметно начальное образование волокнистого клинохризотила за счет пластинок антигорита. Антигорит не содержит Al, (см. табл. 5, обр. 457, 457а). Специфической особенностью его структуры является необычная ориентировка оси вдоль удлинения. Параметры ячейки: $a = 35,0$, $b = 9,23$, $c = 7,25$ Å, $\beta = 91,5^\circ$. Характерен парагенез антигорита с хроммагнетитом и магнетитом (см. табл. 5, обр. 457б, в). Следует обратить внимание на то, что сравнение данных по составу антигорита, полученных с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46 и "мокрой" химии, показывает их хорошую сходимость (см. табл. 5, обр. 457, 457 а).

Существенные различия в соотношениях Fe^{3+} и Fe^{2+} и выявляются при сопоставлении данных химического и ЯГР-анализов. По-видимому, данные "мокрых" химических анализов следует рекомендовать для проверки соотношений Fe^{3+} и Fe^{2+} физическими методами (в частности, ЯГР). Судя по данным хроматографического анализа, в состав флюидов, участвовавших в этом случае в серпентинизации (очевидно, и родингитизации), входили водород и метан. В условиях избытка кислорода, что вытекает из геологической обстановки, серпентинизация в присутствии водорода и метана могла быть связана с выделением CO_2 [Велинский, 1978]. Это предположение подтверждается высоким содержанием CO_2 в формирующемся вторичном антигорите (см. табл. 2, обр. 457). В целом следует отметить, что основные типы серпентинизации (ранняя и наложенная вторичная) связаны по преимуществу с воздействием на ультрабазиты флюидов эндогенного происхождения, которое в ряде случаев дополнялось деформациями сдвига и скольжения.

Изотопный состав кислорода и водорода серпентинитов и серпентинитов. Изотопный состав кислорода и водорода изучался как для серпентинитов монофракций, так как и для пород в целом. Исследования проводились Б.Г. Покровским [1984] по усовершенствованной им методике. Коллекция образцов подобрана и подготовлена автором. В ней собраны различные генетические типы серпентинитов и серпентинитов, представляющих продукты как ранней, так и поздней серпентинизации, наложенной на раннюю в результате метаморфических процессов в условиях, сопоставимых с зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями (до 500°C) (табл. 6). Исходя из современных представлений о процессах серпентинизации как гидратации твердых продуктов мантийных реститов, в литературе намечены следующие основные источники серпентинизирующих растворов: океаническая, метеорная и магматическая вода [Wenner, Taylor, 1974]. Установлены также изотопные границы метаморфической воды (более -80‰ δD ; $4,5\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$) [Покровский, 1984].

При использовании реперных изотопных характеристик этих типов воды и с учетом специфики фракционирования изотопов при разных температурах и соотношениях вода—порода Б.Г. Покровский связывает образование исследованных серпентинитов с воздействием низкотемпературных ($\approx 25^\circ\text{C}$) поверхностных метеорных вод с некоторым участием метаморфической воды, которая формируется за счет дегидратации вмещающих осадочных комплексов. Такая интерпретация серпентинизации исследуемых комплексов входит в значительное противоречие с минералого-петрографическими, кристаллохимическими и другими данными, рассмотренными в предыдущих разделах главы.

При использовании этой гипотезы невозможно объяснить петрографическое и минералогическое разнообразие типов серпентинизации, как и формирование минеральных ассоциаций, характерных для метаморфизма эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (см. табл. 6). И совсем необъяснимо происхождение столь разнородного изотопного состава кислорода и водорода для пород узкой

Таблица 6
Изотопный состав кислорода и водорода в серпентинных различных типов серпентинитов
п-ова Шмидта (Сахалин), ‰

Номер образца	Минералы и породы	$\delta^{18}\text{O}$	δD	H_2O	H_2O^+
251 орх	Ортопироксен с ламеллями диопсида	5,3	Нет	Нет	Нет
251а	Апооливиновый микрокристаллический антигорт с включениями сплава NiFe_2	2,7	-161	13,5	11,03
251в	Апооливиновый лизардит I	3,5	-154	12,90	12,07
2516	Баститовый лизардит	5,2	-157	10,80	Не опр.
535	Апогарцбургитовый серпентинит центральной части будины из протрузии между блоками вулканических комплексов	3,7	-148	Не опр.	"
944	Апопироксенитовый серпентинит из краевой западной зоны дунит-гарцбургитового массива	$5,8 \pm 0,1$	-158	"	"
457а	Антигорт из контактово-реакционной зоны	$2,1 \pm 0,2$	-121 ± 1	11,90	11,96
446	Хризотил-лизардитовый серпентинит с магнетитом из краевой части будины в протрузии с пакетами полудак	9,3	-123	12,1	11,76
110	Динамотермальный лизардитовый сланец на контакте со спилитами	9,0	-152	Не опр.	Не опр.
113	Хлорит-гибсит-лизардитовая гидротермально-метаморфическая порода зеленосланцевой фации метаморфизма, залегает на контакте с туфами спилит-кератофирового комплекса	$9,5 \pm 0,3$	-133	"	"
272	Гранат-серпентинитовая (андрадит, лизардит) гидротермально-метасоматическая порода из зоны контакта серпентинизированных гипербазитов и дайкового контактах ($T=500-550^\circ\text{C}$)	$7,6 \pm 0,1$	-128	"	"
262	Гидротермальный лизардит из жилы мощностью 3 см	9,8	-116	12,50	"
264	Тальк-серпентиновая гидротермально-метасоматическая порода в краевой восточной части дунит-гарцбургитового массива в приливно-отливной зоне Охотского моря	9,5	-166	Не опр.	"
444	Аподайковый родингит на контакте с антигортом обр. 457а ($T \approx 500^\circ\text{C}$)	9,4	-80	9,00	"
76	Спилит спилит-кератофирового комплекса, граничащий с протрузией серпентинитов (см. обр. 535, 446, 444, 457а)	9,8	-89	3,66	"
449	Туф спилит-кератофирового комплекса	12,9	-104	3,9	"

Примечание. Обр. 251, 535, 944 — ранняя псевдоморфная безмагнетитовая серпентинизация; остальные — непсевдоморфная, наложенная на раннюю. H_2O^+ приводится по данным хроматографического анализа (см. табл. 2, 5). Температура оценена по гранатовому термометру [Carlson, 1956]. Анализ выполнен в лаборатории абсолютного возраста ГИН АН СССР Б.Г. Покровским [1984].

(250 м) серпентинитовой протрузии (обр. 457, 444, 535, 446), если допустить, что они сформировались при воздействии низкотемпературных метеорных вод (см. табл. 6, рис. 4). Так, непосредственно контактирующие антигорт (обр. 457а) и родингит (обр. 444), сформированные в результате единого биметасоматического процесса, различаются по изотопным отношениям водорода на 40‰, кислорода —

на 7%. Столь же значительно различаются изотопные характеристики серпентинитов краевой и центральной зоны будины размером до 1,5 м в поперечнике. Это притом, что близкие изотопные характеристики этих элементов прослеживаются на значительные расстояния (1—1,5 км) от поверхности в глубь массива серпентинитов [Покровский, 1984].

Не находит объяснения в рамках этой гипотезы одинаковый характер и степень серпентинизации массива гипербазитов на поверхности и на глубине около 300 м, что не свойственно разрезам кор выветривания, которые формируются под воздействием метеорных вод [Витовская, Бугельский, 1982]. Коры выветривания на гипербазитовых массивах Урала имеют зональное строение с последовательным изменением сверху вниз структуры и состава новообразованных фаз. Зональный характер разрезов отражает различия в режиме циркуляции и составе поровых растворов выше и ниже уровня грунтовых вод в дождливые и сухие периоды. Коры выветривания, кроме того, приурочены к областям активного водообмена вдоль зон повышенной трещиноватости и вблизи контакта с габброидами. Мощность их достигает 40—70 м. Следует обратить внимание на то, что формирование наиболее мощной (70 м) коры Кемпирсайского массива происходило весьма длительно в течение почти всего мезозоя и палеогена, т.е. в течение примерно 180—190 млн лет, что сопоставимо с возрастом мощной (1,5 км) толщи серпентинизированных ультрабазитов офиолитового комплекса Сахалина — верхнеюрско-нижнемеловым [Речкин, 1984; Разницын, 1982]. Кроме того, для продуктов выветривания характерны такие минеральные фазы, как монтмориллонит, нонтронит, гематит, опал. Высокая роль в их составе принадлежит аморфным фазам, в том числе никеленосным, которые возникают при разложении исходных минералов и выносе из них Mg и Si, а также продуктам, синтезированным из коллоидных растворов и испытывающим старение в засушливые периоды, что фиксируется в особенностях их структуры [Витовская, Бугельский, 1982]. Антигорит не сохраняется, замещаясь хризотилом.

Таким образом, проявление ранней серпентинизации ни по мощности разреза, ни по скорости и продуктам минеральных преобразований исходных пород, не говоря уже о восстановительной обстановке серпентинизации, не может быть сопоставлено с выветриванием, протекающим при воздействии низкотемпературных метеорных вод. А.Х.Макдональд и В.С.Файф, исследовавшие проницаемость серпентинизированных перидотитов, показали, что при понижении температуры воды от 300 до 34°С ее диффузия, которая происходит через трещины в минералах, замедляется в 10 000 раз [Macdonald, Fyfe, 1985]. Исходя из расчетных коэффициентов диффузии, мощности серпентинизированного разреза, времени серпентинизации, температура формирования лизардита и хризотила в обстановке морского дна ими определяется в 375°С при давлениях $P_{H_2O}=P_{ТВ} \geq 1$ кбар.

Эти данные, помимо ранее перечисленных экспериментальных исследований, дают дополнительные доводы в пользу высокотемпературных условий серпентинизации. Кроме того, предположению о начальной серпентинизации под действием метеорных вод противоречат вышеприведенные расчеты, показывающие локализацию молекул водорода и других газов в структуре серпентиновых минералов, в частности антигорита. Очевидно, для того чтобы "загнать" молекулы водорода в структуру высокотемпературного антигорита, необходимы P — T -условия ($T > 450^\circ\text{C}$, $P > 2$ кбар), несовместимые с P — T -параметрами поверхностных низкотемпературных метеорных вод [Jshii, 1973].

Генетические противоречия, возникающие при использовании в качестве серпентинизирующего агента низкотемпературных метеорных вод, могут быть преодолены, если обратиться к представлениям о ранней серпентинизации за счет окисления восстановительных флюидов (H_2 , CH_4 , CO), которые получили

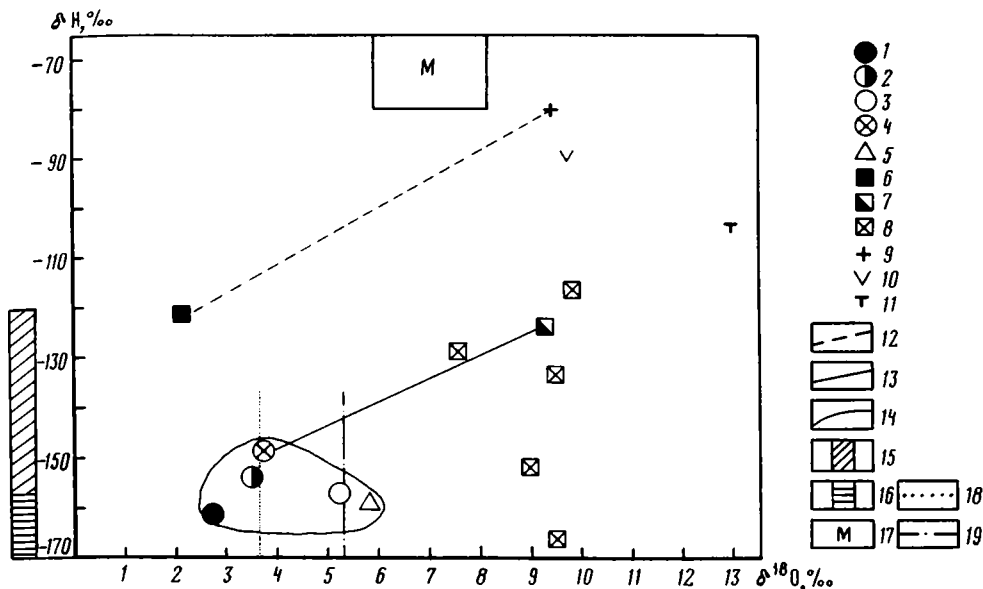


Рис. 4. Соотношение изотопного состава кислорода и водорода в серпентинах и серпентинитах ультраосновных пород п-ва Шмидта (Сахалин)

1–4 — продукты ранней псевдоморфной (петельчатой) серпентинизации: 1 — антигорит, 2 — апооливиновый lizardит, 3 — баститовый lizardит, 4 — валовый состав серпентинита центральной зоны будины; 5 — алопироксеновые безмагнетитовые серпентины в целом; 6–8 — продукты поздней гидротермально-метаморфической серпентинизации, наложенной на раннюю серпентинизацию (T 200–500°C): 6 — антигорит контактово-реакционного слоя, 7 — lizardит из краевой части будины в протрузии серпентинитов, 8 — серпентиниты (см. табл. 6, обр. 110, 113, 272, 262, 264); 9 — родингит; 10 — спилит, 11 — туф спилитизированных базальтов; 12, 13 — линии, соединяющие породы; 12 — одной биметасоматической зоны, 13 — разных будин серпентинита; 14 — поле серпентинитов ранней серпентинизации; 15, 16, — интервалы изотопного состава водорода: 15 — высокотемпературных фумарольных газов ($T > 1000^\circ\text{C}$) вулкана Сюртсей Исландии [Arnason, Sigurgeirsson, 1968], 16 — вулканического метана (T 600°C) [Kiyosu, 1983]; 17 — поле магматической воды [Wenner, Taylor, 1973]; 18, 19 — линии изотопного состава кислорода по минимальным значениям: 18 — оливина [Устинов и др., 1981], 19 — ортопироксена (см. табл. 6)

обоснование в предыдущих разделах главы. В этом случае для ранних генераций серпентинитов можно предполагать наследование изотопного состава кислорода исходных оливина и пироксенов и отчасти угарного газа и "заимствование" изотопных характеристик молекулярного водорода или метана, которые известны для высокотемпературных фумарольных газов (рис. 4). Увеличение роли изотопов $\delta^{18}\text{O}$ в серпентинитах поздних генераций, как и в продуктах изменения основных магматических пород, связано с переходом к разнообразным гидротермальным растворам как источникам метаморфизирующих флюидов.

Образование позднего контактово-реакционного антигорита с низким содержанием $\delta^{18}\text{O}$ могло быть связано с вхождением молекулярного водорода в серпентиниты, формирующиеся при внедрении дайковых пакетов. Эта возможность рассматривалась ранее в данной главе. Следует обратить внимание на близкие изотопные характеристики водорода и кислорода аподайкового родингита и спилита (см. рис. 4), что в какой-то мере связано с общностью магмы, сформировавшей исходные породы и породившей постмагматические флюиды. Надо заметить, что изотопный состав кислорода и водорода для этих пород близок таковому магматической воды.

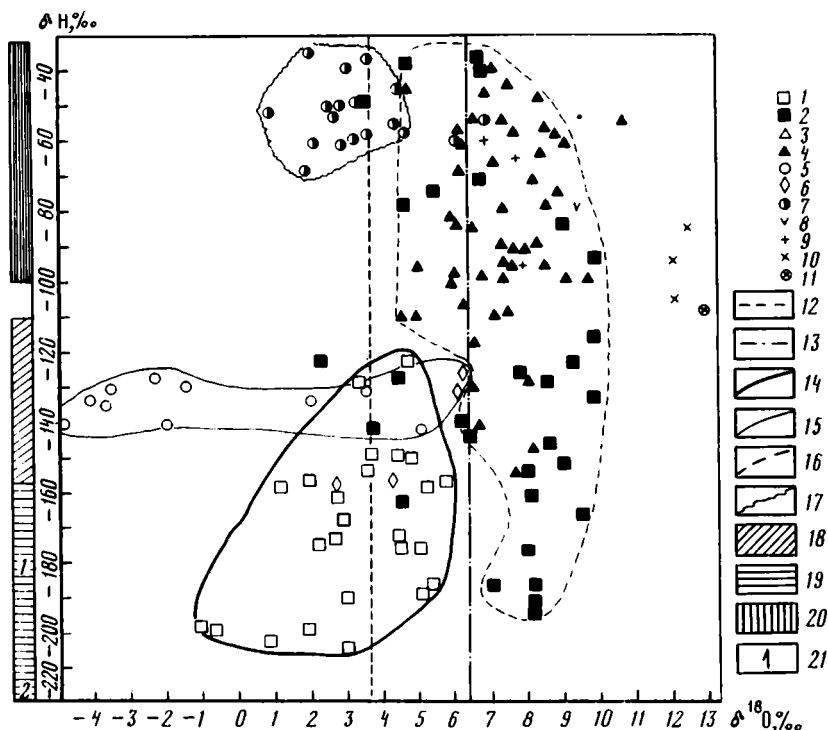


Рис. 5. Соотношение изотопного состава кислорода и водорода в серпентинах и серпентинитах различных типов [Wenner, Taylor, 1973, 1974; Покровский, 1983; и данные автора]

1—4 — офиолитовые комплексы: 1, 3 — псевдоморфная ранняя серпентинизация в массивах севернее (1) и южнее (3) 50° с.ш., 2, 4 — поздняя серпентинизация в массивах севернее (2) и южнее (4) 50° с.ш.; 5, 6 — магматические комплексы: 5 — зональные севернее 50° с.ш., 6 — стратиформные южнее 50° с.ш.; 7 — океанические гипербазиты; 8 — родингиты; 9 — кимберлиты; 10 — девейлит; 11 — туф спилитизированного базальта; 12, 13 — линии изотопного состава кислорода: 12 — оливина, минимальные значения [Устинов и др., 1981], 13 — ортопироксена, максимальные значения [Wenner, Taylor, 1973]; 14—17 — поля фигуративных точек серпентинитов и серпентинитов: 14 — ранней генерации, 15 — магматических комплексов, 16 — поздней генерации, 17 — океанических; 18—20 — интервалы δD : 18 — для водорода высокотемпературных (>1000°C) фумарольных газов вулкана Сюртсей Исландии [Amason, Sigurgeirsson, 1968], 19 — вулканического метана при T 600°C [Kiyosu, 1983], 20 — воды из фумарольных конденсатов вулканов Японии [Kiyosu, 1983]; 21 — верхние пределы значений δD в низкотемпературных (<100°C) фумарольных газах Японии [Kiyosu, 1983]; 1 — метан, 2 — водород

В свете предложенной альтернативной гипотезы серпентинизации при воздействии восстановленных флюидов рассмотрены литературные данные об изотопном составе водорода и кислорода в серпентинитах офиолитовых и магматических комплексов (рис. 5). Использовались данные, имеющие петрографо-минералогическую расшифровку состава исследованных объектов. На графике соотношения δD и $\delta^{18}O$ для серпентинитов офиолитовых комплексов четко обособились два поля фигуративных точек: ранней псевдоморфной безмагнетитовой и поздней гидротермально-метасоматической наложенной серпентинизации (см. рис. 5). После ранних серпентинитов тяготеет к низким значениям δD и $\delta^{18}O$. Значения $\delta^{18}O$ совпадают с таковыми для молекулярного водорода и метана из фумарольных газов вулкана Сюртсей Исландии и вулканических областей

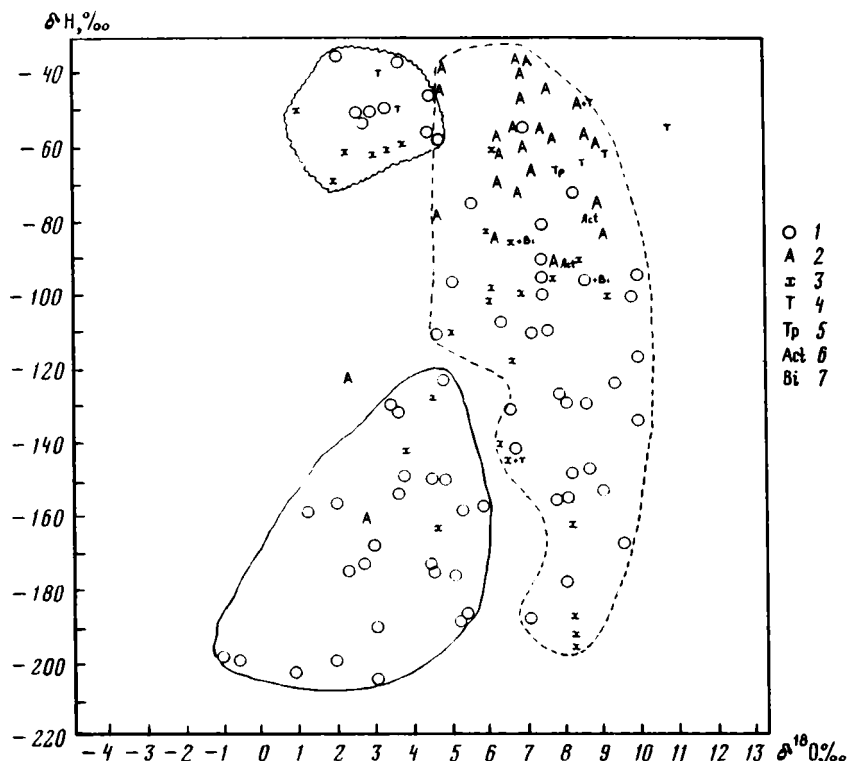


Рис. 6. Соотношение изотопного состава кислорода и водорода в серпентинитах

1—5 — ведущие минералы: 1 — lizardит, 2 — антигорит, 3 — хризотил, 4 — тальк, 5 — тремолит; 6, 7 — второстепенные минералы: 6 — актинолит, 7 — биотит. Остальные условные обозначения см. на рис. 4

Северо-Восточной Японии [Kiyosu, 1982]. Верхний предел содержаний дейтерия в серпентинах ранних генераций совпадает с областью δD для серпентинов магматических комплексов. Значения $\delta^{18}O$ близки таковым для оливина и пироксенов ультраосновных пород. Вместе с тем наблюдаются выбросы значений этого параметра в сторону нулевых и отрицательных значений, что более характерно для серпентинов магматических комплексов.

Поле поздних серпентинитов располагается в области более высоких содержаний тяжелого изотопа кислорода и охватывает широкий интервал значений δD . При этом серпентиниты антигоритового состава и разности, содержащие тальк, тяготеют в этом поле преимущественно к области изотопного состава кислорода и водорода магматической воды (рис. 6). Антигориты п-ова Шмидта как ранние, так и поздние, сформированные на контакте с дайковыми пакетами, отличаются от них более низкими значениями δD и $\delta^{18}O$, что может быть связано, как уже говорилось, с участием в процессах серпентинизации восстановленных газов. По этой же причине в поле ранних серпентинитов присутствуют поздние хризотилы (см. рис. 6). Сделана попытка выявить тенденцию изменения изотопного состава водорода в зависимости от географической широты местности (севернее и южнее 50° с.ш.). Какая-либо закономерность при этом не выявилась, хотя в поле поздних серпентинитов значения $\delta D > -100\text{‰}$ более характерны для массивов, расположенных южнее 50° с.ш. Такое обсто-

ятельство, помимо участия в гидротермальных растворах метеорных вод, может быть связано, с одной стороны, с неравномерной изученностью в этом отношении северных и южных массивов, а с другой — определяться генетическими причинами, если вспомнить о двух типах антигоритов, упоминаемых выше, или зависить от фактов, пока не установленных.

Таким образом, гипотеза о ранней серпентинизации ультрабазитов под влиянием восстановленных газов предполагает формирование изотопного состава кислорода и водорода серпентинов из независимых источников этих элементов, а не единого (водного), как того требует современная господствующая модель ранней серпентинизации [Wenner, Taylor, 1974]. Со стадией ранней автометаморфической серпентинизации гипербазитов Корякского хребта, протекавшей при воздействии восстановленных флюидов, связывается образование сплавов с платиноидами составов Fe—Ru—Os—Ir, Ni—Ru—Os—Ir, Pt—Cu—Ni—Fe, а также сульфидов и сулфоарсенидов платиноидов и большого комплекса самородных металлов (Ru, Os, Ir и др.) [Дистлер и др., 1986]. Формирование этой ассоциации металлов, сплавов и минералов невозможно представить в результате серпентинизации, протекавшей за счет низкотемпературных ($\approx 25^\circ \text{C}$) вод. А между тем генетическая связь этой рудной ассоциации с серпентинизацией является несомненной и подтверждена комплексными детальными исследованиями проявленной рудной минерализации в гипербазитах.

Обсуждение. В заключение сделана попытка оценить геодинамическую обстановку ранней и наложенной серпентинизации путем логических умозаключений и предположений при анализе всего фактического материала, рассмотренного в главе. В целом полученные данные свидетельствуют о возможности ранней серпентинизации в глубинных условиях за счет восстановленных флюидов. По расчетам Г. Хесса, 70%-ная серпентинизация ультрабазитов происходила в основании третьего слоя океанической коры на глубине порядка 5 км, в зоне срединно-океанического хребта [Хесс, 1974]. То обстоятельство, что ранняя серпентинизация протекала равномерно, захватывая большой объем ультрабазитов, свидетельствует об относительно малопроницаемой, закрытой для гидротермальных растворов системе минералообразования. Это не позволяет связывать процесс ранней серпентинизации с проницаемыми зонами спрединга в океане или окраинном бассейне и использовать расчеты Г. Хесса. Океанический характер ранней серпентинизации не подтверждают также данные изотопного анализа кислорода и водорода серпентиновой воды (см. рис. 4,5).

Ранняя псевдоморфная безмагнетитовая серпентинизация предшествовала по времени формированию полосчатой магматической серии. Об этом свидетельствуют высокотемпературные (900°C) контактово-реакционные слои и характер преобразований массивных аподунитовых серпентинитов, включенных в габбро-норитовый полосчатый комплекс. Дайковые пакеты, сформировавшие мозаичный дайковый комплекс раннеостроводужного типа, что будет показано в третьей главе, внедрились как в малонарушенные аподунит-гарцбургитовые ранние, так и в рассланцованные вторичные серпентиниты, что стимулировало наложенную серпентинизацию. Протрузивные тела двухэтапно серпентинизированных ультрабазитов с заключенными в них пакетами полудакк граничат по крутопадающим разломам с блоками дайкового и спилит-кератофирового комплексов.

В последние годы спилит-кератофировые комплексы (ассоциации, формации) выявлены в основании островных дуг: Антильской, Фиджийской, Курильской [Фролова и др., 1985; Петрология . . . , 1987]. Ассоциации пород, характерных для спилит-кератофирового комплекса (спилитизированные базальты, кварцевые альбитофиры), известны для островодужного склона Японского и Марианского желобов [Геология . . . , 1980; Initial . . . , 1982]. Офиолитовые массивы и меланжи

границат с вулканогенно-осадочными комплексами, характерными для палео-областей островных дуг и зон перехода островная дуга — желоб [Руженцев и др., 1982].

Таким образом, последовательное восстановление стадийности процессов серпентинизации в сопоставлении с условиями формирования комплексов более верхних частей офиолитового разреза и вулканогенно-осадочных серий приводит к представлению о том, что офиолитовые комплексы могли быть сформированы в раннеостроводужной обстановке над сейсмофокальной зоной. Это представление совпадает с выводами В.С. Рождественского и А.Н. Речкина о том, что дунит-гарцбургитовый комплекс п-ова Шмидта с наиболее типичным проявлением ранней серпентинизации расположен в области выхода на поверхность мезозойской сейсмофокальной зоны [Рождественский, Речкин, 1982].

Что касается глубины, до которой можно предполагать существование начально серпентинизированных гипербазитов, то она косвенно может быть оценена по нижеследующим данным. Экспериментально установлено, что полное разложение серпентина и твердофазный его переход в смесь оливина и ортопироксена происходит при T 700° С и P до 40 кбар, что соответствует погружению на глубину 120 км [Tatsumi et al., 1984]. Граничные условия существования антигорита оценены T 650° С, P 24 кбар [Слущкий, Хитаров, 1984; Рингвуд, 1981]. Многие авторы предполагают существование серпентинитов, в том числе антигорита, на глубинах 40—50 км, P 13—16 кбар, с чем связывают слой пониженных скоростей продольных сейсмических волн в литосфере [Буалло, 1985; Слущкий и др., 1984; и др.]. А.Е. Рингвуд считает, что процессы постепенной дегидратации серпентина происходят в зоне Беньофа до глубины 100 км. Кроме того, им обосновывается существование в глубинных условиях новой фазы плотного водного магнезиального силиката, экспериментально подтвержденного имеющего, состав $Mg_7Si_2O_8(OH)_6$ и плотность 2,96 г/см³ [Рингвуд, 1981].

Силикат устойчив в условиях от 500° С и 50 кбар до 1300° С и 130 кбар. В случае его расплавления можно получить магму водного пироксенита. Этот расплав мигрирует, по мнению А.Е. Рингвуда, в клин над зоной Беньофа, порождая при подъеме к поверхности различные типы толеитовой и известково-щелочной магмы. Не разбирая петрологических моделей образования магмы, следует отметить, что генерацию магматических расплавов, в том числе ультраосновных, могли стимулировать высокотемпературные восстановленные флюиды [Пинус и др., 1973; Никольский, 1984]. Возможно, они проникают в мантийный клин по сейсмофокальной зоне из глубоких (>120 км) слоев мантии. Обсуждение проблемы формирования офиолитовых комплексов над сейсмофокальной зоной будет продолжено в следующих главах с привлечением комплекса дополнительных данных.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ПОЛОСЧАТОГО КОМПЛЕКСА

В этой главе основное внимание уделено минеральным преобразованиям габброноритов, поскольку изменения ультрабазитов рассматривались ранее. Эти породы изучались в габбро-гипербазитовых массивах гор Эконай, Наанкней, в офиолитовых меланжах верховьев руч. Лагерного и Туманного, объединенных в Четкинвямский серпентинитовый меланж Корякского хребта [Пейве, 1984] (см. рис. 1). Наиболее выразительно они представлены в массиве горы Наанкней. В полосчатом комплексе здесь выделяются два типа разрезов. Первый тип представлен ритмично полосчатыми габброноритами, залегающими в виде блоков, кулисообразно подставляющих друг друга вкrest простираения и разделенных зонами дробления и милонитизации, в которых наблюдаются линзы обохренных серпентинитов мощностью до 0,8—1 м. Мощность непрерывного разреза 12—15 м. Падение полосчатости в северо-северо-западных румбах ($320-350^\circ$) под крутыми углами ($60-70^\circ$). Ритмичность связана с закономерным чередованием в разной мере меланократовых слоев. Чередуются меланократовые полосы, в которых содержание темноцветных минералов превышает 50%, мезократовые — с примерно равными содержаниями темноцветных и калиевых минералов и лейкократовые слои, в которых преобладают калиевые компоненты. Ритмичность двоякая: тонкая со сменой слоев и слоев через 1—1,5 см и более грубая — через 30—40 см. С полосчатыми блоками преимущественно гипербазитового состава габбронориты соприкасаются через зоны дробления, рассланцевания и будинажа, в которых содержатся будины серпентинитов и родингитов. Мощность таких зон достигает 12 м.

В преимущественно гипербазитовом разрезе второго типа мощностью около 100 м чередуются полосы будинированных, рассланцеванных и серпентинизированных перидотитов (верлитов и лерцолитов, судя по составу будин), серпентинизированных пироксенитов и измененных габброноритов, которые в разной мере разлинзованы и пронизаны субсогласными дигитациями серпентинитов. Мощность полос серпентинизированных гипербазитов изменяется от 10 до 25 м. В наиболее мощных полосах присутствуют ориентированные линзы ($1,2 \times 0,5$ м) родингитизированных габброноритов. Мощность полос метагабброноритов не превышает 10 м. Они составляют около 20% разреза. В зонах контакта полос серпентинитов и габброноритов прослеживаются слои родингитов. Рассмотренный блок с мелко раздробленными серпентинитами в основании (4 м) налегает на куполовидное тело (до 300 м по высоте) кислых интрузивных пород, плагиогранитов и кварцевых кератофилов. Разрез, прослеженный гипсометрически ниже этого интрузивного тела, сходен с описанным ранее, но отличается большей тектонизацией пород и присутствием ориентированных линз плагиогранитов и кварцевых кератофилов в полосах серпентинитов. В зоне ненарушенных контактов серпентинитов с габброноритами залегают слои контактово-реакционных пород вебстеритового состава. Мощность слоев не превышает 1 м. Суммарная мощность полосчатой серии достигает 500 м [Пейве, 1984].

В Четкинвямском меланже (верховье руч. Лагерного) чередование полос измененных габброноритов и серпентинитов примерно равной мощности (5 м) наблюдалось на протяжении 400 м. Ритмичность чередования полос в габброноритах двух рангов: 0,3—1,5 и 7—8 см. Габбронориты полистадийно метаморфизованы, в том числе родингитизированы. Полосы их прочерчиваются через 0,8—1,5 м зонами дробления и рассланцевания. Полосчатая серия с сер-

пентинитами в основании надвинута по крутопадающему разлому на эффузивно-туфовые комплексы, превращенные на контакте в амфиболовые сланцы и филлониты (табл. III, а—б). Подробнее они рассмотрены далее в этой главе. Для массива горы Эконай характерны блоки габброидов полосчатого строения мощностью до 150—200 м (см. рис. 2). В разрезе преимущественная роль принадлежит полосчатым габброноритам, полистадийно метаморфизованным в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. В зоне непосредственного контакта с аподунитовыми серпентинитами наблюдаются контактово-реакционные образования двух стадий. Высокотемпературные метасоматические породы первой стадии представлены бронзит-диопсидовыми пироксенитами, составляющими слой мощностью 4 м. Контактново-реакционные образования поздней стадии обрамляют слой пироксенового метасоматита. Они представлены апопироксенитовыми и апогабброноритовыми амфибол-пронит-хлоритовыми родингитами. Мощность слоя родингитов на контакте пироксенитов и габброноритов 2—3 м. При этом апопироксенитовый родингитовый слой имеет мощность в первые десятки сантиметров. В зонах контакта аподунитовых серпентинитов и габброноритов, кроме того, наблюдаются полосы (мощностью около 10 м) амфиболовых сланцев, сформированных за счет высокотемпературных апогабброноритовых бластомилонитов. При этом в габброноритах, полистадийно измененных и разлинзованных, заключены линзовидные тела (1,5—0,3 м) и жилы диабазов, плагиогранит-порфиров и кварцевых кератофиров, они сформированы в результате будинажа дайковых тел, ориентированных вдоль направления полосчатости. Падение полосчатости происходит в юго-восточных румбах (130—170°).

Кроме перечисленных комплексов, наблюдаются блоки (0,8—0,5 км), состоящие из пакетов расчешуенных полосчатых серий. Пакеты параллельны друг другу и полого (30°) падают на запад. В них чередуются полосы двух типов. Полосы первого типа мощностью 40—50 м сложены рассланцованными и будинированными серпентинитами с ориентированными линзовидными будинами апогабброноритовых родингитов до 3 м в поперечнике. В полосах второго типа мощностью в 70 м представлены габбронориты, полистадийно измененные в условиях динамического (грануляция, бластез, филлонитизация) и термального метаморфизма. В зонах контакта разнородных (серпентиниты и габброиды) полос по габброноритам сформировались родингиты. Удалось наблюдать выклинивание маломощных (1,5 м) серпентинитовых полос внутри метагабброноритовых слоев.

В целом строение исследованных габброноритовых полосчатых серий свидетельствует о том, что они подвергались неоднократным разноглубинным деформациям. Деформации ранних и промежуточных этапов происходили по типу сдвига и скольжения, ориентированных главным образом вдоль направлений полосчатости. В ранний этап были сформированы бластомилониты и амфиболиты. В промежуточные этапы происходили разлинзование и будинаж габброноритов, серпентинитов и кислых интрузивных пород, протрудирование серпентинитов вдоль полосчатости, формирование амфиболовых сланцев и филлонитов, а также полистадийных родингитов. В поздние этапы породы подверглись деформациям под воздействием напряжений, ориентированных поперечно к полосчатости. Они вызвали кулисообразное смещение блоков габброноритов, их дробление и формирование брекчий и милонитов между блоками. Присутствие высокотемпературных контактово-реакционных образований, специфика серпентинизации ультрабазитов показывают, что основные магмы внедрялись в том числе в аподунит-гарцбургитовые серпентиниты. При этом в дайкоподобные тела габброноритов оказались, по-видимому, включенными отторженцы вмещающих серпентинитов.

Таблица 7.

Содержание окислов (% мас.) и ионов (6 и 3 кислорода) петрогенных элементов в пироксенах по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	387	387	120	116	116	401	401	401	28-1
SiO ₂	51,97	50,94	51,48	53,67	50,74	54,79	52,40	52,64	50,46
TiO ₂	0,11	0,15	0,07	0,07	0,16	0,05	0,06	0,10	0,25
Al ₂ O ₃	1,41	1,70	0,71	1,63	2,24	1,04	1,39	1,57	4,47
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,16	0,21	0,03	0,01	0,01	0,14
FeO	19,92	7,64	23,82	14,55	5,60	17,72	7,89	7,43	6,35
NiO	0,05	0,00	0,00	0,04	0,00	0,11	0,00	0,00	0,05
MnO	0,52	0,21	0,67	0,25	0,13	0,00	0,00	0,00	0,03
MgO	23,09	14,13	19,39	26,16	15,55	25,64	16,40	15,56	14,93
CaO	0,84	22,20	0,80	0,52	22,47	0,48	21,46	22,11	21,71
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,29	0,32	0,34
K ₂ O	0,04	0,03	0,02	0,04	0,04	0,00	0,01	0,05	0,00
Сумма	97,94	97,00	96,98	97,09	97,14	99,89	99,91	99,79	98,73
Si	0,98	1,95	1,00	0,99	1,92	1,00	1,95	1,95	1,88
Al ^{IV}	0,02	0,05	0,00	0,01	0,08	0,00	0,05	0,05	0,12
Al ^{VI}	0,01	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,08
Ti	0,00	0,005	0,00	0,00	0,005	0,00	0,00	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,005	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,31	0,24	0,39	0,22	0,18	0,27	0,24	0,23	0,20
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,01	0,005	0,01	0,005	0,005	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,65	0,81	0,56	0,73	0,89	0,70	0,91	0,87	0,84
Ca	0,02	0,91	0,02	0,01	0,91	0,01	0,85	0,88	0,87
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	2,00	4,00	2,00	1,995	4,015	2,00	4,03	4,02	4,03
Es %	65,50	41,50	57,00	76,00	45,00	71,50	45,50	44,00	44,00
Fs%	31,50	12,00	41,00	23,00	9,00	27,50	12,00	11,50	10,50
Wo %	2,00	46,50	2,00	1,00	46,00	1,00	42,50	44,50	45,50
100Fe	32	23	41	23	17	28	21	21	19
Fe+Mg									

Примечание. 1—15 — габбронориты: 1—5 — второго типа (гранулитовые), 6—15 — первого типа (магматические); 16 — вебстерит; 17—19 — лерцолиты; 18, 19 — из работы А.А. Пейве [1984]. Место-

Кроме того, в массиве горы Эконай наблюдаются штокообразные тела массивных габброноритов высотой до 0,5 км (см. рис. 2). Они внедрены в полосчатые габбронориты, на контакте с которыми сформировались эндоконтактовые зоны мощностью до 0,7—0,8 м. Эти зоны состоят из амфибол-диопсидовых микрогаббро с биотитом и имеют роговиковоподобные структуры. В случае, когда тела габброноритов непосредственно контактируют с дайками или штокообразными телами плагиогранит-порфиров, эндоконтактовые слои в сильной мере подверглись изменениям по типу пропилитизации. При этом ассоциация гидротермально-метасоматических минералов в габброноритах состоит из эпидота, хлорита, пренита, кварца, которые сочетаются с крупными (1—1,5 м) зернами сульфидов сложного состава. На контакте с автобрекчированным в краевых частях телом плагиогранит-порфиров присутствует пумпеллит. В центральных частях тел массивных габброноритов видны крупные (0,5—1 см)

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
512	512	512	85	85	85	742	376	213-1	213-1
51,48	51,57	54,21	51,32	51,30	51,41	53,20	56,84	55,85	51,96
0,00	0,13	0,13	0,02	0,23	0,07	0,14	0,00	0,05	0,18
3,20	3,43	1,59	1,14	1,63	1,59	2,80	1,90	4,19	3,60
0,07	0,18	0,09	0,00	0,09	0,03	0,57	0,12	0,46	0,55
13,71	6,14	4,84	20,82	7,85	7,98	3,00	10,36	6,56	1,88
0,03	0,03	0,05	0,00	0,03	0,04	He опр.	0,00	0,06	0,11
0,46	0,12	0,04	0,61	0,27	0,21	0,31	0,25	0,14	0,06
28,65	15,55	16,25	25,75	16,51	17,38	16,29	29,56	32,15	16,24
0,43	22,42	22,60	0,63	20,44	20,81	23,73	0,26	0,61	25,18
0,00	0,19	0,19	0,00	0,32	0,44	0,10	0,13	0,00	0,21
0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,05
98,03	99,77	99,99	100,29	98,67	99,96	100,18	99,42	100,10	100,02
0,94	1,91	1,98	0,95	1,93	1,91	1,94	1,00	0,96	1,90
0,06	0,09	0,02	0,02	0,07	0,07	0,06	0,00	0,04	0,10
0,01	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,04	0,06
0,00	0,005	0,005	0,00	0,01	0,00	0,005	0,00	0,00	0,005
0,00	0,005	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,005	0,01	0,02
0,21	0,19	0,15	0,32	0,25	0,25	0,09	0,15	0,10	0,06
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	He опр.	0,00	0,00	0,00
0,01	0,005	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,005	0,00	0,00
0,78	0,86	0,89	0,72	0,92	0,96	0,89	0,78	0,83	0,88
0,01	0,89	0,88	0,01	0,82	0,83	0,92	0,005	0,01	0,98
0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,03	0,01	0,005	0,00	0,02
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2,02	4,025	3,985	2,03	4,03	4,06	4,005	1,99	1,99	4,025
78,00	44,00	46,00	68,50	46,00	47,00	47,00	83,50	88,00	46,00
21,00	10,00	8,00	30,50	13,00	12,00	5,00	16,00	10,50	3,00
1,00	46,00	46,00	1,00	41,00	41,00	48,00	0,50	1,50	51,00
21	18	14	31	21	20	9	16	11	6

нахождение: меланжи: 1, 2, 6—8, 17 — Рытгыльский, 3—5, 18—19 — Чирыйнайска, 13—15 — Росомашинский; массивы: 9—13 — гора Наанкней, 16 — верховья руч. Лагерного.

порфиروبласты и сегрегации кварца, расположенные внутри ромбовидных или прямоугольных участков породы, сформированных сеткой прожилков кварца мощностью до 0,5 см.

Полосчатые серии пород и блоки полосчатого чередования гипербазитов и габброидов (полосчатые габбронориты и массивные габбро) установлены также в Майницкой структурной зоне Корякского хребта, в Чирыйнаиском, Рытгыльском и Тамтавнейском офиолитовых массивах и меланжах [Пейве, 1984; Марков и др., 1982]. В Рытгыльском меланже, в частности в верховьях р. Ныгчеквеем, автором установлены полосчатые комплексы, подобные тем, которые наблюдались в массивах гор Наанкней и Эконай и верховьях руч. Лагерного, в том числе с зонами линзовидного строения (см. рис. 1). В полосчатом комплексе Восточного Сахалина (Шельтингский и Березовский массивы) габбронориты находятся в сложном чередовании с пироксенитами, верлитами, лерцолитами и серпентинитами.

Таблица 8

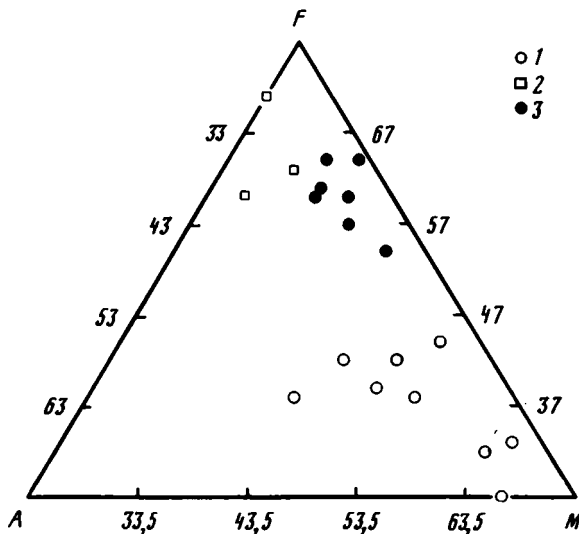
Содержание окислов (% мас.) и ионов (8 кислорода) петрогенных элементов в плагиоклазах по данным электронно-зондового микроанализа

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	387	401	120	116	512	512	512	85	302	381	376a	376a	747
SiO ₂	45,17	46,79	44,51	45,00	45,55	43,98	43,34	44,46	44,62	68,04	59,79	59,77	67,26
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,72	0,14	0,14	0,01
Al ₂ O ₃	34,27	33,78	34,18	33,50	34,23	35,81	35,31	34,10	35,62	19,63	26,93	26,82	19,88
Cr ₂ O ₃	0,06	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,03	0,03	0,04
Fe ₂ O ₃	0,41	0,32	0,26	0,34	0,23	0,20	0,15	0,20	0,08	0,21	0,07	0,07	0,25
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,14	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	17,85	16,41	18,87	18,03	18,59	18,77	18,43	17,17	19,51	0,06	6,75	6,78	0,38
Na ₂ O	0,00	1,21	0,00	0,00	0,70	0,68	0,84	1,98	0,36	11,92	6,55	6,54	10,08
K ₂ O	0,05	0,00	0,05	0,04	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,05	0,08	0,08	0,41
Сумма	97,81	98,51	97,87	96,92	99,61	99,62	98,14	98,02	100,19	100,67	100,34	100,23	98,31
Si	2,11	2,17	2,09	2,12	2,16	2,04	2,04	2,10	2,06	2,98	2,64	2,65	2,98
Al	1,89	1,85	1,89	1,87	1,82	1,96	1,96	1,89	1,93	1,00	1,40	1,40	1,04
Fe ³⁺	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,005	0,01	0,005	0,005	0,00	0,00	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,005	0,005	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,005	0,005	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,90	0,82	0,94	0,93	0,90	0,935	0,93	0,87	0,96	0,00	0,32	0,32	0,14
Na	0,00	0,11	0,00	0,00	0,06	0,06	0,08	0,18	0,03	1,00	0,56	0,56	0,87
K	0,005	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,005	0,005	0,02
Сумма	4,925	4,96	4,93	4,93	4,955	5,01	5,015	5,05	4,985	5,005	4,93	4,94	5,06
Ab	0,00	12,00	0,00	0,00	6,00	6,00	8,00	17,00	3,00	100,00	63,00	63,00	85,50
An	100,00	88,00	100,00	100,00	94,00	94,00	92,00	83,00	97,00	0,00	37,00	37,00	14,50

Примечание. 1—8 — габбронориты: 1, 3, 4 — второго типа, 2, 5—8 — первого типа; 9 — плагиоклазовая амфиболит; 10 — амфиболовый филлонит; 11, 12 — флюидно-метаморфизованный амфиболит; 13 — амфиболовый сланец динамотермального ореола (руч. Лагерного).

Рис. 7. Диаграмма AFM

1—3 — габбронориты двух типов: 1 — первого, 2 — в том числе измененные, 3 — второго



Петрография и минералогия габброноритов и ассоциирующихся пород. Петрографическое изучение габброноритов из полосчатых комплексов показывает, что они представлены двумя типами. Для первого типа пород характерны структуры магматической породы. Они представлены как порфировидными, так и равномерно-среднезернистыми разностями с панидиоморфнозернистыми структурами. Ортопироксены в большинстве случаев замещены псевдоморфозами железомagneйного хлорита с параметром ячейки b от 9,21 до 9,24 Å. Хлорит сочетается с амфиболом, который присутствует в виде удлиненных призм, ориентированных вдоль призматической спайности пироксенов. По данным электронно-зондового микроанализа, в псевдоморфозах наблюдаются минеральные образования, имеющие состав, переходный от хлорита к амфиболу. В том случае, когда наблюдаются незамещенные ортопироксены, они представлены бронзитом (табл. 7). Бронзит имеет следующие показатели преломления: $N_g = 1,694—1,706$, $N_p = 1,680—1,692$. Минерал плеохроирует от бесцветного по N_g до розового разных оттенков по N_p . В нем наблюдаются структуры распада, фиксируемые ламеллями клинопироксена. Последние в сложных псевдоморфозах замещаются магнезиальной роговой обманкой. Второй особенностью габброноритов магматического типа является состав плагиоклазов. Содержание анортитовой молекулы в них не достигает 100%, а изменяется от 83 до 94%. В случае наложенных метаморфических изменений содержание анортитовой молекулы в плагиоклазах изменяется ступенчато от 37 до 14% и до 0 (табл. 8). Клинопироксены представлены кальциево-магниевыми типами (диопсид—авгит), характерными для кумулятивных серий офиолитов [Колман, 1979]. Показатели преломления клинопироксенов: $N_p = 1,704—1,710$, $N_p = 1,672—1,678$. Минерал в шлифе бесцветен или имеет весьма бледную зеленую окраску.

Габбронориты второго типа имеют как полосчатую, так и массивную текстуры. Для них характерны грубогранобластические структуры (размеры зерен 0,5—1,7 мм) с полигональными очертаниями зерен. Ортопироксены сохраняются преимущественно неизмененными, крайне редко содержат ламелли клинопироксена; представлены более железистыми разностями бронзита и гиперстена (см. табл. 7, графы 1, 3, 4). Это обстоятельство сказалось на петрохимических особенностях пород, в целом более высоком содержании в них окислов железа (рис. 7). В составе клинопироксенов представлены диопсид и салит (см. табл. 7,

Таблица 9

Содержание окислов (% мас.) и ионов (4 кислорода) петрогенных элементов в рудных минералах пород полосчатого комплекса по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
	387	120	742	376	376	213-1	213-1	33-2
SiO ₂	0,03	0,07	0,00	0,43	1,49	0,00	0,00	0,28
TiO ₂	3,52	0,47	0,19	0,10	0,00	0,04	0,06	0,15
Al ₂ O ₃	1,73	0,70	32,35	43,96	0,07	54,20	52,98	45,03
Cr ₂ O ₃	0,12	0,05	26,54	14,09	0,11	14,40	15,55	13,55
Fe ₂ O ₃	96,22	98,15	32,85	30,15	98,15	16,43	17,23	26,01
MnO	0,42	0,08	0,30	0,19	0,11	0,11	0,19	He опр.
MgO	0,07	0,11	10,57	10,58	0,27	17,78	17,29	16,00
NiO	0,00	0,00	He опр.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
CaO	0,00	0,00	0,00	0,06	0,04	0,27	0,28	0,07
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,26	0,32	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,04	0,05	0,04	0,00	0,04	0,06	0,05	0,00
Сумма	102,15	99,68	102,84	99,82	100,60	103,29	103,63	101,14
Si	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,00	0,01
Ti	0,09	0,01	0,005	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,07	0,03	1,07	1,42	0,005	1,61	1,58	1,42
Cr	0,005	0,00	0,59	0,31	0,005	0,29	0,31	0,29
Fe ³⁺	2,46	2,61	0,69	0,62	2,57	0,31	0,33	0,52
Mn	0,01	0,00	0,01	0,005	0,005	0,00	0,00	0,00
Mg	0,005	0,005	0,45	0,44	0,01	0,67	0,66	0,64
Na	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
Сумма	2,640	2,655	2,815	2,825	2,665	2,88	2,88	2,88

Примечание. 1, 2, 5 — магнетиты; остальные — хромшпинелиды. 1—5 — расшифровка образцов в табл. 7; 6—8 — из работы А.А. Пейве [1984]; 6, 7 — лерцолиты из массива горы Георгия (Чирынайский меланж), 8 — верлит горы Наанкней.

графы 2, 5). Плагноклазы представлены анортитом со 100%-ным содержанием анортитовой молекулы (см. табл. 8, графы 1, 3, 4). Для них характерны клиновидные двойники, изгибы двойниковых полос, а также системы двойников наложенного характера, ориентированные косо по отношению к направлениям первичного двойникования. Рудные минералы представлены магнетитом, в том числе — титаносодержащим (табл. 9, обр. 387, 120).

Более мелкозернистые (в 3—4 раза) гранобластовые структуры пород, характер двойников в плагноклазах, отсутствие структур распада в ортопироксенах свидетельствуют о метаморфическом генезисе этих пород. Температуры их формирования с использованием двупироксенового геотермометра оцениваются интервалом 830—880°C [Перчук, 1971]. Распад первичных ортопироксенов на две фазы в габброноритах первого типа, исходя из того же геотермометра, происходил при температурах 880—925°C. Следовательно, перекристаллизация магматических габброноритов первого типа в габбронориты второго типа, на что указывают переходные разности пород, происходила в постсолидусный этап в условиях гранулитовой фации метаморфизма после ламеллярного распада протобронзита, возможно, при медленном (экранированном) остывании интрузивного тела. Можно предполагать, что резкое остывание магматических тел габброноритов экранировалось вмещающими серпентинизированными ультрабазитами, с которыми они связаны высокотемпературными контактово-реакционными биметасоматическими взаимоотношениями.

Косвенным подтверждением этому предположению служит тот факт, что

Таблица 10
Изотопный состав стронция в плагиоклазах габброноритов

Номер образца	42	28-1	528	512	512	115-1	115-5	120
Тип породы	Первый					Второй		
Состав плагиоклазов (% An) в исследованной навеске*	85—88	85—88	83—92	92—94	92—94	95—100	95—100	95—100
Типы плагиоклазов, % мас.								
Негранули- рованные	60	10	10	10	10	95	95	95
Гранулиро- ванные	10	75	85	85	75	5	5	5
С включе- ниями пре- рита	0	15	5	15	15	Нет	Нет	Нет
То же, се- рицита	30	0	0	0	0	"	"	"
Зерна пренита	Нет	+	Нет	+	++	"	"	"
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 0,00006$ — 0,00010)	0,70446	0,70511	0,70493	0,70501	0,70503	0,70400	0,70393	0,70384
Содержание Eu, г/т	Не опр.	0,047	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,127	0,226	0,094

*Фракция 0,1—0,05 мм весом 120—300 мг.

Примечание. Обр. 42, 28-1, 115-1, 115-5, 120 — из коллекции А.А. Пейве [1984]. Местонахождение: 42, 28-1, 512, 528 — гора Наанкней, остальные — Чирынайский меланж. + — единичные зерна; ++ — 15—10% объема фракции; содержание Eu — по данным А.А. Пейве [1984].

перекристаллизованные габбронориты характерны для Майницкой структурной зоны, где в составе офиолитов значительная роль принадлежит крупным массивам ультраосновных пород (Малонаучирынайский, Тамватнейский, Чирынайский, горы Красная и Средняя). Судя по ориентировке метаморфической полосчатости пород, расположению наложенных двойниковых полос, характеру деформационной изогнутости полос высокотемпературная перекристаллизация габброноритов была стимулирована деформациями типа сдвига и скольжения, направленными вдоль контакта этих пород с ультрабазитами. Об экранировании свидетельствует малая степень наложенных минеральных преобразований перекристаллизованных габброноритов по сравнению с неперекристаллизованными магматическими типами этих пород. Экранирование, по-видимому, кроме того, содействовало сохранению относительно низких значений изотопных отношений стронция в перекристаллизованных габброноритах (табл. 10). Эти значения выше верхнего предела отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтах срединно-океанических хребтов и характерны для пород большинства современных островных дуг и активных континентальных окраин [Шараськин, 1984].

Разрушение ламелл диопсида при перекристаллизации бронзита могло привести к повышению роли катионов Са в плагиоклазах и, возможно, Fe во вновь сформированных пироксенах. Эти тенденции могли быть усилены при контактово-реакционных взаимоотношениях с ультрабазитами [Коржинский, 1955]. Габбронориты двух типов наблюдались в одном разрезе полосчатого комплекса (верховье р. Ныгчеквеем) мощностью около 100 м. При этом породы второго типа залегали в виде линз (1,5 × 0,6 м) в полосах вебстеритового состава, состоящих из бронзита—гиперстена и диопсида (см. табл. 7, графа 16).

Таблица 11

Содержание окислов (мас. %) и ионов (23 кислорода) петрогенных элементов в амфиболах по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
	387	116	120	401	512	381	85	1382
SiO ₂	48,57	46,68	47,95	50,41	46,25	45,56	49,17	46,72
TiO ₂	0,59	0,56	0,60	0,54	1,18	0,00	0,00	0,22
Al ₂ O ₃	6,38	10,32	6,48	7,42	12,46	15,65	5,66	13,45
Cr ₂ O ₃	0,07	0,56	0,00	0,19	0,14	0,12	0,00	0,68
FeO	11,44	8,06	15,58	10,55	8,02	14,58	12,22	6,50
MnO	0,20	0,10	0,25	0,00	0,17	0,00	0,20	0,09
MgO	15,96	16,02	13,65	17,88	16,31	10,65	19,62	16,40
CaO	11,29	11,85	10,98	10,19	11,87	9,52	10,20	12,42
NiO	0,04	0,07	0,02	0,06	0,05	0,11	0,01	0,01
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	1,06	2,26	1,64	1,83	1,83
K ₂ O	0,12	0,12	0,13	0,08	0,14	0,31	0,02	0,18
Сумма	94,66	94,34	95,64	98,38	98,85	98,17	98,93	98,50
Si	7,18	6,84	7,16	7,13	6,55	6,59	7,04	6,56
Al ^{IV}	0,82	1,16	0,84	0,87	1,45	1,41	0,94	1,44
Сумма	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	7,98	8,00
Al ^{VI}	0,29	0,62	0,30	0,37	0,62	1,24	0,00	0,79
Ti	0,07	0,06	0,07	0,06	0,13	0,00	0,00	0,02
Cr	0,02	0,07	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,08
Fe ²⁺	1,42	0,99	1,94	1,25	0,94	1,76	1,46	0,76
Mn	0,02	0,03	0,03	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01
Mg	3,52	3,50	3,04	3,79	3,46	2,31	4,21	3,46
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Сумма	5,34	5,28	5,38	5,49	5,20	5,35	5,70	5,12
Ca	1,79	1,86	1,76	1,54	1,80	1,47	1,56	1,87
Na	0,00	0,00	0,00	0,28	0,61	0,45	0,51	0,51
K	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,05	0,00	0,03
Сумма	1,81	1,88	1,79	1,84	2,44	1,97	2,07	2,41
Mg/(Fe+Mg)	0,74	0,78	0,62	0,75	0,79	0,58	0,74	0,82
Амфиболы	1	1	1	1	5	1	6	5

Примечание. 1—5, 7, 8 — габбронориты: 1—3 — второго типа, 4, 5, 7, 8 — первого типа; 6 — апагабброноритовый филлонит; 9 — высокотемпературная биметасоматическая порода; 10 — лерцолит; 11 — плагиоклазовый амфиболит; 12 — флюидно-метаморфизованный плагиоклазовый амфиболит; 13—17 — амфиболовые сланцы динамотермального ореола; 14—17 — зерна одного образца: 14 — порфиробласт, 15—17 — основная масса. Местонахождение: 1—5, 7, 10 — см. табл. 7; 6, 12 — Рытгыль-

Для перекристаллизованных габброноритов (обр. 115-1, 115-5, 120) характерна отчетливая отрицательная аномалия Eu, что может свидетельствовать об их некумулятивном генезисе. Для габброноритов первого типа (обр. 74, 28-1) устанавливается как положительная, так и отрицательная аномалии этого элемента [Пейве, 1984]. Стоит упомянуть для этих пород о соотношении содержаний европия и анортитовой молекулы в плагиоклазах. Намечающаяся зависимость может быть случайной. Сведения приводятся в порядке сбора данных (см. табл. 10).

Габбронориты второго типа, что уже отмечалось, мало изменены наложенными метаморфическими преобразованиями. Для них обычно характерны контактово-реакционные на границе плагиоклазов и пироксенов магнезиальные роговые обманки (табл. 11, графы 1,2). Кроме того, наблюдаются образцы с

9	10	11	12	13	14	15	16	17
1348	376	302	376a	746	747	747	747	747
45,06	45,18	46,31	52,90	51,62	45,72	45,37	43,91	45,12
0,73	0,64	0,87	0,00	0,24	0,45	0,44	0,54	0,48
13,91	12,60	11,41	4,51	5,45	13,67	13,33	13,98	13,53
0,00	0,40	0,01	0,46	0,05	0,07	0,11	0,12	0,07
8,58	7,21	13,47	7,78	11,97	13,76	15,44	15,51	15,84
0,22	0,10	0,30	0,00	0,22	0,30	0,28	0,33	0,22
15,26	15,96	13,06	18,72	16,03	11,77	11,19	10,77	10,86
11,61	11,62	11,00	10,85	12,77	10,70	10,59	10,41	10,60
0,00	0,00	0,00	0,04	He опр.	0,00	0,00	0,00	0,02
1,93	2,08	1,45	0,66	0,54	1,97	1,93	2,06	2,00
0,14	0,45	0,02	0,10	0,11	0,41	0,34	0,48	0,42
97,44	96,24	97,90	96,02	99,00	98,82	99,02	98,11	99,16
6,47	6,54	6,72	7,64	7,35	6,59	6,57	6,45	6,54
1,53	1,46	1,28	0,36	0,65	1,41	1,43	1,55	1,46
8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
0,81	0,69	0,67	0,40	0,26	0,91	0,85	0,87	0,85
0,08	0,07	0,10	0,00	0,02	0,05	0,05	0,06	0,03
0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
1,02	0,87	1,63	0,66	1,42	1,66	1,87	1,91	1,92
0,03	0,01	0,03	0,00	0,02	0,04	0,03	0,04	0,03
3,29	3,46	2,84	4,06	3,42	2,53	2,42	2,36	2,35
0,00	0,00	0,00	0,00	He опр.	0,00	0,00	0,00	0,00
5,23	5,15	5,27	5,17	5,14	5,20	5,23	5,25	5,19
1,78	1,80	1,71	1,68	1,95	1,65	1,64	1,64	1,65
0,52	0,59	0,40	0,19	0,16	0,55	0,54	0,59	0,56
0,03	0,09	0,00	0,02	0,02	0,08	0,06	0,09	0,08
2,33	2,48	2,11	1,89	2,13	2,28	2,24	2,32	2,29
0,76	0,80	0,64	0,86	0,71	0,60	0,56	0,55	0,55
7	5	1	3	2	1	1	4	1

ский меланж; 8, 9 — Березовский массив (Сахалин); 11 — гора Эконай; 13—17 — верховье руч. Лагерного. Название [Leake, 1978]: 1, 2, 4—7 — роговые обманки: 1 — магнезиальная, 2 — актинолитовая, 4 — железисто-паргаситовая, 5 — эденитовая, 6 — эденит, 7 — паргаситовая; 3 — актинолит. Соотношение ионов Fe^{3+} и Al^{VI} определялось по максимальному отношению $Fe_2O_3:FeO$ по данным "мокрой" химии.

пойкилобластами магнезиальной роговой обманки, где идиобластами служат бронзит, гиперстен и диопсид (см. табл. 11, графа 3). Эти преобразования характерны для условий термальной статической амфиболитизации при воздействии флюидов, содержащихся в самой породе или пограничных ультрабазитах. Самые поздние изменения пород состоят в образовании пренита вдоль нарушенных границ зерен. Обычно они проявлены незначительно.

Изменения габброноритов первого типа носят полистадийный характер. Ранние стадии связаны с аутометаморфической амфиболитизацией: клинопироксенов (обр. 401, 85) и образованием контактовых роговых обманок вокруг бронзитов (обр. 512, 1382). В последующем или одновременно бронзиты в разной мере были замещены пластинчатыми псевдоморфозами сложного состава, ко-

торые рассматривались ранее. Формирование амфибол-хлоритовых псевдоморфоз могло быть связано с контактово-реакционными процессами на границе плагиоклаз—бронзит в присутствии флюидов. Воздействие флюидов, связанных с формированием дайково-силлового комплекса, могло способствовать соссюритизации и серицитизации плагиоклазов, а также формированию апоплагиоклазовых псевдоморфоз актинолит-хлоритового состава. Серицит, представленный Mn -содержащей разновидностью мусковита ($0,82K$ $0,12Mn$ $0,02Na$ $0,93Al$) ($1,92Al$ $3,08 Si$) $_5O_{10}(OH)_2$), присутствует в габброноритах полосчатого комплекса горы Наанкней. Его образование возможно связать с внедрением кремнекислых интрузий.

Динамические воздействия на породы способствовали избирательной грануляции плагиоклазов в краевых частях крупных зерен и в залеченных зонах более ранних высокотемпературных деформаций, а также перекристаллизации апобронзитовых псевдоморфоз. С внедрением интрузий и субинтрузий плагиогранитов и кварцевых кератофиров связано окварцевание габброноритов и их изменение по типу пропилитизации. Содержание кварца в породе может достигать 30—40%. Минеральные ассоциации апогабброноритовых метасоматитов представлены актинолитом, хлоритом, альбитом, эпидотом, пренитом, кварцем в различных сочетаниях и объемных соотношениях. Поздние преобразования пород связаны с катакластическими деформациями (дробление, брекчирование) и последующим залечиванием трещин пренитом.

Проявления высокотемпературного локального динамотермального метаморфизма приурочены к зонам послонных деформаций внутри полос габброноритов на удалении 3—4 м от слоя биметасоматических вебстеритов. Полосы амфиболитов и габброамфиболитов достигают мощности 3 м. Породы сложены магнезиальной роговой обманкой, диопсидом и анортитом (см. табл. 8, 11, обр. 302). Они имеют ориентированные текстуры и гранобластовые структуры. Более поздние наложенные флюидно-метаморфические изменения этих высокотемпературных ($800^\circ C$) амфиболитов связаны с образованием нодулей игольчатого актинолита и уменьшением содержаний анортитовой компоненты в плагиоклазах (см. табл. 8, 11, обр. 376а). Кроме того, в разлинзованных полосчатых комплексах (Малонаучирынайский, Чырынайский и Четкинвямский меланжи) выявлены линзы ($2 \times 0,8$ м) гранатовых амфиболитов и эклогитоподобных пород [Пинус и др., 1973] (данные автора). Последние состоят из диопсида, зденитовой роговой обманки и альмандин-пиропового граната (табл. 12). Формирование этой породы, судя по составу ассоциирующихся минералов, происходило в условиях повышенных давлений (>5 кбар) и температур ($\approx 800^\circ C$). Их образование могло быть результатом биметасоматических процессов, реализованных в глубинной, динамически активной обстановке.

Проявления относительно низкотемпературного динамотермального метаморфизма (400 — $525^\circ C$) связаны с формированием амфиболовых сланцев и филлонитов. Амфиболовые сланцы с железисто-паргаситовой и магнезиальной роговой обманкой, эпидотом и олигоклазом (см. табл. 11, обр. 747) формируются преимущественно за счет базальтоидных вулканитов в зоне тектонического контакта с полосчатым комплексом при T $525^\circ C$, P 8 кбар, оцененными по геотермобарометру Л.П. Плюсниной [1983]. Такая зона хорошо обнажена и обследована в верховьях ручья Лагерного (Четкинвямский меланж). Плоскость контакта здесь круто ($\approx 80^\circ$) наклонена к северо-северо-востоку. Породы динамотермального ореола граничат с полосчатыми габброноритами через слой серпентинитов мощностью 2,5 м. Непосредственно к серпентинитам примыкают альбит-эпидот-амфиболовые породы массивной текстуры (обр. 746), которые

Таблица 12

Содержание окислов (% мас.) и ионов петрогенных элементов в минералах эколитоподобной породы (обр. 3-1П) по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	1	2	3	4	Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	45,24	50,86	38,57	39,28	Fe ²⁺	0,98	0,17	1,20	1,61
TiO ₂	0,79	0,25	0,00	0,04	Mn	0,02	0,02	0,04	0,00
Al ₂ O ₃	12,24	3,80	22,70	22,23	Mg	3,44	0,82	1,19	0,21
Cr ₂ O ₃	0,00	0,13	0,00	0,10	Ca	1,82	0,92	0,60	0,77
FeO	8,04	5,32	18,82	24,36	Na	0,56	0,02	0,00	0,05
MnO	0,16	0,04	0,61	0,00	K	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	15,79	14,61	10,38	1,77	Сумма	7,57	2,01	5,03	4,72
CaO	11,73	22,99	7,34	9,07	Mg/(Mg+Fe)	0,78	0,83	0,50	0,12
Na ₂ O	1,96	0,27	0,00	0,29	Еп	He опр.	43,00	He опр.	He опр.
K ₂ O	0,07	0,02	0,02	0,01	Fs	"	9,00	"	"
Сумма	96,02	98,29	98,44	97,15	Wo	"	48,00	"	"
Ионы	23(0)	6(0)	12(0)	12(0)	Альмандин	"	He опр.	40,00	62,00
Si	6,57	1,91	2,95	3,13	Пироп	"	"	40,00	8,00
Al ^{IV}	1,43	0,09	0,05	0,00	Спессартит	"	"	1,00	0,00
Сумма	8,00	2,00	3,00	3,13	Са-компонент	"	"	19,00	30,00
Al ^{VI}	0,66	0,08	2,00	2,08					
Ti	0,09	0,005	0,00	0,00					
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00					

Примечание. 1 — эденитовая роговая обманка; 2 — диопсид; 3 — гранат; 4 — гранат апогаббронитового филлонита (обр. 381).

слагают слой мощностью около 1 м. Амфиболовые сланцы (обр. 747) сланцеватой текстуры следующего слоя мощностью 3 м сменяются сланцами узловатопятнистой текстуры с карбонатами, сформированными за счет туфобрекчии, судя по палимпсестовым структурам и сохранившимся участкам исходной породы. Мощность последнего слоя 4 м. В следующем слое мощностью 3 м отчетливо видна базальтовая природа исходной породы, неравномерно рассланцованной и плейчато деформированной. Полоса динамотермально-метаморфизованных пород мощностью 10—11 м прослеживается на расстояние 0,5 км.

В другом случае на контакте с полосчатым комплексом наблюдаются грубое рассланцевание, расplitкование и брекчирование пород кремнисто-вулканического комплекса. При этом азимуты падения контактной плоскости остаются прежними, но уменьшаются углы падения до 40°. Контакты первого типа (динамотермальные) наблюдаются с вулканитами комплекса низкотитанистых спилитизированных базальтов (47,09 SiO₂, 1,23 TiO₂, 14,01 Al₂O₃, 6,10 Fe₂O₃, 6,11 FeO, 0,20 MnO, 11,99 CaO, 6,84 MgO, 3,21 Na₂O, 0,31 K₂O, 2,25 H₂O⁺). Контакты второго типа прослеживаются на границе с вулканическими комплексами, представленными в основном измененными (хлорит, пумпеллиит) субщелочными базальтами (43,92 SiO₂, 3,17 TiO₂, 13,23 Al₂O₃, 7,32 Fe₂O₃, 7,17 FeO, 0,18 MnO, 9,15 CaO, 3,06 MgO, 3,89 Na₂O, 2,11 K₂O, 4,39 H₂O⁻). туфобрекчиями этих базальтов и кремнистыми породами, слагающими блоки мощностью 5—7 м. Возраст кремнисто-вулканического комплекса оценивается как поздний палеозой—триас [Пейве, 1984]. Исходя из петрохимических сопоставлений, их образование можно предполагать в обстановке океанических поднятий или абиссальных плато [Гранник, 1984; Рихтер, 1987]. Низкотитанистые вулканиты отделены от комплек-

сов с субщелочными базальтами зонами нарушений, ориентированных поперечно их контакту с полосчатыми серпентинит-габброноритовыми породами. По этим нарушениям контактные слои двух вышеописанных типов смещены относительно друг друга до 0,5 км. В современном меланже зоны нарушений используются притоками руч. Лагерного.

Данные о составе и строении контактовых зон позволяют использовать концепцию протрудирования (ультрабазиты были уже серпентинизированы) полосчатого комплекса в вулканических толетах состава близко одновременно с формированием вулканических пород. При этом механизме одновременно могли происходить локальный прогрев контактных зон за счет тепла, продуцируемого вулканитами, и их рассланцевание. Серпентинитовые слои сдерживали рассеивание тепла и химических компонентов, привносимых флюидами, и таким образом способствовали протеканию динамотермальных метаморфических процессов. Соприкосновение полосчатого комплекса с породами субщелочной базальтовой серии происходило, по-видимому, в более поздние этапы в субповерхностных условиях. При этом сохранились согласные простирания и падения двух типов контактных зон, хотя углы падения уменьшились с 80 до 40°.

Региональное проявление динамометаморфизма в породах вулканогенно-кремнистых комплексов, в которых сочетаются эффузивы толеитовой и субщелочной серий, известно для вулканических образований триаса—нижнего мела Сусунайского хребта о-ва Сахалин [Егоров и др., 1969; Рихтер, 1987]. В метаморфизованных толщах наблюдается совмещение блоков вулканических и кремнистых пород, преобразованных в условиях зеленосланцевой фации, и малоизмененных пород, претерпевших незначительную милонитизацию и катаклаз. Метаморфизм вулканогенно-кремнистых толщ связывается с глубинным надвигом океанических комплексов с востока-юго-востока на комплексы островного Восточно-Сахалинского поднятия в конце мела—начале палеогена [Рихтер, 1987]. Беря за пример вышерассмотренную ситуацию, формирование двух типов контактных зон с проявлением как динамотермального, так и динамического метаморфизма можно предположительно связывать с надвигами на границе океанических и островодужных палеоструктур. Высокотемпературное взаимодействие с формированием слоев, характерных для зеленосланцевой фации метаморфизма, логичнее предполагать со стороны формирующегося вулканического поднятия с толеитовым составом лав.

Для зон разлинзования внутри полосчатых комплексов характерны филлониты, в том числе гранатсодержащие (обр. 381), сформированные за счет гранатовых амфиболитов и возможно эклогитоподобных пород. Порфиروبласты альмандин в филлонитах отличаются низким содержанием пиропового минала (см. табл. 12). Уменьшение содержаний пиропового минала в гранате по сравнению с исходными породами можно связать с его перекристаллизацией в условиях более низкотемпературного динамотермального метаморфизма.

Лерцолиты, чередующиеся с габброноритами, верлитами и пироксенитами, в полосчатом комплексе сложены энстатитом или низкожелезистым бронзитом, диопсидом и оливином (см. табл. 7, 13). Оливин в породах полосчатого комплекса отличается от оливинов дунит-гарцбургитового комплекса более высоким содержанием фаялитовой молекулы (16,5%) (см. табл. 13). Хромшпинелиды в лерцолитах (и верлитах) представлены низкохромистыми высокоалюминиевыми разновидностями, отвечающими по составу плеонасту и плеонастцейлониту (см. табл. 9). Сходные по составу шпинель и энстатит содержатся в лерцолитах, драгированных в разломе Яп на продолжении Япского желоба [Геология . . . , 1980, обр. 1409/D2-1]. На контакте лерцолитов с рассланцованными аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами в ряде случаев наблюдаются ненару-

Таблица 13

Содержание окислов (% мас.) и ионов (4 кислорода) петрогенных элементов
в оливковых ультраосновных породах полосчатого комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5
	376	538	576	33-2	35-2
SiO ₂	39,97	39,98	39,73	39,82	39,95
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,01	0,04	0,01
FeO	15,77	15,49	14,44	14,39	17,11
NiO	0,00	0,20	0,14	0,13	0,11
MnO	0,10	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.
MgO	43,99	44,13	45,05	44,47	42,87
CaO	0,00	0,00	0,07	0,05	0,00
Na ₂ O	0,22	0,00	0,03	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,06	99,80	99,47	98,93	100,05
Si	1,01	1,00	1,00	1,01	1,01
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,33	0,33	0,30	0,30	0,36
Ni	0,00	0,005	0,005	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.
Mg	1,66	1,67	1,70	1,68	1,62
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	3,00	3,005	3,005	2,99	2,99
<u>100Fe</u>	16,60	16,50	15,00	15,20	18,20
Fe+Mg					

Примечание. 1 — лерцолит (Рытгыльский меланж); 2—5 — верлиты (гора Наанкней); 4, 5 — из работы А.А. Пейве [1984].

шенные зоны высокотемпературных метасоматических образований оливин-бронзит-диопсидового состава мощностью около 0,5—0,7 м. Контактново-реакционные слои наблюдаются также на контакте лерцолитов с габброноритами первого типа. В них присутствуют гранатgrossуляр-андрадитового состава, диопсид и паргаситовая роговая обманка (см. табл. 11, обр. 1348). Характерной особенностью состава этих слоев является алюминиево-железистая шпинель-герцинит, присутствие которой может свидетельствовать об условиях повышенных давлений. В лерцолитах присутствуют автометаморфические эденитовые роговые обманки, характерные также для габброноритов магматического типа (см. табл. 11, обр. 376, 1382, 512).

Обсуждение условий образования габброидов полосчатой серии. Анализ строения, состава и минеральных преобразований рассмотренных комплексов габброидов свидетельствует об их магматической природе и разномглубинных полистадийных преобразованиях. При этом вскрывается полигенетическая природа полосчатых комплексов, в которых габбронориты большей частью являются образованиями, неодновременными с лерцолитами и вмещающими их аподунит-гарцбургитовыми серпентинитами. Габбронориты и лерцолиты, по-видимому, внедрились в серпентиниты на разных уровнях глу-

бинности (или P — T -условий). В этом смысле полосчатые комплексы можно расценивать как полигенные базит-гипербазитовые плутоны [Леснов, 1986]. Лерцолиты, исходя из состава шпинелей, могли быть закристаллизованы в условиях повышенных давлений. Если учесть температуру (950°C) равновесного образования орто- и клинопироксенов (обр. 213-1), рассчитанную по геотермометру Л.Л. Перчука [Перчук, 1971], и исходить из границ устойчивости фации шпинелевых перидотитов, то формирование лерцолитов полосчатого комплекса можно предполагать на глубинах 30—55 км при давлениях 8—16 кбар [O'Hara, 1967]. Как было показано в первой главе, в этих условиях возможно существование серпентинитов.

Габбронориты по оценкам, приведенным ранее, были закристаллизованы при T 880—925° С. Если исходить из условий устойчивости плагиоклаз-пироксеновых парагенезисов, то место формирования их определяется глубинами 20—30 км и давлениями до 7—8 кбар [Ефимов, 1984; O'Hara, 1967]. Для достижения этих условий необходимо предположить протрудирование серпентинит-лерцолитовой ассоциации пород в более высокие уровни мантии и литосферы, возможно происходившее одновременно с внедрением габброноритового расплава. Если опираться на альтернативную схему кристаллизации габброидных серий в восходящем потоке магмы в узких камерах—каналах с полибарическим фракционированием в присутствии водосодержащего флюида [Irving, 1980; Савельева, 1987], то внедрение магмы, сформировавшей габбронориты (и лерцолиты), можно представить по типу дайковых пакетов. Это представление согласуется с данными о встречных крутых падениях полосчатости и субсогласным с ней простиранием более поздних дайковых тел.

Формирование полосчатости могло быть обусловлено внедрением дифференцированного расплава по типу дайка в дайку с образованием эндоконтактовых и высокотемпературных биметасоматических зон в виде относительно меланократовых тонких (1—1,5 см) полос. Для пород промежуточного состава (верлиты, пироксениты) на данном уровне изученности можно предполагать как высокотемпературное биметасоматическое, так и магматическое (в частности, динамическая кристаллизация из расплава) происхождение [Irving, 1980]. Формирование гранулитовых (перекристаллизованных) габброноритов, эколгитоподобных пород, высокотемпературных гранатовых и плагиоклазовых амфиболитов, возможно, было связано с глубинным локальным постсолидным (800°C) динамометаморфизмом габброноритов и биметасоматических пород ультраосновного состава. Эти преобразования совпадали по времени с автометаморфическими изменениями габброноритов в зонах, не затронутых воздействием интенсивных напряжений.

Образование ассоциаций с водородными минералами служит свидетельством активного участия в метаморфических процессах гидроксидобразующих флюидов. В последующем проявление основного магматизма было связано с формированием штоко- и куполообразных тел массивных габброноритов и двупироксеновых габбро, возможно, в условиях третьего сейсмического слоя, т.е. на глубинах 6—12 км [Хейс, 1984]. Изменение условий локального динамотермального метаморфизма происходило от высокотемпературных (800°C) и высокобарических (15 кбар) до субповерхностных (филлониты), что согласуется с концепцией протрузивно-диапирового становления офиолитовых ассоциаций. Развитие диапировой зоны, исходя из предпосылок, изложенных в этой и предыдущей главах, можно предполагать над сейсмофокальной зоной.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА
И ВМЕЩАЮЩИХ ЕГО ПОРОД

В последние годы интерес к изучению дайковых комплексов офиолитовых ассоциаций возрос в связи с тем, что большинством исследователей они принимаются за бесспорный индикатор геодинамического режима растяжения [Williams, Malpas, 1972; Lorenz, Fountain, 1981; Girardeu et al., 1984; Rosencrantz, 1983; Rothery, 1983; Pallister, 1983, 1981; Kirby, 1984; Brown, 1979; Колман, 1979; Коптева и др., 1984; Меланхолина, 1978; Куренков, Перфильев, 1984; Перфильев, Херасков, 1980; и др.]. Это позволяет устанавливать место, ориентировку оси и скорость спрединга. В данном случае привязка блоков офиолитов к дайковому комплексу дает возможность проследить историю формирования и совмещения в офиолитовой ассоциации магматических, метаморфических и осадочных пород, а также оценить их связь с окружающими вулканогенно-осадочными формациями. Таким образом, дайковый комплекс как бы высвечивает историю развития региона. Структурные различия комплексов дайка в дайке, сформированных в океанической и краевоморской обстановках, существенно расширяет значимость этого комплекса для оценки геодинамической обстановки формирования офиолитов [Куренков, Перфильев, 1984].

Интерес к изучению дайковых комплексов, кроме того, обусловлен выяснением их роли в формировании потенциальной рудоносности никелевых и медных сульфидов и титан-ванадиевых руд [Колман, 1979; Полезные ..., 1980; Щедрин, Золотухин, 1979; Борисенко, 1983; и др.]. Эти два важных следствия изучения дайковых комплексов стимулируют одновременно как их дальнейшее детальное изучение, так и обобщение результатов исследования с генетической типизацией уже накопленного материала. Уязвимым звеном типизации являются интенсивные вторичные изменения пород, которые сравнительно мало изучены в конкретных разрезах и в то же время служат препятствием к петрохимическим обобщениям и использованию геобарометров и геотермометров.

Верхняя граница перехода дайкового комплекса в лавы базальтов и спилитов изучена детально, и большинством исследователей принимается тезис о том, что дайки служат подводящими каналами для вышележащей лавы. Что касается нижней границы комплекса, то на современном этапе исследований ее положение четко не установлено и, по-видимому, будет уточняться в дальнейшем. Возможно, она является скользящей и может проходить на разных уровнях разрезов в зависимости от специфики процессов спрединга.

Важным моментом в познании условий и механизма образования комплекса дайка в дайке является вопрос о том основании, на котором он формировался. В разрезах большинства офиолитовых комплексов складчатых структур нижним уровнем распространения даек является массивное габбро, которое рассматривается как бывшая магматическая камера, питавшая дайки, и с которым они связаны как резкими, так и постепенными переходами [Rosencrantz, 1982; Колман, 1979]. При этом вторичные магматические камеры фиксируются на нескольких уровнях внутри дайкового комплекса [Куренков, Перфильев, 1984]. В некоторых разрезах вместо дайкового комплекса представлены массивные диабазовые силлы или базальты с редкими дайками диабазовых пород [Колман, 1979; Юркова и др., 1984].

Известны примеры пересечения дайками полосчатых комплексов и массивов гипербазитов, в том числе Хабаровинского на Урале, Кизил-Даг в Турции [Перфильев, Херасков, 1980; Колман, 1979]. В этом случае можно, по-видимому

прогнозировать более глубинные источники магмы по сравнению с обычно намечаемыми неглубокими близповерхностными зонами спрединга [Колман, 1979; Куренков, Перфильев, 1984]. Альтернативными объяснениями этих случаев могут служить: 1) представление о латеральном передвижении магмы и внедрении ее сверху в раздробленные зоны [Колман, 1979]; 2) присутствие в зонах спрединга офиолитов, поднятых тектоническими движениями с нижнего уровня, что можно предполагать в случае вторичного растяжения океанической или субокеанической коры. Обсуждение вопроса о глубинности источников дайковых комплексов затрагивает также проблему мантийного метасоматоза, проявленного в результате внедрения в ультрабазиты даек и пироксенитов с гидрогенными минералами [Wilshire, 1984]. Решение поставленных вопросов можно попытаться поискать в аналогиях с современными структурами.

В современных структурах океанов и активных окраин континентов дайки диабазов и долеритов установлены и предполагаются в океанических рифтовых, междугловых, троговых впадинах, желобах и вулканических поднятиях [Rift..., 1981; Геология..., 1980; Initial ..., 1981; 1982; Сорохтин и др., 1985; и др.]. В некоторых образцах керна и драгировок выявляется сходство с диабазами дайкового комплекса [Глубинные ..., 1984; Юркова и др., 1985; Initial ..., 1981]. Известно, что в докембрии интрузии дайковых диабазов отмечают этапы геологической перестройки и метаморфизма [Dimroth et al., 1981; Emmett, 1982].

Углубленное изучение дайковых комплексов в офиолитах позволило выявить наряду с комплексом дайка в дайке скопления (рои) индивидуализированных параллельных и ветвящихся даек как однородных базальтовых, примыкающих друг к другу, так и контрастно дифференцированных по содержанию кремнезема [Перфильев, Золотарев, 1986; Куренков, 1984; Taylor et al., 1980; Lorenz, Fountain, 1981; Cooper, Reay, 1983; Yokoyama, 1984; ... и др.]. Источники основной и кислой магмы для контрастных по составу даек оцениваются как независимые, действующие либо одновременно [Taylor et al., 1980], либо разновременно, с более поздними интрузиями кислой магмы [Yokoyama, 1984]. Взаимоотношения с комплексом дайка в дайке, наблюдаемые в ряде случаев, позволяют расценивать некоторые рои даек как поздние образования щелочной магмы, генерируемой в мантии ниже зоны спрединга [Lorenz, Fountain, 1981]. Они пересекают полосатое габбро, кварцевые диориты и тоналиты. Вместе с тем описаны дайки щелочных долеритов (биотитовых анкармитов), служивших подводными каналами для щелочных лав и туфов с эрупцией в мелководных условиях, которые залегают в Северном Омане под офиолитовым разрезом. Их образование связывается с началом рифтогенеза пассивной окраины Северной Аравии и формированием Оманского Тетиса в сеноман-туронское время [Lippard, Rex, 1982].

Исходя из рассмотренных проблем, при изучении конкретных дайковых комплексов обращалось внимание на следующие вопросы: 1) условия локализации комплекса; 2) внутреннее строение; 3) соотношение с гипербазитами, габброидами и кислыми интрузиями; 4) особенности метаморфических изменений и химизм даек различных генераций и разных зон в дайках одной генерации; 5) петрохимическое и петрографо-минералогическое сравнение с дайковыми диабазами в разрезах других офиолитовых ассоциаций, а также современных океанических структур и структур зоны перехода океан—континент. Полигоном для детального изучения дайкового комплекса служил п-ов Шмидта на Сахалине, где этот комплекс наиболее полно представлен и хорошо обнажен.

Геологическое положение и строение. Основное поле дайкового комплекса на п-ов Шмидта протягивается от устья р. Неохе на юге до руч. Мысового на севере в северо-западном направлении на расстояние около 8 км при ширине 250—500 м (рис. 8). На северо-востоке поле резко обрывается (с обрывами до 200 м)

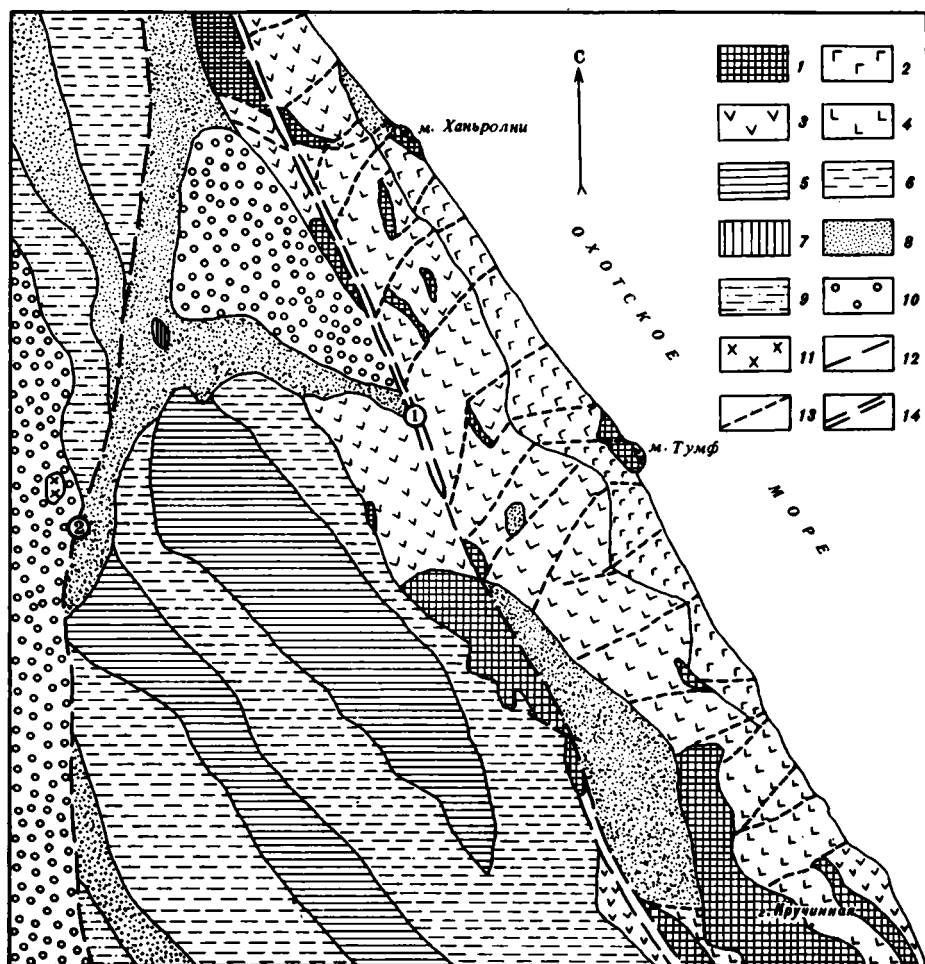


Рис. 8. Геологическая схема центральной части Восточного хребта п-ова Шмидта (Сахалин). Составлена с использованием материалов А.Н. Речкина и В.С. Рождественского

1 — протрузивные тела серпентинитов; 2—11 — комплексы: 2 — дайковый, 3 — спилит-кератофировый, 4 — нерасчлененных вулканитов спилит-кератофировой и субщелочной базальтоидной серий орлинской свиты, 5—7 — вулканогенно-осадочный флишодный, томинские свиты: 5 — нижняя, 6 — средняя, 7 — верхняя, 8—10 — осадочных пород неогена, свиты: 8 — мачигарская (олигоцен), 9, 10 — тумская и пильская (миоцен), 11 — щелочных габброидов (плюцен); 12, 13 — разломы: 12 — субмеридиональные (1 — Лонгрийский, 2 — Хейтонский), 13 — поперечные; 14 — приразломные зоны дробления

к Охотскому морю. Исключение составляют два мыса Тумф и Ханьролли, где прослеживаются тектонические контакты комплекса с будинированными апогарцбургитовыми серпентинитами. Полосы серпентинитовых протрузий мощностью от 50 до 150 м отделяют от дайкового комплекса блоки брекчированных туфов спилит-кератофирового комплекса. Серпентинитовые полосы рассечены несколькими линиями будинированных тел со структурой дайка в дайке, ориентированных согласно с плоскостью контакта с дайковым комплексом. В наиболее крупных будинах (25×8 м) наблюдается до 3—5 полудаек, внедренных одна в другую, краевые части которых интенсивно родингитизированы висячем боку. Дайки и серпентинитовые полосы падают к северо-востоку-востоку (азимут падения 70—90°) под углами от 50 до 80°.

На юге и юго-западе дайковый комплекс тектонически граничит с полем базальтоидных вулканитов, объединенных в орлинскую свиту, которую можно охарактеризовать как гигантскую брекцию [Разницын, 1982]. В ней сочетаются тектонические блоки (площадью от 0,1 до 1 км²) двух формационных комплексов: 1) субщелочных базальтоидов, петрохимически сходных с базальтами океанических поднятий [Гранник, 1984]; 2) спилитизированных базальтов и кварцевых кератофилов [Юркова, Пейве, 1986]. По границам блоков, так же как между базальтоидами и дайковым комплексом, часто наблюдаются линзы, полосы апогарцбургитовых серпентинитов мощностью до 50—30 м, протяженностью до 0,5 км. По данным изучения радиолярий, из глыб радиоляритов для орлинской свиты устанавливаются два возрастных интервала: верхнеюрский—нижнемеловой (набильский комплекс радиолярий) и верхнемеловой (ракитинский комплекс радиолярий) [Жамойда, 1972]. К сожалению, исследованные ранее комплексы радиолярий не были привязаны к формационным комплексам. Однако находки радиолярий, характерных, по определению Н.Ю. Брагина, для альбсеноманского времени (см. ниже) в радиоляритах спилит-кератофирового комплекса к северу от мыса Ханьролни, позволяют считать более поздним возраст контрастной серии вулканитов.

Список радиолярий из коллекции О.С. Ломовой и Р.М. Юрковой 1983 г. (обр. 53л-83, 52л-83, 893Ю) включает *Holocryptocanium barbnii* Dumitrica, *Hemicryptocapsa tuberculata* Dumitrica, *Hemicryptocapsa* sp., *Thanarla pacifica* Nakaseko Nishimura, *Thanarla pulchra* (Squinabol), *Pseudodictyomitra* sp., *Orbiculiforma* sp., *Conosphaera* sp., *Acaeniotyle* sp. В северной части Прибрежного массива наблюдаются тектонически ограниченные блоки брекчированных спилитизированных базальтов с горизонтами гиалокластитов, пересеченные пакетами дайка в дайке. Тектонически ограниченные блоки (20×70 м) рассланцованных пород спилит-кератофирового комплекса, представленных туфолами кварцевых кератофилов и сваренными туфами смешанного спилит-кварц-кератофирового состава, обнаружены в пределах поля дайкового комплекса. В целом пластинообразное тело дайкового комплекса круто (50—70°) наклонено к северо-востоку.

Внутреннее строение комплекса определяется сочетанием в разной мере будинированных и брекчированных блоков пород протяженностью от 200 м до 1 км, по-видимому, сдвинутых относительно друг друга в поперечном субширотном направлении, о чем можно судить по утыканию даек, параллельных береговой линии, в вертикальные субширотные разломные зоны без видимого повтора их за разломной зоной в пределах 50—100 м. Пакеты дайка в дайке простираются в северо-западном направлении в северной части и северо-восточном в центральной и южных частях комплекса. Северо-восточные полудайки имеют чаще всего крутые углы падения (60—85°), падают к северо-западу (320—330°), либо к юго-востоку (140—160°). Для изогнутых крутопадающих полудаек азимут падения по простиранию изменяется до 180°. Смена направлений падения часто приурочена к субширотным поперечным разломным зонам.

Изучение соотношений пород в слабо нарушенных зонах показывает, что в пакетах сочетаются две серии (генерации) полудаек. Первая серия состоит из субвертикальных или крутопадающих слабоизвилистых полудаек, прислоненных через зону закалки к блокам вмещающих габброидов (рис. 9). Параллельность их друг другу не всегда выдержана. В ряде случаев они незначительно смещены относительно друг друга по субгоризонтальным нарушениям. Наблюдается, что полудайки первой серии выклиниваются на разных уровнях внутри блоков аподиабазовых и апогаббродиабазовых амфиболитов. Вторая серия пакетов состоит из дугообразно изогнутых или прямолинейных параллельных полудаек, пересе-

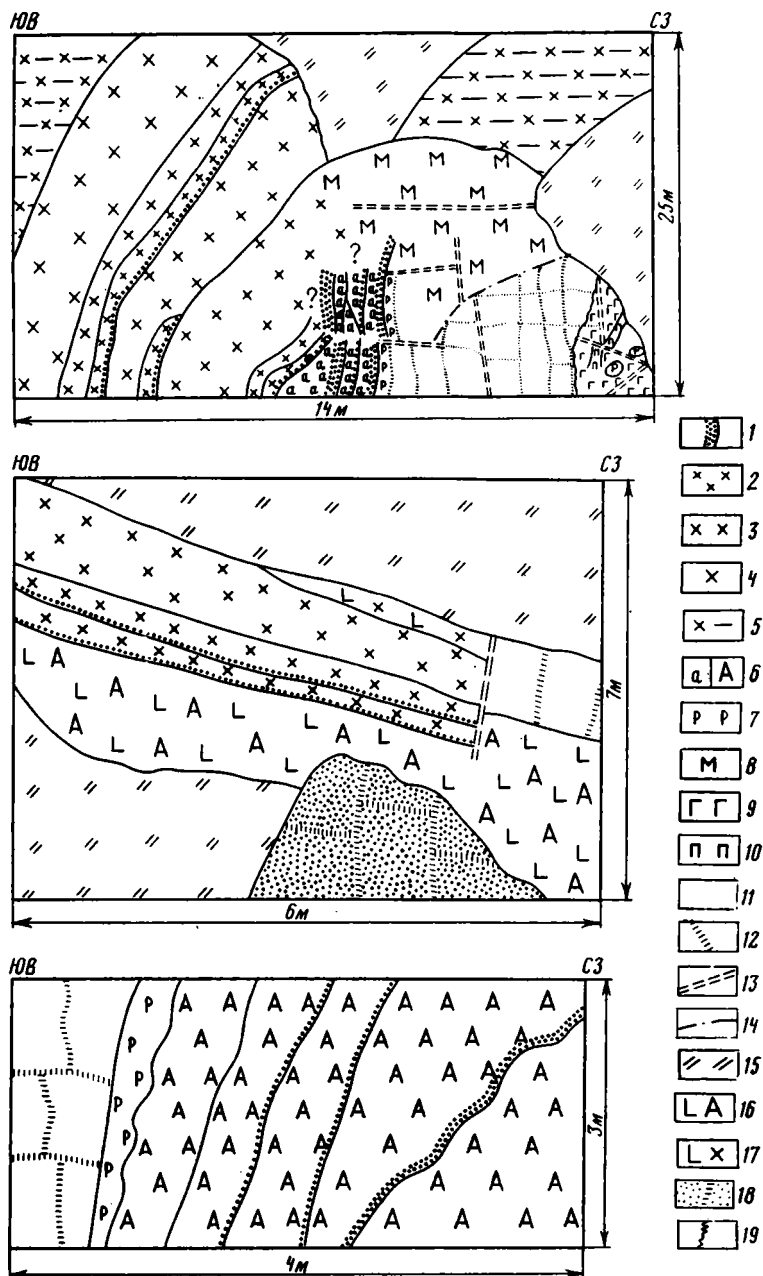


Рис. 9. Строение дайкового комплекса п-ова Шмидта (Сахалин)

1 — порфировые базальты и андезитобазальты зон закалки: один ряд точек соответствует мощности до 5 см, два ряда — 5–10 см, три — 10–15 см; 2, 3 — порфировидные диабазы: 2 — микромелкозернистые, 3 — мелкозернистые; 4 — порфировидные габбродиабазы; 5 — дайковые диабазы и габбродиабазы без разделения по зонам; 6 — амфиболитизированные диабазы (а) и габбродиабазы (А); 7, 8 — аподиабазовые амфиболиты: 7 — мелкозернистые, 8 — массивные среднезернистые; 9 — даупироксеновое габбро; 10 — амфиболитизированный габбропегматит; 11 — вмещающие габброиды в целом; 12 — палимпсестовые границы блоков в габброидах; 13 — зоны дробления и милонитизации; 14 — границы приближительные; 15 — осыпь; 16, 17 — измененные габбродиабазы полудак серий: 16 — первой, 17 — второй; 18 — апогаббровые амфиболиты; 19 — граница зоны детализации вмещающих габброидов

кающих дайки первой серии под острыми углами (см. рис. 9). Они простираются как в субширотном, так и в северо-западном направлении. Первые чаще имеют крутые падения ($50\text{--}60^\circ$), вторые — как крутые, так и пологие (20°). Во всех полудайках хорошо различаются зоны закалки и две—три разнозернистые зоны внутренних частей (см. рис. 9).

Вмещающие породы имеют палимпсестовое глыбово-блоковое, пятнисто-блоковое и отчетливое линзовидно-полосчатое или брекчиевое строение, сформированное в результате деформаций и метаморфизма. Размеры глыб и блоков изменяются от $0,5\text{--}1$ до 15 м^2 . Формы их угловатые, ромбовидные или сглаженные — шаровидные. Пятна и линзы не превышают по длине $1\text{--}1,5$ м. В разломных зонах вмещающие породы вместе с дайками раздроблены и превращены в глыбово-щебенчатую брекцию, часто рассланцованную и милонитизированную, сцементированную пренитом и кальцитом. Жилы кальцита, пренита и эпидота с хлоритом спорадически рассекают дайковый комплекс в целом, протягиваясь до $20\text{--}25$ м при мощности в 3 см. Сетки мелких пересекающихся жил кальцита и пренита, реже кварцита, характерны для интенсивно раздробленных зон.

В зонах нарушенных дайковых пакетов вблизи поперечных разломов наблюдаются жилы, неправильной формы тела и линзы альбититов длиной до $2,5\text{--}3$ м, в поперечнике до 1 м (рис. 10). Породы, вмещающие альбититы, подверглись пропилютоподобным изменениям и окварцеванию вплоть до образования метасоматических плагиогранитов [Юркова и др., 1984]. Количество альбититовых тел не превышает $5\text{--}10\%$ объема пород нарушенной зоны.

Петрография. В наиболее меланократовых разностях базальтов эндозон пакетов полудак первой серии порфиновые вкрапленники, составляющие до 40% объема породы, представлены пироксенами. Гломеропорфировые сростки состоят из диопсида ($\text{Wo}_{45}\text{En}_{47}\text{Fs}_8$) и псевдопластинчатых амфибол-хлоритовых образований за счет ортопироксена ($\text{Wo}_8\text{En}_{68}\text{Fs}_{30}$). Структура основной массы изменяется от интерсертальной и гиалопилитовой до апогиалиновой. Промежутки между микролитами альбита (An_{2-3}) или вмещающая масса сложены микрозернистыми ($3\text{--}100$ мкм) агрегатами вторичных минералов: амфиболов, хлорита, альбита, магнетита, пумпеллиита, лейкоксена, клиноцоизита, пренита. В наиболее крупнозернистых ($50\text{--}100$ мкм) породах значительную часть основной массы составляют призматические зерна диопсида. Есть участки со сферолитовой и вариолитовой структурами основной массы. В радиальных агрегатах сочетаются микролиты альбита с длиннопризматическими зернами клинопироксена и волокнисто-пластинчатыми агрегатами амфибола и хлорита, в которые вкраплены мельчайшие зерна магнетита. Овальные миндалины ($0,18\text{--}0,25$ мм) заполнены агрегатами пумпеллиита или хлорита. Они составляют до $5\text{--}15\%$ породы, имеют нечеткие, расплывчатые контакты с основной массой породы. Породы имеют неоднородную текстуру, что выражается в сочетании блоков с разной насыщенностью вкрапленниками клинопироксена или микролитами плагиоклаза в основной массе. Блоки очерчены неотчетливо, имеют полигональную форму и размеры до $3\text{--}4$ мм.

Более лейкократовые разности базальтов эндозон отличаются невысоким содержанием вкрапленников ($15\text{--}20\%$) в виде гломеропорфировых скоплений в разной мере измененных зерен плагиоклаза и клинопироксена и псевдоморфоз по ортопироксену. Призмы плагиоклаза достигают в длину $0,35$ мм. Таблитчатые и призматические зерна клинопироксена и ортопироксеновых псевдоморфоз в 2 раза мельче. Основная масса имеет преимущественно спилитовую структуру, для которой характерно сочетание длинных ($0,02\times 0,002$ мм) игольчатых микролитов альбита, беспорядочно ориентированных, с раздробленными зернами ($0,10\text{--}0,02$

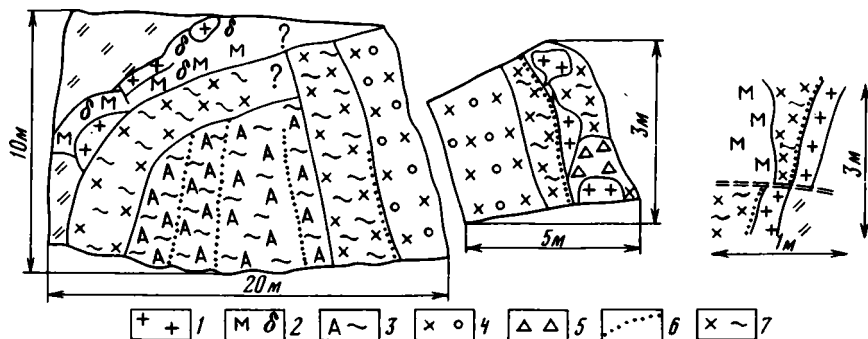


Рис. 10. Соотношение дайковых и вмещающих пород в блоках с альбититами

1 — альбититы; 2—4, 7 — породы, измененные по типу пропилитизации: 2 — брекчированные габброамфиболиты, 3, 7 — диабазы и габбродиабазы полудак серий: 3 — первой, 7 — второй, 4 — метаморфические породы плагиогранитного состава; 5 — магматические брекчии; 6 — нарушенные эндоконтактные зоны. Остальные условные обозначения см. на рис. 9

мм) клинопироксена и агрегатами вторичных минералов: амфибола, хлорита, альбита, магнетита, лейкоксена, эпидота в промежутках между микролитами. Редкие крупные зерна магнетита, имеющие прямоугольные сечения, в шлифе составляют около 1% массы породы. Наблюдаются участки с зачаточной сферолитовой структурой и миндалины до 0,4 мм в поперечнике. Они заполнены пластинчато волокнистыми агрегатами пумпеллиита или хлорита. Кроме того, наблюдаются изометричные участки около 1 мм в поперечнике, состоящие целиком из зернистых агрегатов вторичных минералов, сформированных в результате полной перекристаллизации породы при воздействии флюидов [Юркова и др., 1985]. Эти участки составляют около 20% объема породы.

В порфировидных диабазах центральных частей полудак первой серии возрастает роль магнезиальных роговых обманок в виде как псевдоморфоз по пироксенам, так и непсевдоморфных мозаичных и роговиковоподобных агрегатов, которые сформировались на месте разложившихся плагиоклазов и ортопироксенов, если судить по составу включений в зернах ситовидного строения. Роговые обманки частично замещены хлоритом и актинолитом. За счет таблитчатых и призматических зерен плагиоклазов сформировались агрегаты сложного состава: амфиболы, хлорит, альбит, пренит, магнетит, лейкоксен. Незамещенные плагиоклазы представлены альбитом. Хромсодержащий магнетит имеет скелетную форму. Редкие титансодержащие рудные зерна замещены ильменитом, сфеном, магнетитом и апобрукитовым лейкоксеном. В амфиболитизированных диабазах темноцветные минералы преобладают над плагиоклазами, составляя до 75% объема породы. Лейкократовые разности диабазов отличаются повышенным содержанием альбита.

Зоны закалки даек второй серии сложены измененными порфировыми базальтами с гиалопилитовой и сферолитовой (вариолитоподобной) структурами основной массы. Вкрапленники составляют не более 20% породы, представлены клинопироксеном (эндиопсид—авгит), редко псевдоморфозами сложного состава по ортопироксену. В случае непосредственного контакта с полудайками первой серии вкрапленниками служат гомоосевые псевдоморфозы роговой обманки по клинопироксену. В основной массе разной (до 0,1 мм) длины микролиты альбитизированного плагиоклаза погружены в тонкозернистую и пелитоморфную агрегатную массу вторичных минералов, возникших по стекловатому базису. Значительная роль в составе вторичных минералов здесь в отличие от базальтов и диабазов первой серии принадлежит прениту. В основной массе равномерно

рассеяны мелкие (5—10 мкм) зерна магнетита, составляющие не более 1% объема породы. Встречаются в том или ином количестве (от 3—5 до 15%) везикулы или поры (до 0,15 мм), выполненные агрегатами хлорита в сочетании с пренимом или эпидотом, реже альбитом. В метабазах, закаленных на контакте с дайками первой серии, основным минералом везикул является пумпеллиит.

Три внутренние зоны полудак второй серии различаются по зернистости диабазов, которая скачкообразно увеличивается (в 1,5—2 раза) к центру. При этом происходит смена диабазов габбродиабазами. Внутри каждой зоны для пород характерны неоднородные текстуры и неравномерно-зернистые структуры. Последние в диабазах и габбродиабазах представлены преимущественно диабазовыми или призматически-зернистыми, реже габбровыми, локально-радиально-лучистыми. Неоднородность текстуры связана с обособлением более крупно-зернистых участков офитовой или другой структуры на фоне мелкозернистых. По объему они соизмеримы. Промежутки между лейстами альбитизированных плагиоклазов длиной от 0,3—0,5 до 1—1,5 мм заполнены призмами размером 0,4—0,5 мм клинопироксена, иногда их скоплениями. Радиально ориентированные агрегаты состоят из хлорита и пренита. Наблюдаются пятнистые флюидно-метаморфические скопления пренита и хлорита размером 1—1,5 мм. Агрегаты пренита с хлоритом замещают также плагиоклазы и клинопироксены в то время, как за счет ортопироксенов развивается хлорит с амфиболами. Рудные зерна распределены неравномерно в соответствии с текстурными неоднородностями, тяготеют к скоплениям пироксенов, составляя от 1—3 до 5—7% объема породы. Форма их срезов в шлифах таблитчатая, квадратная или прямоугольная, часто с изломанными, извилистыми очертаниями с одной или двух сторон. Размеры варьируют от 0,02—0,2 мм в краевых зонах полудак до 0,14—0,2 мм в центральных.

Суммируя петрографические данные о породах полудак двух серий, следует отметить, что в их формировании значительная роль принадлежала флюидам магматической и постмагматической стадий, при участии которых были сформированы текстурно-структурные неоднородности породы и большой объем гидrogenных минералов (амфиболы, пумпеллиит, хлорит, пренит, эпидот) и альбита. Петрографическое сходство полудак двух серий проявляется в необычайно кислом составе плагиоклазов. Основное различие связано с характером их метаморфических изменений. Породы первой серии полудак подверглись интенсивной термальной амфиболитизации вплоть до образования альбитовых диабаз-амфиболитов и габбродиабаз-амфиболитов с мозаичными и роговикоподобными структурами, которая отсутствует в метабазах и диабазах второй серии полудак. Предпочтительное образование пумпеллиита перед пренимом в дайках первой серии, по-видимому, наряду с режимом летучих (высокие флюидные давления в первом случае) определялось более основным составом магмы и накоплением в остаточных флюидах железа.

Дайки первой серии контактируют с амфиболитами, либо с габброидами палимпсестовой блоковой текстуры (см. рис. 9). Последние представлены полистадийно амфиболитизированными и неравномерно амфиболитизированными неравномерно-зернистыми (0,4—2 мм) двупироксеновыми габбро габбровой и офитовой структуры. В пределах одного ненарушенного обнажения наблюдаются переходы амфиболитизированных габбро в габброамфиболиты и амфиболиты. Выявлены довольно крупные (3×5 и 5×10 м) блоки аподиабазовых амфиболитов (см. рис. 9). Габбро слагают широкие призмы основного плагиоклаза (битовнит—анортит), в разной мере измененного, диопсида, почти полностью замещенного роговыми обманками, и монопсевдоморфоз (1—1,5 мм) высокомагнезиального хлорита за счет ортопироксена. Ранние буроватые высокотитанистые магнезиальные роговые обманки представлены в виде гомоосевых псев-

доморфоз по клинопироксенам (табл. 14). Они имеют ситовидную структуру из-за включений клинопироксена. Более поздние зеленые и сине-зеленые магнезиальные и актинолитовые роговые обманки образовались за счет как клинопироксенов, так и ранних роговых обманок. В габброамфиболитах и амфиболитах короткопризматические и таблитчатые зерна (0,4—1,0 мм по длинной стороне) этих роговых обманок образуют сегрегации из 6—8 зерен.

Габброамфиболиты и амфиболиты, образовавшиеся за счет вмещающих габброидов, имеют массивные текстуры и кристаллобластовые структуры: гранобластовые, редко нематогранобластовые и реликтовые бластогаббровые и бластодиабазовые (табл. III, г). Для них характерны метаморфогенные, косо наложенные на первичные, и выклинивающиеся двойники в зернах основного плагиоклаза: анортита в апогаббровых, битовнита — в аподиабазовых разновидностях (табл. 15). На участках бластогаббровой структуры присутствуют гранулированные плагиоклазы состава от битовнита до анортита, гранулированные псевдоморфозы по ортопироксенам, клинопироксены, в разной мере замещены роговыми обманками трех генераций, и ранние автометаморфические высокотитанистые (0,28 формульных единиц титана) роговые обманки (см. табл. 14—16). Размеры порфириобласт этих минералов 1—3 мм. Источником титана для них, по-видимому, служили рудные компоненты, разложение которых в неамфиболитизированных габброидах фиксируется с началом формирования псевдоморфоз. Специфика такого разложения будет рассмотрена далее. Часто в амфиболовых сегрегациях сочетаются роговые обманки трех типов (генераций): высокотитанистая магнезиальная ранняя (в виде порфириобласт) и низкотитанистые магнезиальная и актинолитовая более поздние в сегрегациях при явном преобладании последней (см. табл. 14). Иногда в таких сегрегациях присутствуют редкие зерна диопсида полигональных очертаний, соизмеримые по размерам с амфиболами. Для габброамфиболитов характерны также необычно преобразованные крупные (1 мм) рудные зерна, испытавшие полное разложение и замещение пластинами ярко желто-зеленого железистого хлорита, одинаково ориентированными, что создает эффект монопсевдоморфозы. Эти псевдоморфозы окружены крупнопластинчатыми (0,2—0,35 мм) агрегатами такого же хлорита с червеобразными мелкими (0,005 мм) зернами магнетита по границам пластинок. В центральных частях гранулированных монопсевдоморфоз наблюдаются неоднородные рудные зерна сложного состава, включающие сульфиды железа. Формирование апопироксеновых и апорудных псевдоморфоз, по-видимому, связано с избирательным воздействием флюидов (возможно щелочных), разрушающих минералы с высоким содержанием железа (магнетит) или магния (ортопироксен).

В относительно крупных блоках амфиболитизированных габброидов заключены будины тоже афиболитизированных дайковых диабазов и диабаз-амфиболитов роговиковоподобного облика, в которых видны зоны односторонней закалки. Размеры будин 20—30 см, мощность слоя закалки 1,5 мм (см. рис. 9). Амфиболитизация сближает эти породы с диабазами первой серии полудаек. В габбро видны также маломощные (5—7 см) жилы зеленокаменно-измененного роговообманкового габбропегматита, лестнично перемещенные небольшими разрывами (см. рис. 9). Плагиоклазы в этих породах почти полностью альбитизированы и частично замещены пренитом, клинопироксены в значительной степени замещены хлоритом, буроватые роговые обманки брекчированы и на раздробленных участках замещены хлоритом с эпидотом. Для породы характерны пятнистые разнотитанистые скопления эпидота и пренита. В зонах нарушенных вмещающих пород выявлены пренитизированные катаклазиты и милониты, сформированные за счет амфиболитизированных диабазов.

Таким образом, породы, вмещающие пакеты полудаек, представлены полистадийноизмененными габбро, прорезанными ранними маломощными дайками

Таблица 14

Содержание окислов (% мас.) и ионов (23 кислорода) петрогенных элементов в амфиболах дайкового комплекса по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	52,15	52,04	48,34	48,26	47,53	53,82	53,41	53,22	52,32	48,30	54,64	52,90
TiO ₂	2,66	2,34	1,29	1,31	1,03	0,94	1,36	0,86	1,20	0,50	0,13	0,19
Al ₂ O ₃	5,10	4,61	5,71	5,54	5,93	3,28	4,05	3,06	3,77	6,70	6,54	3,44
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,03	0,02	0,00	0,08	0,05	0,08	0,05	3,30	2,91	0,00
FeO	9,69	10,04	12,58	13,17	12,80	8,85	8,37	9,49	8,98	8,80	9,78	17,51
MnO	0,03	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,28	0,00	0,77	0,69
MgO	17,88	17,98	16,38	16,89	15,73	19,05	18,45	19,40	19,17	15,90	13,51	13,57
CaO	11,54	11,55	10,55	10,41	10,72	12,40	13,13	12,51	12,44	13,00	9,07	10,14
Na ₂ O	0,74	0,72	1,19	1,26	1,25	1,09	0,51	0,53	0,61	2,20	1,63	0,86
K ₂ O	0,16	0,16	0,07	0,08	0,21	0,11	0,13	0,11	0,13	0,10	0,11	0,05
Сумма	99,98	99,71	96,14	96,94	95,20	99,62	99,46	99,45	98,95	98,80	99,09	99,35
Si	7,25	7,28	7,12	7,06	7,09	7,49	7,43	7,47	7,36	6,92	7,62	7,63
Al ^{IV}	0,75	0,72	0,88	0,94	0,91	0,51	0,57	0,51	0,62	1,08	0,38	0,37
Al ^{VI}	0,08	0,04	0,11	0,01	0,13	0,02	0,10	0,00	0,00	0,06	0,69	0,22
Ti	0,28	0,24	0,14	0,14	0,12	0,10	0,14	0,09	0,13	0,05	0,01	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,40	0,32	0,00
Fe ²⁺	1,13	1,17	1,54	1,61	1,59	1,03	0,97	1,11	1,05	1,10	1,14	2,10
Mn	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,09	0,09
Mg	3,73	3,78	3,62	3,71	3,52	3,98	3,85	4,08	4,04	3,60	2,83	2,93
Сумма	5,22	5,26	5,41	5,47	5,36	5,13	5,06	5,30	5,25	5,21	5,08	5,36
Ca	1,72	1,73	1,68	1,63	1,71	1,85	1,95	1,83	1,87	2,10	1,36	1,57
Na	0,20	0,20	0,34	0,35	0,36	0,30	0,14	0,13	0,17	0,64	0,44	0,24
K	0,02	0,03	0,01	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Сумма	1,94	1,96	2,03	2,00	2,11	2,17	2,11	1,98	2,06	2,76	1,82	1,83
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0,77	0,76	0,70	0,70	0,69	0,79	0,80	0,79	0,79	0,76	0,71	0,58

Примечание. 1—5, 10 — псевдоморфозы по клинопироксенам: 1, 2 — высокотитанистые магнезиальные роговые обманки из габброамфиболита (обр. 955); 3—5 — магнезиальные роговые обманки амфиболитизированных дайковых диабазов из блока, инъецированного кислыми интрузиями (обр. 814ю); 10 — то же, дайкового диабаза Камчатского мыса (обр. 7-83/4, данные полуколичественного анализа, точность 100 ± 4%); 6—9 — актинолитовые роговые обманки габброамфиболита (обр. 855ю) и амфиболитизированных диабазов даек первой серии (обр. 933ю), псевдоморфозы по клинопироксенам, магнезиальным роговым обманкам и грануляционные сегрегации; 11, 12 — актинолиты за счет частичной амфиболитизации вкрапленников клинопироксена дайковых диабазов Камчатского мыса (обр. 7-83/7, 7-83/4).

Таблица 15

Содержание окислов (X мас.) и ионов (δ кислорода) петрогенных элементов в плагиоклазах дайкового комплекса по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	67,25	66,72	66,33	44,76	44,14	47,57	48,05	60,34	48,41
TiO ₂	0,02	0,95	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,15	0,00
Al ₂ O ₃	19,19	18,91	18,62	34,67	33,86	33,43	34,88	24,98	33,58
Cr ₂ O ₃	0,03	0,15	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00
FeO	0,13	0,07	0,01	0,35	0,41	0,44	0,46	0,37	0,40
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,28	0,00
MgO	0,00	0,00	0,18	0,07	0,07	0,21	0,43	0,80	0,00
CaO	0,31	0,34	0,62	18,90	19,10	16,88	16,91	1,19	17,49
Na ₂ O	11,17	11,84	11,58	0,70	0,62	2,05	2,06	11,02	1,94
K ₂ O	0,06	0,05	0,91	0,04	0,02	0,01	0,01	0,08	0,10
Сумма	98,16	99,03	98,27	99,49	98,22	100,62	102,91	99,40	101,92
Si	3,00	2,96	2,98	2,08	2,08	2,18	2,15	2,70	2,18
Al	1,00	0,99	0,98	1,90	1,88	1,80	1,83	1,29	1,78
Ti	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,005	0,00
Cr	0,00	0,005	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,005	0,00
Fe ²⁺	0,005	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,00	0,00	0,01	0,005	0,00	0,01	0,03	0,06	0,00
Ca	0,02	0,02	0,03	0,94	0,97	0,82	0,81	0,06	0,85
Na	0,96	1,02	1,01	0,06	0,03	0,18	0,18	0,95	0,17
K	0,005	0,005	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,005
Ап	2	2	3	94	97	82	82	6	83
Аб	98	98	97	6	3	18	18	94	17

Примечание. 1—3 — фенокристы основной массы породы (расшифровка образцов в примечании к табл. 16); 4, 5 — крупное (2 мм) зерно из габброамфиболита (обр. 955ю); 6, 7 — фенокристы основной массы диабаза из даек габбрового комплекса Камчатского мыса (обр. 7-83/7); 8 — то же (обр. 7-83/4); 9 — апогаббродиабазовый амфиболит (обр. 956/2).

диабазов и амфиболитами. Они пересечены линейными зонами брекчирования, отделяющими массивные полигональные блоки друг от друга. Деформации, которые привели к формированию блокового строения габбро, по-видимому, могли быть связаны с этапом становления полудаек второй серии. Гидротермальный метаморфизм, связанный с внедрением даек второй серии, способствовал залечиванию нарушенных зон (хлорит, альбит, пренит). В результате следы глыбово-блоковых подвижек оказывались стертыми (палimpseстовыми). Вблизи наиболее мощных пакетов полудаек второй серии амфиболиты подверглись преобразованиям, связанным с почти полной альбитизацией плагиоклазов и разложением рудных зерен без существенного изменения текстуры и структуры породы. В таких породах присутствуют рассеянные мелкие (0,02 мм) зерна и гнезда магнетита и сфена, сохранились единичные порфириобласты ранних амфиболов ситовидного строения с включениями клинопироксенов. В зонах рассланцевания за счет амфиболитов образованы мелкозернистые (0,3 мм) альбит-амфиболовые сланцы, слабо карбонатизированные. Амфиболы в них представлены актинолитовой роговой обманкой и актинолитом. Исходя из петрографических особенностей пород дайкового комплекса, намечены последовательность образования и преобразования амфиболитов в сопоставлении с этапами внедрения пакетов полудаек двух серий (табл. 17).

Таблица 16

Содержание окислов (% мас.) и ионов (6 кислорода) в клинопироксенах дайкового комплекса по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	51,23	51,50	51,47	52,86	54,86	51,02	50,60	54,02	53,64	53,30	52,45	54,13
TiO ₂	0,45	0,40	0,35	0,10	0,70	0,47	0,70	0,13	0,50	0,61	0,60	0,50
Al ₂ O ₃	5,08	4,13	1,25	0,85	1,46	0,61	2,50	0,66	3,06	3,16	1,66	1,64
Cr ₂ O ₃	0,45	0,02	0,02	0,13	0,29	0,03	0,20	0,00	He опр.	He опр.	He опр.	0,00
FeO	4,76	6,38	7,75	6,03	8,69	6,63	6,50	8,93	6,54	6,74	7,18	6,92
MnO	0,06	0,08	0,00	0,25	0,15	0,31	0,00	0,45	0,40	0,41	0,41	0,40
MgO	15,23	16,89	15,00	15,53	17,46	16,45	14,00	13,45	18,15	18,14	19,72	19,15
CaO	20,82	19,02	21,72	23,31	15,02	23,25	22,80	23,18	16,38	17,08	16,26	17,00
Na ₂ O	0,14	0,19	0,58	0,36	0,88	0,24	2,20	0,22	0,30	0,08	0,19	0,05
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,08	0,00	0,10	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00
Сумма	98,22	98,61	98,16	99,42	99,59	99,01	99,60	101,07	98,99	99,54	98,49	99,79
Si	1,90	1,91	1,95	1,95	2,00	1,92	1,90	2,00	1,96	1,94	1,94	1,97
Al ^{IV}	0,10	0,09	0,05	0,05	0,05	0,03	0,10	0,00	0,04	0,06	0,08	0,03
Al ^{VI}	0,12	0,09	0,00	0,01	0,06	0,00	0,01	0,03	0,09	0,08	0,03	0,04
Ti	0,01	0,01	0,01	0,005	0,02	0,01	0,02	0,005	0,02	0,02	0,02	0,01
Cr	0,01	0,00	0,00	0,005	0,005	0,00	0,005	0,00	He опр.	He опр.	He опр.	0,00
Fe ²⁺	0,15	0,20	0,25	0,19	0,27	0,21	0,20	0,27	0,20	0,20	0,22	0,21
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,005	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,85	0,94	0,85	0,86	0,96	0,93	0,79	0,74	0,99	0,99	1,09	1,05
Ca	0,83	0,75	0,88	0,92	0,60	0,94	0,92	0,92	0,64	0,67	0,64	0,66
Na	0,005	0,01	0,04	0,03	0,06	0,02	0,16	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,005	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
$\frac{100Fe}{Fe+Mg}$	15,00	17,50	22,70	18,00	22,00	15,40	20,20	26,70	16,80	16,80	16,80	16,70
Fs, %	8,2	10,6	12,6	9,6	14,8	8,3	10,5	14,0	10,9	10,8	11,3	10,9
En, %	46,4	49,7	42,9	43,7	52,4	45,6	41,4	38,3	54,1	53,2	55,9	54,7
Wo, %	45,4	39,7	44,5	46,7	32,8	46,1	48,1	47,7	35,0	36,0	32,8	34,4

Примечание. 1 — вкрапленник спилитизированного базальта зоны закалки полудайки первой серии (обр. 934ю); 2 — вкрапленник габбродиабазы из центральной части полудайки второй серии (обр. 940ю); 3 — участок сохранившегося фенокриста в амфиболитизированном диабазе из дайкового комплекса, инъецированного кислыми интрузиями (обр. 814ю); 4, 5 — то же, диабаз-амфиболита (обр. 812ю); 6 — включение в высокотитанистой магнетитальной роговой обманке габброамфиболита (обр. 955ю); 7 — вкрапленник диабазы из дайки (обр. 7-83/4); 8 — включение в роговой обманке апогаббродиабазового амфиболита (обр. 956/2); 9—12 — фенокристы дайкового диабазы (обр. 7-83/7). Местонахождение: 1—8 — п-ов Шмидта, 9—12 — Камчатский мыс.

Таблица 17

Последовательность образования и преобразования амфиболитов

Порода, метаморфические изменения	Этап
Двупироксеновые анортитовое габбро и габбродиабазы, битовинитовые диабазы	Исходные магматические породы
Габбро с псевдоморфозами высокотитанистой магнезиальной роговой обманки и псевдомонопластинами хлорита по ортопироксенам и рудным	Автометаморфическая стадия, флюидный метаморфизм
Анортитовое габбро с бластическими структурами. Перекристаллизация псевдоморфоз хлорита по ортопироксенам	Глубинные бластические деформации
Апогаббровые и аподиабазовые амфиболиты с основным плагиоклазом (анортит, битовинит)	Формирование пакетов полудак первой серии. Флюидно-термальный метаморфизм
Образование глыбово-блоковой текстуры в измененных габброндах	
Альбитизация плагиоклазов, разложение рудных минералов в амфиболитах	Продолжение спрединга, внедрение полудак второй серии
Альбит-амфиболовые сланцы	Сдвиговые и надвиговые перемещения блоков

В целом по петрографическим данным вырисовывается длительная история магматизма, метаморфизма и деформаций, приведших к формированию рассматриваемого дайкового комплекса. Особенности состава вмещающих пород, специфика их метаморфизма и соотношение с пакетами дайка в дайке позволяют высказать предположение о дайковом комплексе как о единой плутонической ассоциации, которая длительно развивалась от глубинных фаций магматизма и метаморфизма (анортитовое габбро) до гипабиссальных (дайки двух серий) в зоне, проницаемой для магматических расплавов, возможно, в условиях диффузного спрединга [Mooges, 1982]. Проницаемость для магмы могла быть обеспечена локальным пульсационным растяжением на своде поднимающегося магматическо-метаморфического диапира. Формирование термальных амфиболитов относится к этапу гипабиссального магматизма и связано с внедрением магмы, богатой летучими, которая сформировала пакеты полудак в пластичных относительно высокотемпературных габбро.

Минералогия. Для дальнейшего обсуждения условий формирования дайкового комплекса использованы данные об ассоциациях первичных и вторичных минералов. Начнем с пироксенов. В связи с тем что двупироксеновые геотермометры невозможно применить к метаморфизованным породам исследуемого комплекса, использовались приемы графической корреляции и сопоставления с изученными в этом отношении геологическими объектами. Сопоставление велось на следующих апробированных диаграммах: 1) основной классификационной, где учитывается соотношение FeSiO_3 , MgSiO_3 , CaSiO_3 минералов; 2) соотношения ионов тетраэдрически скоординированного алюминия (Al^{IV}) и Fe к сумме Fe и Mg; 3) соотношения окислов Al и Ti; 4) то же, Al и Cr. Руководящей идеей при выборе объектов для сравнения было стремление отразить по возможности известные геоструктурные обстановки формирования офиолитов и дайковых комплексов в частности. Это срединно-океанические хребты, впадины краевых морей и зарождающиеся вулканические поднятия островодужного типа с зонами субдукции, пересеченные трансформными разломами [Mooges, 1982; Miller, 1984]. Большая роль при этом отводилась аналогиям с кайнозойскими структурами активных окраин континентов и в частности

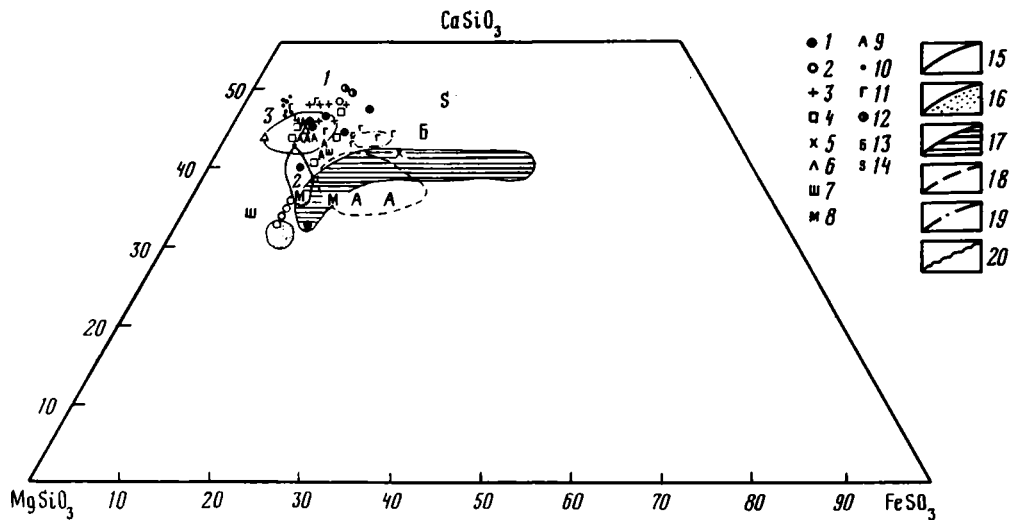


Рис. 11. Соотношение основных минералов в клинопироксенах

1, 2, 6, 7 — дайковые комплексы: 1 — п-ова Шмидта (см. табл. 16), 2 — Камчатского мыса (см. табл. 16), 6 — Олюторского хребта [Сухов, 1983], 7 — хребта Ширшова; 4 — дайковые долериты впадины Хесса [Кашинцев и др., 1980]; 3, 5, 8, 10—12, 14 — магматические породы структур Филиппинского моря [Initial..., 1981, 1982; Геология..., 1980]; 3 — обломки полимиктовой брекчии скв. 453 Марианского трога, 5 — долериты скв. 293 [Дмитриев и др., 1979], 8 — дайковые диабазы Марианского желоба, 10, 11 — породы желоба Яп: 10 — ультраосновные, 11 — габбро, 12 — толентовые базальты с включениями анортозитов скв. 447, 14 — включения амфиболитовых габбро вулканокластической брекчии скв. 448; 9 — базальт-риолитовая формация Алеутской дуги [Борсук и др., 1982]; 13 — blastsмилониты хребта Ширшова; 15—20 — поля: 15 — офиолитовых кумулятов [Колман, 1979], 16 — эвкритов Новой Каледонии [Колман, 1979], 17 — маринит-бонинитов Марианского хребта [Геология..., 1980], 18, 19 — толентовых базальтов скв. 448, 451 (18) и андезитов скв. 451 (19) вулканических поднятий Филиппинского моря, 20 — толентовых базальтов скв. 447, 449, 454 впадин Филиппинского моря. 1—4 — типы пород [Щека, Куренцова, 1981]: 1 — железистые базальты, 2 — магнезиальные базальты, 3 — магнезиальные гипербазиты, 4 — железистые гипербазиты

региона Филиппинского моря. Для сравнения привлекались данные о составе клинопироксенов магматических кумулятов офиолитовых комплексов и др. (рис. 11).

Часть фигуративных точек состава клинопироксенов исследованного дайкового комплекса на треугольной классификационной диаграмме соотношения CaSiO_3 , FeSiO_3 , MgSiO_3 минералов располагается внутри поля, очерченного для офиолитовых кумулятов (см. рис. 11). Другая часть фигуративных точек выходит за пределы этого поля. Клинопироксены представлены диопсидом, диопсид-салитом, эндиопсидом, диопсид-авгитом (см. табл. 16). Учитывая, что вариации содержаний минералов при воспроизведении электронно-зондового микроанализа или сопоставлении с анализами "мокрой" химии составляют 1—2%, "выходы" некоторых фигуративных точек состава исследованных клинопироксенов за пределы поля кумулятов можно считать незначительными и пренебречь ими (табл. 18). В то же время следует отметить, что с учетом ошибок анализа за пределами поля кумулятов оказываются клинопироксены из полудаек второй серии и из пакетов полудаек в блоках, пронизанных гипабиссальными телами плагиогранитов и кварцевых кератофигов [Юркова, Пейве, 1986]. Первые включаются в поле толентовых базальтов впадин Филиппинского моря (скв. 447, 449), магнезиальные разности вторых — в поле бонинитов. Более кальциевые клинопироксены тяготеют к полю андезитов Западно-Марианского хребта (скв. 451) или габброидов Япского желоба [Initial ..., 1981; Геология ..., 1980]. Внутри и

Т а б л и ц а 18

Содержание оксидов (% мас.) и ионов (6 кислорода) петрогенных элементов в клинопироксенах по данным электронно-зондового и "мокрого" химического (х) микроанализов

Компоненты	512ю	512ю (х)	512ю	7-83/7 (1)	7-83/7 (1)	7-83/7 (2)	7-83/7 (2)
SiO ₂	51,57	49,26	53,61	53,64	53,30	52,45	54,13
TiO ₂	0,13	0,31	0,13	0,50	0,61	0,61	0,50
Al ₂ O ₃	3,43	4,30	1,63	3,06	3,16	1,66	1,64
Cr ₂ O ₃	0,18	He опр.	0,09	He опр.	He опр.	He опр.	0,00
FeO	6,14	0,16	4,90	6,54	6,74	7,18	6,92
Fe ₂ O ₃	He опр.	7,28	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
MnO	0,12	0,14	0,04	0,40	0,41	0,41	0,40
MgO	15,55	15,68	16,01	18,15	18,15	19,72	19,15
CaO	22,42	20,50	22,31	16,38	17,08	16,26	17,00
Na ₂ O	0,19	0,13	0,19	0,30	0,08	0,19	0,09
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02
H ₂ O ⁺	He опр.	0,88	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
H ₂ O ⁻	"	0,28	"	"	"	"	"
CO ₂	"	0,00	"	"	"	"	"
C	"	0,00	"	"	"	"	"
Сумма	99,74	98,93	98,91	98,99	99,55	98,50	99,85
Si	1,91	1,83	1,98	1,96	1,94	1,94	1,97
Ti	0,005	0,01	0,005	0,02	0,02	0,02	0,01
Al ^{IV}	0,09	0,17	0,02	0,04	0,06	0,06	0,03
Al ^{VI}	0,06	0,04	0,05	0,09	0,08	0,01	0,04
Cr	0,005	He опр.	0,00	He опр.	He опр.	He опр.	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,20	He опр.	"	"	"	He опр.
Fe ²⁺	0,19	0,01	0,15	0,20	0,20	0,22	0,21
Mn	0,005	0,005	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,86	0,87	0,89	0,99	0,99	1,09	1,05
Ca	0,88	0,82	0,88	0,64	0,67	0,64	0,66
Na	0,005	0,005	0,01	0,01	0,005	0,01	0,005
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fs	9,8	11,0	7,8	10,9	10,8	11,3	11,0
Wo	44,6	43,3	46,3	35,1	36,0	32,8	34,4
En	45,6	45,7	45,8	54,0	53,2	55,9	54,6

, Примечание. (1), (2) — разные сечения фенокристов клинопироксена: (1) — продольные, (2) — поперечные.

вблизи поля кумулятов располагаются точки состава клинопироксенов из габбродолеритов и габброноритов впадины Хесса [Кашинцев и др., 1980].

Отметим, что здесь и далее поля толеитовых базальтов и андезитов очерчены с учетом данных по составу клинопироксенов как вкрапленников, так и зерен основной массы [Ishii, 1981; Matthey et al., 1981]. В поле кумулятов или близко к нему располагаются точки состава клинопироксенов дайкового комплекса Олюторского хребта и габброидов, вскрытых скв. 453 в Марианском трое [Сухов, 1983; Natland, 1982]. Любопытно, что в поле кумулятов оказывается часть клинопироксенов из андезитобазальтов базальт-риолитовой формации Алеутской дуги, сформированной в период прогибания океанического дна и заложения глубинного разлома [Борсук и др., 1982]. Другая часть пироксенов этой формации представлена авгитами, характерными для толеитовых базальтов вулканических поднятий (скв. 448, 451) Филиппинского региона [Ishii, 1981]. Такое

резкое разделение клинопироксенов могло быть связано с контрастной дифференциацией толентовой магмы.

Таким образом, клинопироксены рассматриваемого комплекса на диаграмме соотношения основных минералов ассоциируются с клинопироксенами как офиолитовых кумулятов и интрузивных пород океанических рифтовых зон, так и вулканоплутонических пород структур активных континентальных окраин. Несколько отличаются от предыдущих клинопироксены из тонких (0,3 м) даек диабазов в габброидах Камчатского мыса. Будучи более магнезиальными по составу, они тяготеют, с одной стороны, к полю эвкритов Новой Каледонии, с другой — как к полю толентовых базальтов из впадин Филиппинского моря, так и к полю бонинитов [Mattey et al., 1981; Колман, 1979; Геология ..., 1980]. При этом проявлен только магнезиальный эволюционный тренд при постоянном содержании FeSiO_3 . Наиболее магнезиевый состав имеют клинопироксены диабазов хребта Ширшова [Юркова и др., 1985]. Возможно, как и дайки Камчатского мыса, они сформировались при кристаллизации примитивной недифференцированной магмы.

На графике соотношения Al^{VI} и Fe и суммы Fe и Mg в целом для блока данных заметна прямая зависимость между коррелируемыми величинами, что характерно для продуктов кристаллизации толентовых магм (рис. 12). Привязывая образцы пород с исследованными клинопироксенами к древним и современным обстановкам их формирования, можно условно выделить поля впадин трогов и желобов (задуговых, приразломных и рифтогенных) и вулканических поднятий островодужного типа с переходной зоной в интервале 20—25% $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, где сочетаются образцы тех и других. Точки состава клинопироксенов исследованного дайкового комплекса располагаются в нижней части поля впадин, трогов и желобов наряду с клинопироксенами магнезиальных океанических базальтов. В переходной зоне они сочетаются с точками состава клинопироксенов из пород серии марианит-бонинитов.

В поле поднятий в основном располагаются точки, отражающие состав клинопироксенов из толентовых базальтов, в том числе дайковых, представленных в вулканических хребтах Филиппинского региона (скв. 448, 451), а также — из марианит-бонинитов и переходных пород. Так же как на предыдущем графике, резко обособились в двух полях (впадины и поднятия) точки состава клинопироксенов из андезитобазальтов базальт-риолитовой формации Алеутской дуги. Высокие содержания Al^{IV} в поле впадин, несколько отклоняющиеся от общей зависимости, характерны для клинопироксенов дайкового комплекса Олюторского хребта. Они сопоставимы по этим параметрам с брекчированными габброидами из основания скв. 453 Марианского трога. В еще большей мере возрастает роль Al^{IV} в клинопироксенах толентовых базальтов, содержащих включения габбровых анортозитов, которые выявлены в нижней части вулканического комплекса, пробуренного скв. 447 в Филиппинском море [Ishii, 1981]. Максимальные значения Al^{IV} на этом графике присущи клинопироксенам из группы марианит-бонинитов и переходных пород.

На графике соотношения Al_2O_3 и Cr_2O_3 представлена только часть анализов клинопироксенов, рассмотренных выше, в связи с тем, что Cr_2O_3 определялось не для всех проб. Тем не менее имеющиеся данные позволяют говорить о резком (в 10 раз) увеличении содержания Cr_2O_3 в клинопироксенах толентовых базальтов впадин Филиппинского моря по сравнению с базальтами поднятий там же. Они составляют 0,7—1,0%, что характерно также для ультраосновных пород этого региона. Граница между клинопироксенами впадин и поднятий Филиппинского региона проходит на уровне содержаний Cr_2O_3 0,15—0,2% (рис. 13).

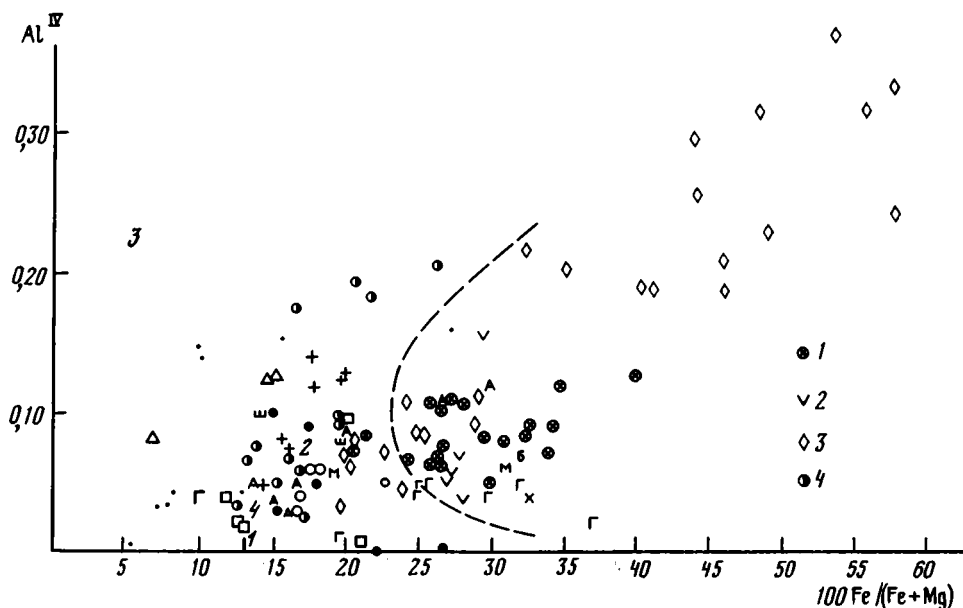


Рис. 12. Соотношение ионов Al^{IV} и $100 Fe/(Fe+Mg)$ в клинопироксенах различных комплексов
 1, 2 — толентовые базальты (1) и андезиты (2) вулканических хребтов Филиппинского моря (ска. 448, 451) [Initial..., 1981]; 3 — марманит-бониниты; 4 — базальты впадин [Геология..., 1980]. Пунктиром показана граница полей впадин (слева) и поднятий. Остальные условные обозначения см. на рис. 11

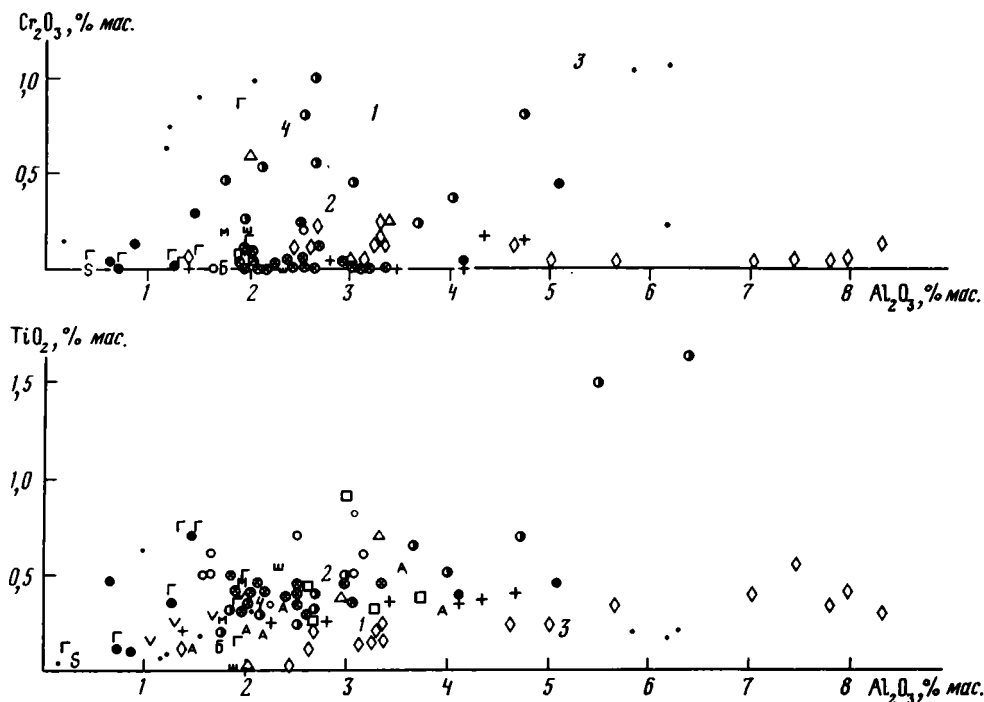


Рис. 13. Соотношение Al_2O_3 , TiO_2 и Cr_2O_3 в клинопироксенах различных комплексов
 Условные обозначения см. на рис. 11, 12

В рассматриваемом дайковом комплексе наиболее высокое содержание Cr_2O_3 установлено для диопсида вкрапленника зоны закалки дайки первой серии. Повидимому, в клинопироксенах вкрапленников этой зоны в связи с закалкой сохранилось первично высокое содержание Cr_2O_3 , характерное для недифференцированной родоначальной магмы. Понижение содержания Cr_2O_3 в измененных клинопироксенах исследуемого комплекса, вероятнее всего, связано с выносом этого компонента в послемагматическую стадию [Юркова и др., 1985].

На графике соотношения Al_2O_3 и TiO_2 основное сгущение фигуративных точек установлено в поле, очерченном координатами 1—5% Al_2O_3 и до 0,5% TiO_2 (см. рис. 13). Для этого поля заметна прямая зависимость содержания Al_2O_3 от TiO_2 . В целом эта зависимость имеет более сложный характер, объяснение которого недостаточно обеспечено аналитическими данными. Разделения блока данных на поле впадины и поле поднятий не наблюдается. Клинопироксены дайкового комплекса п-ова Шмидта разделились на две группы по содержанию Al_2O_3 . Наиболее низкое содержание Al_2O_3 отмечается в полуразрушенных клинопироксенах из габброамфиболитов дайкового комплекса п-ова Шмидта, наиболее высокое (≈5%) — в клинопироксенах из базальтов зон закалки даек первой серии (см. табл. 16). Для клинопироксенов серии марианит-бонинитов и переходных пород характерны широкие (3—13%) вариации содержания этого окисла. На графике показана только часть анализов клинопироксенов из этих пород до отметки 9% Al_2O_3 (см. рис. 13). Примечательно, что клинопироксены в грануляционных сегрегациях ультраосновных пород оказываются более глиноземистыми, чем в негранулированных зернах.

Содержание TiO_2 в клинопироксенах дайкового комплекса п-ова Шмидта 0,35—0,47%, в диабаз-амфиболитах до 0,7%. За уровень 0,5% TiO_2 выходят клинопироксены дайковых пород Камчатского мыса и хребта Ширшова (ранняя генерация), что не связано с повышением содержания в них железа или щелочей. Вероятно, в этом случае можно предполагать иную схему плавления вещества верхней мантии, возможно, с участием восстановленных флюидов [Scott et al., 1981; Говоров, 1983]. Метаморфические клинопироксены габброидов хребта Ширшова (автометаморфические, бластомилонитовые) имеют низкое содержание TiO_2 , не превышающее значений, выявленных для клинопироксенов ультраосновных пород из Япских желоба и разлома.

Исходя из результатов графического сопоставления состава клинопироксенов, обстановка образования исследуемого дайкового комплекса может быть оценена как впадины, трог, желоба, включая фронтальную часть примитивной островной дуги типа Марианской. Формирование двупироксенового анортитового габбро по аналогии с анортитовыми габбро, вскрытыми в полимиктовой брекчии скв. 453, может быть оценено глубинами 10—5 км [Natland, Tarney, 1982].

Далее обратимся к другой группе породообразующих минералов — п л а г и о к л а з а м. С использованием диаграммы соотношения анортитовой молекулы в плагиоклазах и ионов Fe к сумме Fe+Mg в клинопироксенах было продолжено выявление специфики состава минералов в магматических породах геоструктур, определяемых как впадины и поднятия активных континентальных окраин (рис. 14). Как показало сравнение, различия составов наблюдаются в основном для клинопироксенов и мало заметны для плагиоклазов. И все же следует отметить, что очень основные плагиоклазы (An_{92-96}) характерны преимущественно для пород впадин. В этом поле сосредоточены плагиоклазы брекчированных габбро магматического комплекса Марианского трога (скв. 453)

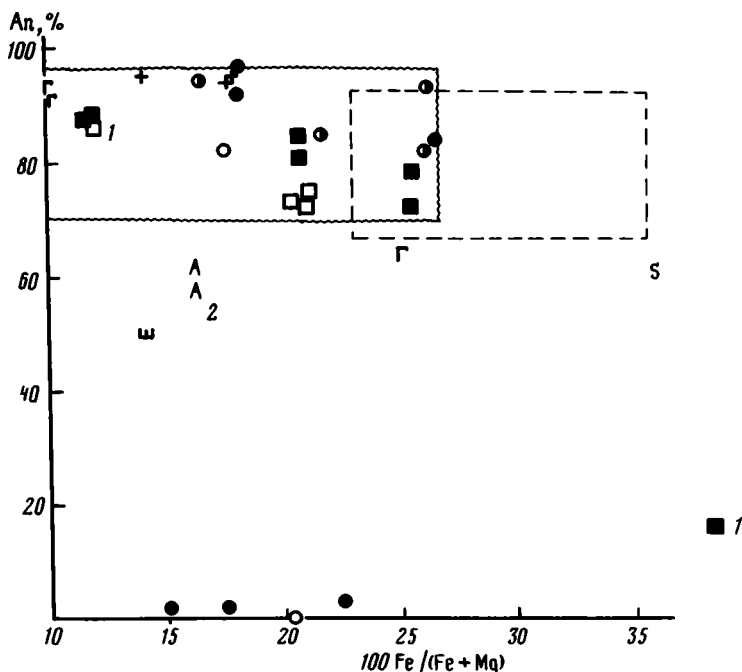


Рис. 14 Соотношение An в плагиоклазах и ионов $100 \text{ Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ в клинопироксенах

1 — габбро скв. 334 Атлантического океана [Hodges, Papike, 1976]. Остальные условные обозначения см. на рис. 11, 12

и амфиболитизированных габбро и габброамфиболитов дайкового комплекса п-ова Шмидта (см. табл. 15). В габброидах впадины Хесса и габбро из скв. 334 Срединно-Атлантического хребта плагиоклазы представлены битовнитом. Содержание анотритовой молекулы в плагиоклазах андезитобазальтов базальт-риолитовой формации Алеутской дуги совпадает с таковым в магнезиальных океанических базальтах. Плагиоклазы дайковых пород п-ова Шмидта и отчасти Камчатского мыса представлены альбитом (см. табл. 15). Такое резкое "раскисление" состава плагиоклазов можно объяснить только интенсивным ("массированным") воздействием кремнийщелочных флюидов, что рассматривалось ранее. Приведенные данные находятся в согласии с более ранним предположением о формировании дайкового комплекса во флюидопроводящем блоке литосферы, возможно, над сейсмофокальной зоной.

Особенности состава амфиболов и условия локализации их в породе рассматривались при петрографическом описании амфиболитизированных дайковых диабазов и амфиболитов. Здесь обсуждаются их индикаторные возможности. Выделяются четыре группы амфиболов, особенности состава которых связаны со спецификой условий их образования: 1) высокотитанистые магнезиальные роговые обманки (см. табл. 14, графы 1,2); 2) низкотитанистые магнезиальные роговые обманки (графы 3—5,10); 3) актинолитовые роговые обманки (графы 6—9); 4) актинолиты (графы 11, 12). Роговые обманки первой группы являются амфиболами наиболее ранней генерации (автометаморфическая стадия). Для них, как и для двух последующих групп, характерна координация ионов алюминия главным образом в тетраэдрической позиции и крайне низкое содержание Al^{IV} (0—0,13 формульных единиц). При использовании геотермометра Л.Л. Перчука [1970] выявляется, что точки состава роговых

обманок первой группы попадают в область неопределенной рисовки изотерм в пределах гранулитовой фации метаморфизма. По соотношению титана и щелочей ранние роговые обманки тяготеют к амфиболам из бластомилонитов и амфиболитов хребта Ширшова, для которых определены температуры образования 550—575° С, а давления меньше 5 кбар [Юркова и др., 1985].

Магнезиальные роговые обманки в неамфиболитизированных дайковых диабазах первой серии образуются за счет клинопироксена и ранних высокотитанистых роговых обманок, а в амфиболитизированных диабазах, габбро и габброамфиболитах слагают мозаичные и гранобластовые сегрегации. В дайковых породах роговые обманки сочетаются с альбитом, в габброидах — с анортитовнитом. Судя по соотношению Al^{IV} и Al^{VI} , а также титана и щелочей, магнезиальные роговые обманки второй группы сформировались в условиях амфиболитовой фации термального метаморфизма [Закруткин, 1968; Leake, 1965; Raase, 1974]. Амфиболы второй группы ассоциируются и частично замещаются актинолитовой роговой обманкой. Последняя присутствует наравне с амфиболами двух первых групп в мозаичных и гранулитовых сегрегациях в амфиболитизированных дайковых базальтах и диабазах, в габброамфиболитах и амфиболитах, сочетаясь в породе в первом случае с альбитом, во втором — с анортитовнитом. Для актинолитовых роговых обманок характерны более низкие, чем для второй группы амфиболов, содержания алюминия и повышенные — магния и кальция при неизменном содержании титана. Судя по соотношению Al^{IV} и Al^{VI} , они сформировались в условиях эпидот-амфиболитовой фации, что подтверждают данные о соотношении титана и щелочей [Закруткин, 1968].

Температуры образования роговых обманок дайковых пород количественно могут быть оценены в 400 или 500° С в зависимости от геотермометра [Перчук, 1970; Плюснина, 1983]. Для габброамфиболитов и амфиболитов, содержащих анортит или битовнит, температуры оцениваются интервалами гранулитовой фации (750—800°С) метаморфизма в понимании Л.П. Плюсниной [1983], В.Дж. Эрнста и др. Столь резкое расхождение оценок температур связано со спецификой условий формирования в породе ассоциаций роговая обманка — плагиоклаз и неправомерностью использования в этом случае экспериментальных геотермометров из-за неодинаковых механизмов возникновения и течения реакций. Образование низкоглиноземистой роговой обманки при сохранении анортитового состава плагиоклазов в породе заставляет предполагать относительно высокие (выше 500° С) температуры и специфические физико-химические особенности флюидов, в частности низкий химический потенциал углекислоты в них, что способствовало сохранению анортитового и битовнитового состава плагиоклазов при перекристаллизации. Амфиболитизация пород этого комплекса могла быть связана с окислением восстановительных флюидов, как это разбиралось для процесса серпентинизации (см. главу вторую). Актинолиты образуются за счет более ранних темноцветных минералов и на участках флюидно-метаморфического изменения породы. В них уменьшается содержание кальция и титана, возрастает роль кремния, железа или хрома (см. табл. 14). Их формирование относится к условиям зеленосланцевой фации метаморфизма регрессивного ряда.

Таким образом, по составу амфиболов и характеру их петрографических взаимоотношений вырисовывается ряд неравновесных изменений пород дайкового комплекса от амфиболитовой до зеленосланцевой фации при участии флюидов. Амфиболы рассматриваемого дайкового комплекса обнаруживают частичное сходство с амфиболами метагаббро—метабазальтов полимиктовых брекчий Марианского трога (скв. 453) и Марианского желоба (скв. 460). Так, ранние генерации роговых обманок в полимиктовой брекчии Марианского трога

Таблица 19

Содержание окислов (% мас.) и ионов во вторичных минералах дайкового комплекса по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	28,68	30,95	32,57	32,35	36,21	36,99	43,16	42,29	42,20
TiO ₂	0,07	0,40	0,00	0,78	0,09	0,05	0,04	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	18,72	16,26	15,51	16,73	23,13	23,32	21,09	19,97	22,43
Cr ₂ O ₃	0,22	0,07	0,10	0,09	0,07	0,04	0,00	0,04	0,02
FeO	18,90	19,73	20,83	14,97	8,14	7,72	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,73	3,61	5,41
MnO	0,15	0,15	0,20	0,00	0,03	0,00	0,05	0,32	0,05
MgO	15,15	19,38	17,82	23,31	1,71	1,30	0,00	0,00	0,22
CaO	0,45	0,21	0,17	0,24	22,04	22,58	27,69	25,43	25,54
Na ₂ O	0,17	0,02	0,00	0,04	0,14	0,07	0,00	0,28	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	82,51	87,17	87,20	88,66	91,56	92,07	93,76	91,94	95,90
Ионы	14 (0)				16 катионов			11 (0)	
Si	3,09	3,17	3,33	3,16	5,99	6,10	3,06	3,07	2,97
Al ^{IV}	0,91	0,83	0,67	0,84	0,01	0,00	0,94	0,93	1,03
Al ^{VI}	1,47	1,12	1,19	1,08	4,49	4,53	0,82	0,78	0,83
Ti	0,01	0,03	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,69	1,68	1,77	1,22	1,12	1,06	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe ³⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,09	0,19	0,32
Mn	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	2,45	2,97	2,73	3,42	0,43	0,32	0,00	0,00	0,02
Ca	0,05	0,02	0,02	0,02	3,91	3,99	2,10	1,98	1,93
Na	0,04	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	9,73	9,83	9,73	9,83	16,00	16,00	7,01	7,00	7,10
f, %	56	51	54	40	72	77	Не опр.		

Примечание. 1—4 — хлориты: 1 — зона закалки дайки первой серии, флюидно-метаморфическая сегрегация (обр. 934ю), 2 — центральная часть дайки второй серии, сегрегация на контакте с рудным зерном, 3 — то же, участок флюидизации (обр. 940ю), 4 — псевдоморфоза по ортопироксену в габброамфиболите (обр. 955ю); 5, 6 — пумпеллиты из краевых частей везикул: 5 — дайковый диабаз Камчатского мыса (обр. 7-83/4), 6 — зона закалки полудайки первой серии п-ова Шмидта (обр. 934ю); 7—9 — прениты: 7 — обр. 940ю, флюидно-метаморфическая сегрегация, 8 — обр. 814ю, за счет плагиоклаза, 9 — обр. 7-83/4, за счет клинопироксена.

и дайковом комплексе п-ова Шмидта оказываются высокомагнезиальными. Различия касаются содержаний Al и Ti и соответственно роли ионов октаэдрически скоординированного Al. Более высокое содержание Al^{VI} в метагабброидах скв. 453 можно связывать с более высоким давлением (7 кбар) при метаморфизме [Natland, 1982].

В этом разделе рассматриваются х л о р и т ы, сформированные в процессе послемагматического ретроградного метаморфизма. По возможности отбирались анализы этих минералов, образованных в ранние этапы метаморфизма (табл. 19). Хлориты, возникшие в процессе гидротермального наложенного метаморфизма, рассмотрены в четвертой главе. Это также относится к пренитам и эпидотам. Для сравнения привлекались данные по составу хлоритов из метабазитов активных окраин континентов, некоторых офиолитовых комплексов и зеленокаменных вулканических ассоциаций Урала. Исползовались анализы образцов с детальной петрографической привязкой. Хлориты исследуемого

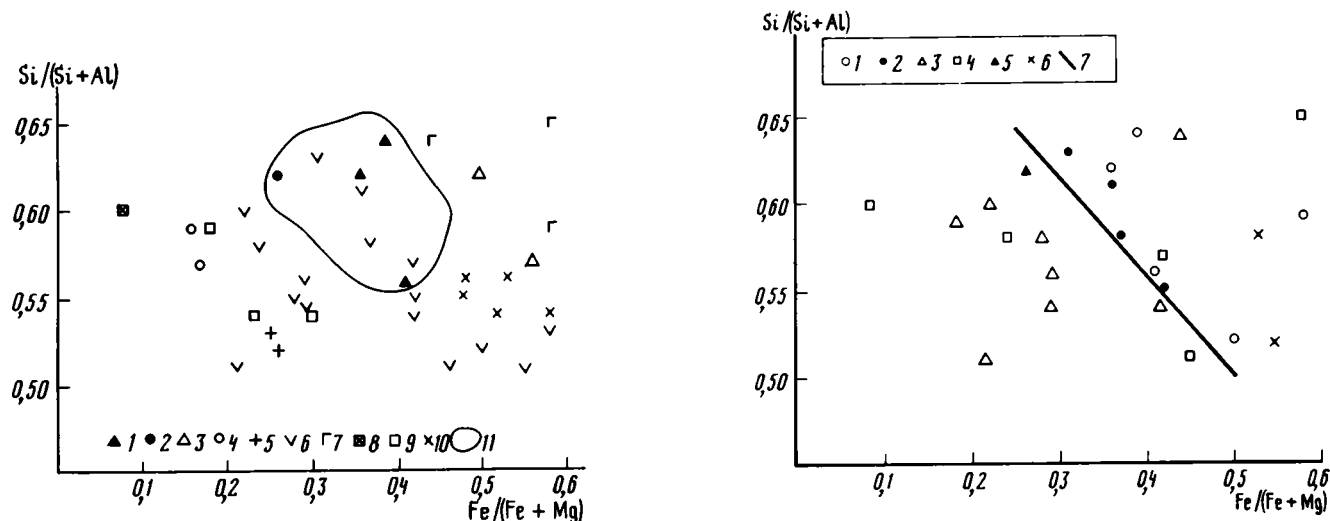


Рис. 15. Соотношение ионов $\text{Si}/(\text{Si}+\text{Al})$ и $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ в хлоритах различных комплексов

1, 2 — дайковый комплекс п-ова Шмидта (см. табл. 19); 1 — диабазы из даек, 2 — вмещающие габбро; 4 — породы полимиктовой брекчии скв. 453 [Initial..., 1982]; 3 — метабазальты, 4 — метагаббро и диабазы; 5 — зеленые сланцы о-ва Яп [Maruyama et al., 1983]; 6—9 — метабазиты офиолитовых комплексов о-ва Дарвилл Новой Зеландии [Sivell, 1984], Южной Тосканы [Cortesogno, Lucchetti, 1984], Дель-Пуэрто Центральной Калифорнии [Evarts, Schiffman, 1983] и вулканогенной серии Магнитогорского прогиба Южного Урала [Плюснина, 1983]; 6 — диабазы, 7 — габбро, 8 — пироксениты, 9 — перидотиты; 10 — глаукофановые метагаббро о-ва Самос Греции [Mposkos, Perdikatsis, 1984]; 11 — поле хлоритов исследуемых дайковых комплексов

Рис. 16. Соотношение ионов $\text{Si}/(\text{Si}+\text{Al})$ и $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ в хлоритах различных петрографических типов из метабазитов

1 — сегрегации в основной массе породы; 2 — миндалины; 3—6 — псевдоморфозы по: 3 — клинопироксену, 4 — оливину, 5 — ортопироксену, 6 — вулканическому стеклу; 7 — граница между псевдоморфозами по пироксенам и оливинам и сегрегациями в основной массе и миндалины

дайкового комплекса по степени железистости и содержанию Al^{IV} могут быть отнесены к магнезиально-железистым разностям группы пикнохлорита или диабантита [Evarts, Schiffman, 1983]. Однако сильные диагностические линии (7,20, 7,08, 3,52, 2,52, 2,15) на дифрактограммах монопсевдоморфозы хлорита по ортопироксену (обр. 955ю), относимой по химизму к диабантитам, свидетельствуют в данном случае о прохлорите (см. табл. 19, графа 4).

На диаграмме соотношения ионов $Fe/(Fe + Mg)$ и $Si/(Si + Al)$ видно следующее (рис. 15): 1) широкие вариации железистости хлоритов из пород офиолитовых комплексов при слабом возрастании роли Si по мере увеличения железистости; 2) исследуемые хлориты занимают срединное положение по железистости между metabazaltami и метагаббро, в том числе из полимиктовой брекчии скв. 453, и тяготеют к полю с высокими значениями ионов кремния; 3) в хлоритах из зон закалки полудаек первой серии увеличивается роль ионов алюминия, что более характерно для metabazaltov вулканических серий и, что важнее, для глаукофановых метагаббро комплекса высоких давлений [Mposkos, Perdikatsis, 1984]. Последнее обстоятельство может косвенно указывать на возможность высоких давлений при образовании хлоритовых сегрегаций в зоне закалки даек первой серии. Возможность высоких флюидных давлений становится более реальной, если учесть, что в ассоциации с хлоритом в этой зоне даек присутствует пумпеллиит (см. табл. 19).

На следующей диаграмме данные о составе хлоритов в тех же координатах нанесены с учетом их петрографического положения (рис. 16). Из диаграммы следует, что поле низкой (0,08—0,3) железистости занимают точки состава хлоритов, образующих псевдоморфозы по пироксенам и оливинам. Железистость хлоритов, образованных за счет вулканического стекла, возрастает по сравнению с первыми вдвое. Хлориты из сегрегаций и миндалинов занимают по железистости промежуточное положение между двумя вышеописанными типами хлоритов. В поле этих хлоритов выделяется обратная зависимость между коррелируемыми параметрами. С ними тесно связаны хлориты другой группы псевдоморфоз (высокожелезистых и высококремнистых) по оливинам и клинопироксенам. Малое количество анализов хлоритов, используемых для построения диаграмм, не позволяет сделать обоснованных генетических выводов. Однако для будущих обсуждений условий формирования дайкового комплекса нужно обратить внимание на два типа хлоритовых псевдоморфоз по оливинам и пироксенам: магнезиальные и железистые. Как показывают петрографические данные, химическое различие псевдоморфоз не зависит от типа породы (metabazalt, метагаббро, или метапироксенит). Возможно, эти хлориты связаны с двумя разноточными стадиями преобразования metabazaltov. Применительно к исследуемому комплексу отмечается, что в раннюю стадию в более глубоких условиях сформировались магнезиальные псевдоморфозы. Железистые псевдоморфозы возникли позднее в результате внедрения флюидонасыщенных магм в гипабиссальных условиях. Одновременно могли быть сформированы хлорит-пумпеллиитовые ассоциации в миндалинах и сегрегациях. Такая возможность рассматривалась ранее при петрографических сопоставлениях.

Однако чтобы использовать это предположение, необходимо обсудить вопрос о степени наследования хлоритами состава исходных минералов и породы в целом. Данных о составе клинопироксенов и оливинов, сосуществующих с хлоритовыми псевдоморфозами в одном образце, к сожалению, в литературе практически нет. Наши данные в этом отношении немногочисленны и не решают затронутого вопроса (см. табл. 16, 19). Что касается связи состава хлоритов с составом исходных пород, то она двойственна. Так, сравнение состава хлоритов из контрастных по содержанию железа и магния габброидов Лигурийских Аппенин показывает как резкое разделение их по железистости (0,3 и $0,6Fe/(Fe + Mg)$) и

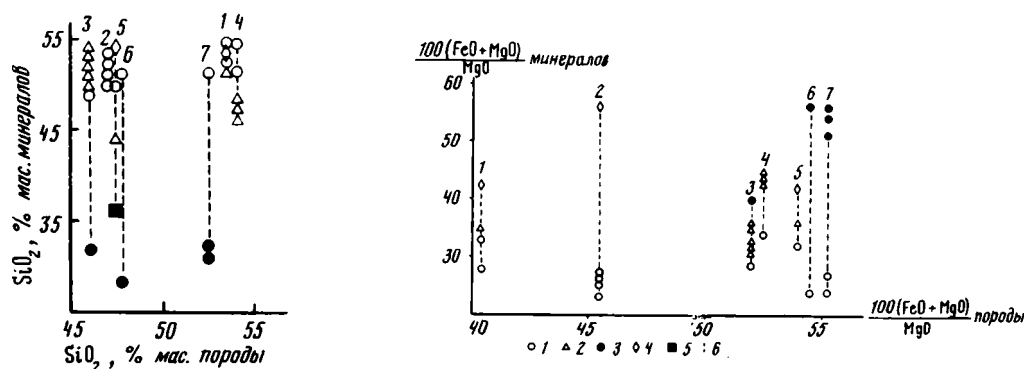


Рис. 17. Соотношения SiO_2 , TiO_2 и $100(\text{FeO} + \text{MgO})/\text{MgO}$ в минералах и породах

Суммарное железо в виде FeO . 1—5 — минералы: 1 — клинопироксен, 2 — роговая обманка, 3 — хлорит, 4 — актинолит, 5 — пумпеллит; 6 — линия, соединяющая точки составов минералов одной породы. Породы: 1, 3, 4, 6, 7 — дайковый комплекс п-ова Шмидта: 1, 4 — диабаз-амфиболит и диабаз из блока даек, инъецированных кислыми интрузиями (обр. 812ю, 814ю), 3 — габброамфиболит (обр. 955ю), 6 — эндоконтактная зона полудайки первой серии (обр. 934ю), 7 — габбродиабаз центральной зоны полудайки второй серии (обр. 940), 2, 5 — дайки Камчатского мыса: 2 — центральная часть (обр. 7-83/7), 5 — эндоконтактная зона (обр. 7-83/4)

содержанию ионов кремния ($\text{Si} > 6$ или $\text{Si} < 6$), так и их одинаковость по значению этих характеристик [Cortesogno, Lucchetti, 1984].

Для исследуемого дайкового комплекса построен график зависимости железистости для породы и минералов в этой породе (рис. 17). На графике видно разделение пород на две группы: магнезиальные (диабаз-амфиболит и габброамфиболит) и железистые (неамфиболитизированные дайковые породы). В последних хлориты более железистые, чем в первых, что можно связывать с их более поздней генерацией в сегрегациях и миндалинах по сравнению с монопсевдоморфозами хлорита по ортопироксенам в габброамфиболитах. На это уже обращалось внимание. В сосуществующих парах клинопироксен—роговая обманка последняя в той или другой группе пород оказывается более железистой, чем клинопироксен. По графику можно судить о том, что железистость хлоритов не зависит от железистости клинопироксенов, а железистость клинопироксенов не зависит от железистости породы.

Если обратимся к графику соотношения TiO_2 в фемических минералах и породе, вмещающей их, то можно заметить отсутствие какой-либо корреляции сравниваемых величин (см. рис. 17). Содержание TiO_2 резко увеличивается (в 3—5 раз) по сравнению с ранними клинопироксенами в роговых обманках габброамфиболитов. В этих породах присутствуют также наиболее высокотитанистые хлориты в виде монопсевдоморфоз по ортопироксенам. Такие соотношения TiO_2 в породах и минералах могут подтвердить предположение об извлечении титана при формировании ранних роговых обманок и хлорита из разрушаемых первичных рудных минералов. В этом убеждают также факты, что в этих породах вокруг разложенных рудных зерен образуются сегрегации хлоритов с повы-

шенным содержанием TiO_2 по сравнению с таковыми из флюидно-метаморфических сегрегаций.

Таким образом, по составу хлоритов в исследуемых породах можно говорить о двух разноглубинных генерациях этих минералов, сформированных до этапа гидротермальных изменений по типу пропилитизации. При этом состав более железистых хлоритов второй генерации зависел от химической обстановки в локальной области (участке) породы. Примечательным является изменение соотношения кремнезема в сосуществующих минералах в зависимости от содержания этого окисла в породе (см. рис. 17). В низкокремнеземистых породах (45—50% SiO_2) сформированы роговые обманки с более высоким содержанием SiO_2 , чем в замещаемых клинопироксенах (около 51% SiO_2). В высококремнистых (54% SiO_2) диабаз-амфиболитах, наоборот, формировались роговые обманки с более низким содержанием SiO_2 , чем в клинопироксенах. То есть в амфиболитовую и эпидот-амфиболитовую стадии метаморфизма происходило как бы выравнивание содержания SiO_2 в исходной породе, своеобразное его усреднение. Об этом стоит вспомнить при разборе петрохимических особенностей пород.

Пумпеллииты в дайковых комплексах Сахалина и Камчатского мыса присутствуют преимущественно в виде мелких (0,01—0,02 мм) зерен изометричной, таблитчатой или призматической формы, собранных вместе с хлоритом в агрегаты с беспорядочной и радиально-лучистой структурами. В радиально ориентированных агрегатах отчетливо заметны плеохроизм минерала от зеленого по N_g до зеленовато-желтого по N_p и аномальное дву-преломление. В миндалах пумпеллиит развивается в краевой и центральной зонах, промежуточные участки обычно выполнены бледно-зеленым магнетитом-железистым хлоритом (см. табл. 19). По составу исследованные пумпеллииты обнаруживают сходство с высокоалюминиевыми пумпеллиитами пород базальтовых и контрастно дифференцированных вулканических серий, в том числе из офиолитовых ассоциаций окраин Тихого океана (Калифорния, Новая Зеландия), Греции и Южного Урала [Evarts, Schiffman, 1983; Sivell, 1984; Houghton, 1982; Pe-Piper et al., 1981; Schiffman, Liou, 1983; Плюснина, 1983] (рис. 18). Образование этих пумпеллиитов предполагается в условиях пренит-пумпеллитовой, переходной к зеленосланцевой или пумпеллиит-хлоритовой фаций подводного гидротермального метаморфизма, синхронного процессам вулканизма.

В исследуемом дайковом комплексе пумпеллиит присутствует в краевых частях полудак первой серии. Характерен парагенез пумпеллиита с хлоритом, а в дайках Камчатского мыса — также с пренитом и актинолитом. В связи с этим остановимся на специфике структуры и состава зон закалки даек Камчатского мыса в сравнении с полудайками п-ова Шмидта. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что базальты зон закалки Камчатского мыса имеют преимущественно стекловатые (гиалиновые) структуры основной массы, в то время как подобные породы в дайках п-ова Шмидта более раскристаллизованы (микролитовые структуры). В первых заметно больше пумпеллиита, который, кроме миндалин и везикул, развивается в виде мелкозернистых агрегатов по стекловатой массе, где сочетается с хлоритом и лейкоксенизированными рудными включениями породы. Полосы максимально высоких содержаний пумпеллиита (около 50% объема породы) мощностью 1,5—2 мм тяготеют к линии контакта с габбро, отделяясь от него хлоритовой зоной. Образование этой зоны связано с захватом и переработкой флюидизированным расплавом деформированных плагиоклазов и клинопироксенов, вмещающих габбро, частично замещенных бледноокрашенными зелеными роговыми обманками (табл. IV, а, б). В случае неполной переработки темноцветных минералов наблюдаются моно-

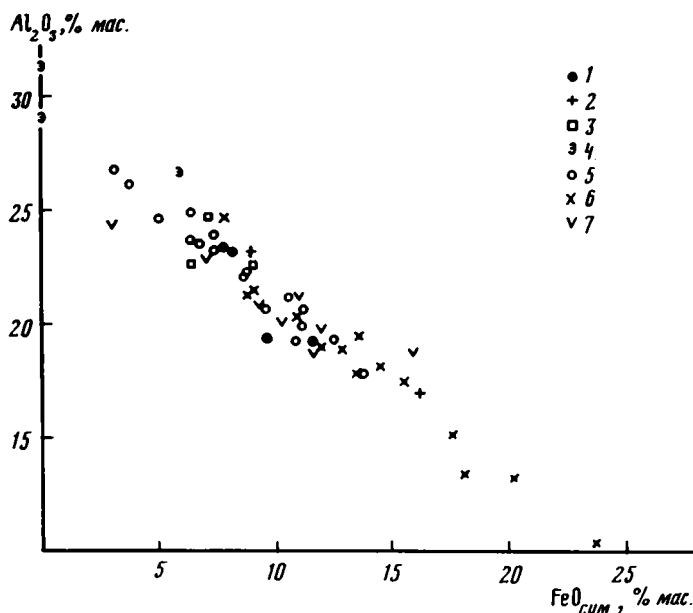


Рис. 18. Соотношение Al_2O_3 и $FeO_{\text{сум}}$ в пумпеллинитах различных комплексов

1 — дайковые серии Сахалина и Камчатского мыса; 2, 3 — контрастные вулканические серии: 2 — Новой Зеландии, 3 — Греции; 4 — данные эксперимента; 5 — базальты офиолитовой серии Дарвилл Новой Зеландии; 6, 7 — метабазальты Урала и Калифорнии. Ссылки на использованные данные см. в тексте

псевдоморфозы бледно-зеленого хлорита, в которых по спайности первичных зерен трассируются скопления пиритизированных амебовидных агрегатов полуразрушенных титанистых рудных зерен.

Изменения габбро до внедрения даек заключались в частичном замещении клинопироксенов бледно-зелеными роговыми обманками в виде полос, ориентированных вдоль призматической спайности, а также в спорадическом образовании скоплений пелитоморфных агрегатов бурого пренита за счет плагиоклаза. За счет флюидов, связанных с внедрением дайкового комплекса, габбро подверглись наложенной пренитизации и хлоритизации. Интенсивность замещений клинопироксенов и плагиоклазов хлоритом и бесцветным пренитом возрастает вблизи контактов с дайками и в раздробленных участках габбро. Впоследствии "сваренные" контактные зоны дайки и габбро были пересечены как единая порода прожилками бесцветного хлорита, ориентированным поперечно к контактной линии. Парагенез пумпеллинита с хлоритом, актинолитом, пренитом и эпидотом наблюдается также в продуктах наложенного гидротермального изменения центральных частей амфиболитизированных дайковых диабазов Камчатского мыса (обр. 7-83/4). Здесь пумпеллинит замещает магнезиальные роговые обманки вместе с хлоритом и актинолитом, а пренит развивается как за счет сохранившихся клинопироксенов, так и в виде интерсертальных сегрегаций, иногда в сочетании с эпидотом.

Различия в составе, строении, структуре дайковых комплексов п-ова Шмидта и Камчатского мыса могут быть истолкованы таким образом, что дайки диабазов Камчатского мыса внедрились в более холодные габбро в глубоководных условиях. Это объясняет следующее: 1) резкое остеклование магматических контактных зон; 2) обилие флюидов, экранированных толщей воды в 5—7 км, которые произвели наложенные гидротермальные изменения зеленосланцевой

фации как амфиболитизированных дайковых диабазов, так и деформированных битовнит-клинопироксеновых габбро; 3) высокие флюидные давления в краевой зоне дайки в связи с образованием стекловатого барьера, что способствовало интенсивному формированию здесь пумпеллиита. По петрохимическим особенностям диабазов блок габброидов Камчатского мыса, где сформировались дайки, оценивается как фрагмент океанической коры [Шульдинер, 1982]. Следует, однако, заметить, что возрастные датировки пород (800 млн лет) К—Аг-методом, приводимые этими авторами, в связи с интенсивными термическими и химическими изменениями пород и "открытостью" системы для изотопного обмена, привноса и выноса К или Аг нуждаются в значительных уточнениях. В противоположность Камчатскому мысу, для Сахалина можно предполагать, что пакеты полудак первой серии вмещали неостывшие, пластичные габброиды.

По отношению ионов Al, Mg, Fe в структурной формуле исследованные пумпеллииты на диаграмме Р.К. Эвартса попадают в область, минералы которой образовались в условиях повышенных давлений. Она включает в том числе пумпеллииты Францисканской формации и комплекса Санбагава [Evarts, Schiffman, 1983]. При формировании пумпеллиитов в дайках Камчатского мыса можно прогнозировать условия высоких (5 кбар) флюидных давлений [Hinrichsen, Shurmann, 1968].

Роль пренита в ассоциациях метаморфических минералов увеличивается в центральных частях полудак второй серии, где он вместе с хлоритом или без него слагает флюидно-метаморфически измененные участки. Бесцветные таблитчатые и призматические зерна пренита ($N_g = 1,642$) размером от 0,05 до 0,12 мм собраны в агрегаты однонаправленной, веерной, сферолитовой или хаотичной текстуры. Более поздняя гидротермальная наложенная пренитизация дайковых пород первой серии и вмещающих габбро и габброамфиболитов наблюдается в раздробленных зонах. Пренит здесь развивается за счет как плагиоклазов, так и клинопироксенов. В ассоциации с эпидотом и кварцем он характерен для измененных дайковых пород на участках внедрения альбититов или плагиогранитов (см. рис. 10). Прениты двух генераций не различимы по оптическим свойствам и составу.

Величина соотношения Fe^{3+} и Al в структурной формуле пренита последовательно возрастает от флюидно-метаморфических сегрегаций к псевдоморфозам по плагиоклазу и клинопироксену (см. табл. 19). По-видимому, в нашем случае этот параметр не может быть использован для установления степени метаморфизма пород, как это сделали С. Кунииоши и Д. Лио для Кармутских вулканитов Британской Колумбии [Kuniyoshi, Liou, 1976]. В экспериментах поле устойчивости пренита ограничивается температурами 360—370°C при давлениях соответственно 2 и 4 кбара [Плюснина, 1983]. Для пумпеллиита в связи с изоморфным замещением Fe^{3+} на Al и Al на Mg устанавливаются более широкие вариации температур (от 300 до 380°C) при тех же давлениях [Плюснина, 1983]. В целом следует отметить, что образование пумпеллиита и пренита в породах исследуемого дайкового комплекса стимулировалось воздействием флюидов.

Морфология рудных зерен рассматривалась при петрографических описаниях пород дайкового комплекса. В табл. 20 приведен состав минералов, псевдоморфно замещивших первичные титансодержащие рудные зерна (графы 2, 3, 4), и мелких зерен новообразованных сегрегаций (графы 5, 6), а также хромсодержащего магнетита (графа 7). Сфен в сегрегациях имеет состав, близкий к идеальному, в то время как в псевдоморфозах в этом минерале выявляются дефицит кальция и избыток Si и Ti против теоретического состава. Для сравнения с перекристаллизованными разностями приводится состав неразложенного ильменита крупного зерна из дайкового диабаза Камчатского

Таблица 20

Содержание окислов (% мас.) и ионов петрогенных элементов в минералах рудных зерен сложного состава по данным электронно-зондового состава

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	0,12	0,00	31,24	0,05	0,02	30,51	0,11
TiO ₂	54,51	50,46	41,40	97,71	1,94	40,58	0,29
Al ₂ O ₃	0,05	1,65	0,04	0,03	1,95	0,05	1,29
Cr ₂ O ₃	0,10	0,11	0,03	0,06	0,08	0,03	2,41
FeO	41,52	45,54	0,04	0,01	88,82	0,03	88,38
MgO	0,20	0,02	0,02	0,02	0,03	0,00	0,36
MnO	3,70	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,12
CaO	0,09	0,03	26,60	0,10	0,00	28,51	0,02
Сумма	100,29	97,81	99,37	97,98	92,89	99,68	92,98
Ионы	3(0)		5(0)	2(0)	4(0)	5(0)	4(0)
Si	0,00	0,00	1,02	0,00	0,00	1,00	0,00
Ti	1,02	0,98	1,02	1,00	0,05	1,00	0,01
Al	0,00	0,05	0,00	0,00	0,09	0,00	0,06
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
Fe ²⁺	0,87	0,98	0,00	0,00	0,94*	0,00	0,93*
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	1,87*	0,00	1,86*
Mg	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Mn	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,93	0,00	0,00	1,00	0,00
Сумма	1,98	2,01	2,97	1,00	2,95	3,00	2,96

* Разделение на Fe²⁺ и Fe³⁺ исходя из теоретического состава.

Примечание. 1 — ильменит неизмененного рудного зерна в дайковом диабазе Камчатского мыса (обр. 7-83/7); 2—4 — минералы разложенного рудного зерна (обр. 940ю): 2 — ильменит, 3 — сфен, 4 — лейкоксен; 5, 6 — минералы сегрегаций новообразованных зерен: 5 — магнетит, 6 — сфен; 7 — хромсодержащий магнетит (обр. 934).

мыса. Для этого ильменита характерны замещение Fe на Mn и Mg и высокое содержание Ti в формульном составе. Примечательно, что близкие содержания MnO (2,95 и 3,17%) обнаруживаются в ильменитах из габбро полимиктовой брекчии скв. 453 Марианской впадины и амфиболитизированного габбро Япского желоба (2,58%) [Natland, 1982: Геология..., 1980]. Кроме того, повышенное содержание MnO одновременно с понижением содержания FeO характерно для ильменитов из даек сложного состава (от основного до кислого) региона Сикоку-Сеточи Южной Японии [Yokoyama, 1984]. Предполагается, что безмагнетитовые дайки ранней генерации этого региона формировались в условиях низкой летучести кислорода в результате ассимиляции углеродсодержащих осадков. В рассматриваемых дайковых комплексах отсутствие нормативного гематита (Fe₂O₃) в первичных ильменитах (обр. 7-83/7) может быть результатом участия в процессе кристаллизации магмы восстановленных флюидов.

Исходя из вышеприведенных данных, наиболее логично предположить стадийное изменение магматического титансодержащего рудного минерала, (возможно, ильменита), начиная с распада в аутометаморфическую стадию, и его дальнейшую перекристаллизацию в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма с формированием мозаичных сегрегаций сфена и магнетита. Следует отметить также важное следствие формирования вторичного магнетита — повышение магнитной восприимчивости пород, которая, как установлено для дайкового комплекса Японии, возрастает от 2 до 4 раз при содержании его в породе от 1 до 3% [Yokoyama, 1984].

Петрохимия. Петрохимические особенности пород дайковых и базальтоидных серий орлинской свиты рассмотрены с помощью нескольких диаграмм соотношения окислов основных элементов (Si, Ti, Al, Mg, Fe, Na, K) (рис. 19, 20). Средние составы, включая малые и рассеянные элементы для различных типов дайковых и вулканических пород и вмещающих габброидов, приведены в табл. 21—24. Химические анализы всех исследованных образцов хранятся на диске "Геобанк" вычислительного комплекса СМ-4 в ГИН АН СССР. При обсуждении диаграмм графической корреляции окислов основных петрогенных элементов особое внимание обращалось на влияние процессов преобразования пород. Основной классификационный график соотношения кремния и щелочей показывает четкое различие даек первой и второй серий по содержанию кремнезема и натрия. Это различие подкреплено петрографическими данными, показывающими большую меланократовость пород из даек первой серии и более высокое содержание плагиоклазов — второй. Учитывая, что при метаморфических превращениях происходило относительное уменьшение содержания кремнезема в дайках первой серии при замещении клинопироксенов роговыми обманками и обогащение даек второй серии SiO_2 при альбитизации плагиоклазов, разрыв по кремнистости между сериями полудаек был усилен минеральными преобразованиями. Этому не противоречит резкий скачок в содержании Na_2O (см. рис. 19). Таким образом, принадлежность пород второй серии полудаек к известково-щелочной серии, которая выявляется на графике соотношения SiO_2 и FeO/MgO по характеристикам А. Миаширо [Miya-shiro, 1974], "усилена" метаморфическими преобразованиями пород. Тем более что четко устанавливается, как известково-щелочная тенденция в составе пород проявляется в связи с изменениями их по типу пропилитизации (см. рис. 20).

Анализ диаграмм и средних составов дайковых пород показывает разнонаправленный характер изменения содержаний окислов основных петрогенных элементов от зоны закалки к центральным частям в полудайках первой и второй серий. Для первой серии в зонах закалки заметно уменьшение содержания SiO_2 и TiO_2 , но увеличение — Al_2O_3 и CaO , для второй — наоборот, увеличение в закаленных породах количества SiO_2 , суммарного FeO и понижение роли CaO (см. рис. 19, 20, табл. 21). Петрохимическая специфика пород зон закалки коррелируется с особенностями их состава. С присутствием в эндозонах полудаек первой серии пумпеллиита могут быть связаны более высокие содержания Al_2O_3 и CaO и несколько повышенные MgO и Fe_2O_3 . Пониженные содержания SiO_2 и повышенные CaO в центральных частях даек второй серии отчасти (кроме разницы в содержании клинопироксенов) связаны с развитием гидротермального пренита, практически отсутствующего в зонах закалки. Тенденция в увеличении содержания K_2O в центральных частях полудаек по сравнению с закаленными зонами, а также в полудайках, заключенных в серпентиниты, связана, по-видимому с эффектом частичного экранирования калийсодержащих флюидов и с последующей реализацией их внутри тела дайки. Наиболее отчетливое минералогическое воплощение этого процесса замечено в полудайках, заключенных в ультрабазиты. В них вместе с ранним хлоритом и пумпеллиитом образуется биотит. В полудайках основного блока K_2O включается в состав новообразованных альбитов и роговых обманок.

Важным моментом, установленным при анализе диаграмм и таблиц, является вывод о петрохимическом сходстве пород дайкового комплекса и базальтоидов контрастной серии орлинской свиты и существенное отличие от них субщелочных базальтов этой же свиты. Высокая меланократовость последних, их недосыщенность кремнеземом (нормативный нефелин составляет до 5%) не позволяют прогнозировать существенного изменения суммы щелочей в этих

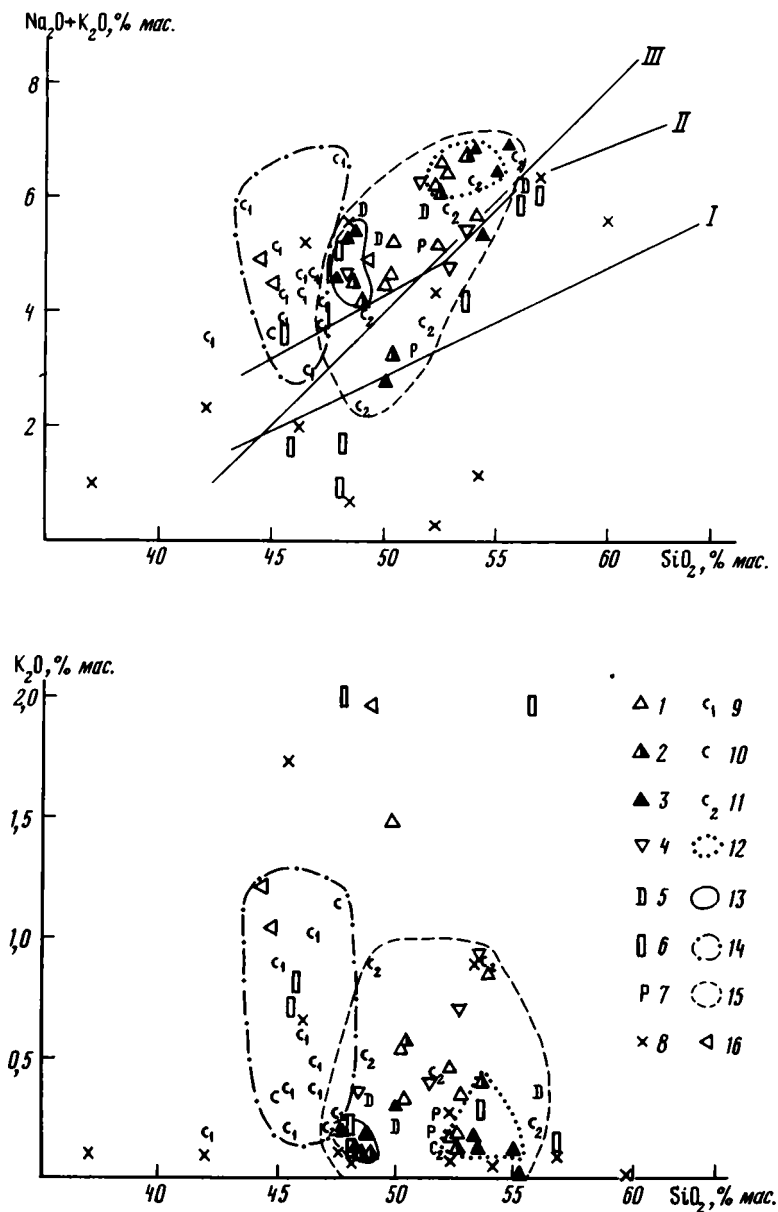


Рис. 19. Соотношения SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и K_2O

1—3 — породы полулаек основного блока дайкового комплекса: 1 — центральная, 2 — промежуточная, 3 — зачалки, 5 — породы из даек основного блока дайкового комплекса [Разницин, 1982; Речкин, 1974]; 4, 6 — диабазы из полулаек: 4 — протрузивных тел серпентинитов, 6 — полосчатого комплекса; 7 — диабаз-амфиболиты; 8 — породы, измененные по типу пропилитизации и пропилиты; 9 — субщелочные базальты орлинской свиты; 10 — то же, среднее по девяти анализам [Речкин, 1974]; 11 — спилитизированные базальты и андезитобазальты контрастной серии; 12, 13, 15 — поля дайковых пород: 12 — первой серии, 13 — второй серии, 15 — основного блока в целом; 14 — поле субщелочных базальтов; 16 — дайковые субщелочные диабазы. Границы серий [Kuno, 1965; Irvine, Baragar, 1971]: I — пижонитовой, II — высокоглинземистой (внизу) и щелочной, III — щелочной (вверху) и субщелочной

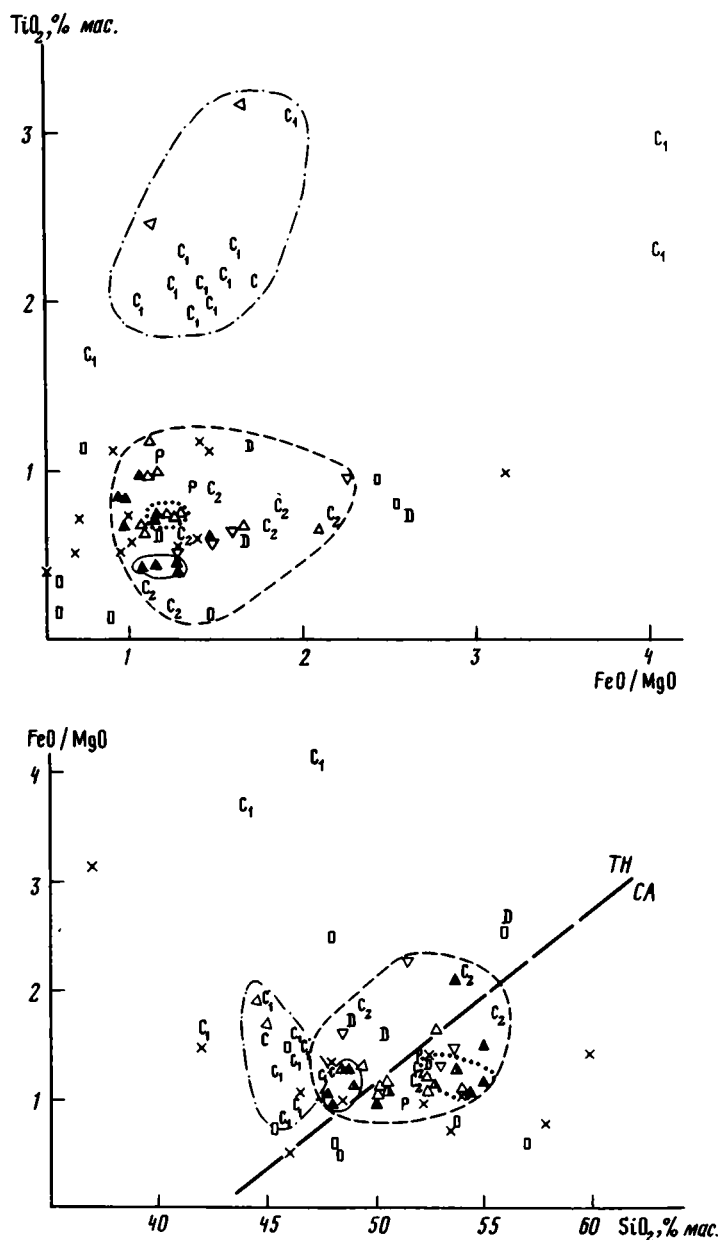


Рис. 20. Соотношения FeO/MgO , TiO_2 и SiO_2

Условные обозначения см. на рис. 19. TH/CA — линия раздела известково-щелочной и толеитовой серий [Miyashiro, 1974]

Таблица 21

Среднее содержание окислов (% мас.) и элементов-примесей (г/т) петрогенных элементов в породах дайкового комплекса и лавах

Компо- ненты	Дайки								Лавы				Гнало- клатит
	Ранние (первая серия)				Поздние (вторая серия)				спилитизированные				
	зоны заалки		центральные части		зоны заалки		центральные части		базальты		андезитобазальты		
n Δ	4	Δ	4	Δ	4	Δ	6	Δ	5	Δ	2	Δ	1
SiO ₂	48,74	+1,28	50,00	+0,97	54,64	+1,01	52,80	+0,89	49,83	+2,67	54,78	0,99	39,26
TiO ₂	0,61	+0,24	0,93	-0,49	0,74	+0,24	0,77	+0,21	0,66	-0,46	0,70	0,04	1,37
Al ₂ O ₃	16,12	-1,75	15,20	-0,21	14,71	-1,69	15,29	-0,82	15,84	-2,02	16,46	0,40	12,12
Fe ₂ O ₃	3,62	+0,38	3,51	+0,63	3,68	+1,38	3,32	+2,70	4,16	+2,27	2,92	1,34	2,72
FeO	5,30	+0,81	5,84	+0,76	5,42	-0,34	4,96	-0,94	5,40	+1,96	6,83	0,47	7,15
MnO	0,16	+0,03	0,20	+0,08	0,13	-0,03	0,10	+0,06	0,13	-0,13	0,19	0,09	0,38
MgO	8,00	+0,91	7,78	+0,38	6,12	+1,91	6,18	+0,79	6,99	+2,34	4,72	0,12	9,06
CaO	9,32	+2,81	8,59	+2,34	5,74	-1,57	7,09	+1,38	8,14	+2,38	2,60	0,93	19,20
Na ₂ O	4,28	-2,03	4,00	-1,26	6,28	-1,12	5,95	-1,22	3,45	+2,21	5,95	0,57	1,58
K ₂ O	0,19	+0,10	0,38	-0,28	0,10	+0,07	0,27	+0,18	0,43	+0,46	0,54	0,33	0,00
P ₂ O ₅	0,18	+0,20	0,18	+0,04	0,13	+0,04	0,12	+0,09	0,20	-0,15	0,12	0,02	0,40
H ₂ O ⁺	3,37	-1,47	2,28	+1,18	1,85	+0,45	2,33	-0,71	He опр.	He опр.	3,52	0,42	6,14
H ₂ O ⁻	0,32	+0,17	0,27	-0,18	0,20	+0,05	0,31	+0,34	"	"	0,36	0,11	0,50
Сорг	0,00	0,00	0,26	-0,26	0,15	+0,15	0,19	-0,19	"	"	0,00	0,00	0,12
Сумма	100,21	He опр.	99,42	He опр.	99,89	He опр.	99,68	He опр.	95,23	"	99,69	He опр.	100,00
V	172	+53	148	+17	168	+30	157	+163	142*	0	232	78	120
Cr	133	+247	54	+46	42	36	52	+37	50	0	24	14	165
Co	36	-6	28	+1	22	+6	33	+15	26	0	18	3	42
Ni	71	+69	48	+22	28	-10	39	+9	32	0	24	3	110
Cu	130	+50	98	-68	44	-66	68	+102	80	0	147	65	65
n Δ	2	Δ	4	Δ	4	Δ	5	Δ	1	Δ	1	Δ	1
Zn	70	0	63	-43	55	+45	62	-32	50	0	80	0	250
Rb	<5	0	<5	0	<5	0	<5	0	3	0	5	0	5
Sr	63	3	184	-133	148	+92	127	-83	377	0	76	0	101
Y	20	1	26	+4	26	-4	28	-3	23	0	22	0	22
Zr	15	9	51	-5	38	-29	65	-11	78	0	25	0	56
Nb	<5	0	<5	0	<5	0	<5	0	5	0	5	0	5
Ba	<100	0	(40)	(+20)	(25)	(+5)	<100	0	(30)	0	(30)	0	(30)

* n = 1.

Примечание к табл. 21—24. n — количество анализов; Δ — максимальные отклонения от средних значений: + — в сторону увеличения, в сторону уменьшения; при равных отклонениях знаки ± не ставятся. В скобках — приблизительные значения. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР. Методы "мокрой" химии и плазменно-спектрохимический — для окислов, рентгенофлуоресцентный и спектральный — для элементов. Аналитики А.И. Гусарева, Л.В. Ильичева, Ю.И. Пронин.

породах в результате деанортитизации плагиоклазов. Состав клинопироксенов (титанистый авгит) указывает на субщелочной состав магмы. С высокотитанистыми базальтами петрохимически сходны субщелочные диабазы из даек в серпентинитовой протрузии к северу от р. Орлиной (см. и рис. 19, 20, табл. 22). Химический состав габброидов, вмещающих пакеты полудаек, изменяется в зависимости от степени и характера метаморфизма, содержания рудных минералов и др. Более высокое содержание K_2O в габбро в ранней стадии изменения зафиксировано мельчайшими включениями калийсодержащего скаполита (Юркова и др., 1984). Следует отметить, что во всех случаях резкое (в 3—4 раза) повышение содержания Na_2O связано с альбитовым составом плагиоклазов.

Обсуждение имеющихся данных по содержанию и распределению малых и редких элементов проведено с учетом состава минеральных ассоциаций породы и характера метаморфических изменений. Так, несомненна связь содержаний ванадия и количества в породе рудных зерен. При содержании рудных зерен в породе в пределах 1—3% объема породы ванадий присутствует в количестве от 148 до 172 г/т (см. табл. 24). Скачок содержаний рудных в 5 раз сказывается на увеличении количества ванадия в 2—3 раза (см. табл. 24, графы 5, 6). Наиболее высокие содержания хрома установлены для пород со стекловатыми структурами. Это базальты зоны закалки первой серии (до 380 г/т) и гиалокластиты контрастной серии вулканитов (165 г/т). Повышенные (до 100—150 г/т) содержания хрома отмечаются для амфиболитов и габброамфиболитов, а также субщелочных базальтов. Если исходить из соотношения содержаний Cr_2O_3 в клинопироксенах, псевдоморфных роговых обманках и хлорите, то возможные потери Cr при ранней амфиболитизации дайковых пород могут достигать 190 г/т. Максимальная разница в содержании хрома в закаленных базальтах и аподиабазовых амфиболитах $380 - 105 = 275$ г/т (см. табл. 21, 24).

В меньшей мере или совсем не заметно влияние процессов амфиболитизации на содержание Ni и Co. Если перейти к зеленокаменноизмененным дайковым породам, то в них содержание Cr и Ni падает до наиболее низких (15—18 г/т) значений (см. табл. 24, графы 1, 12). Что касается Cu, то наиболее высокие ее содержания отмечаются для пород из пакетов полудаек первой серии, амфиболитов и альбититов. В зеленокаменноизмененных породах содержание Cu несколько возрастает. Содержание Rb, большей частью, не превышает 5 г/т, более высокие значения его известны для габброамфиболитов (7 и 15 г/т). Значительные колебания характерны для содержаний Sr и Ba. При этом четко устанавливается тенденция увеличения содержания Sr в метаморфизованных породах, особенно гидротермальноизмененных, и в лавах. Что касается Ba, то закономерности изменения его содержания в породах дайкового комплекса пока недостаточно ясны. Высокие (200—700 г/т) содержания этого элемента наблюдались в апогаббровых амфиболитах и габброамфиболитах. В альбитизированных, спилитизированных и зеленокаменноизмененных дайковых и эффузивных породах содержания Ba уменьшаются в 2—4 раза.

Самые низкие содержания Y (5—20 г/т) и Zr отмечаются как для амфиболитов и габброамфиболитов, так и базальтов зон закалки полудаек первой серии. Наиболее высокие содержания (35—45 г/т Y и 94,169 г/т Zr) присущи альбититам и метасоматическим плагиогранитам. Как следствие метаморфических преобразований пород намечаются две тенденции изменения содержания рассеянных элементов: понижение роли Cr и Ni и повышение Sr, возможно Zr и Y. Повышенные содержания Sr устанавливаются в породах зеленокаменноизмененных и измененных по типу пропилитизации, которые содержат такие кальциевые минералы, как пренит и эпидот. Если опираться на данные о содержании рассеянных элементов в зонах закалки, как наиболее близких к тем значениям, которые определяют специфику состава толентовой магмы, то

Таблица 22
Среднее содержание окислов (% мас.) петрогенных элементов
в эффузивных и дайковых породах

Компоненты	Субщелочные базальты и диабазы				Диабазы и габбродиабазы	
	Лавы		Дайки		Серпентинитовых протрузий	
n Δ	11	Δ	2	Δ	2	Δ
SiO ₂	45,66	-3,76	44,85	0,24	50,01	1,52
TiO ₂	2,29	-0,59	3,54	0,36	0,81	0,15
Al ₂ O ₃	14,47	+2,25	15,06	0,01	15,50	0,23
Fe ₂ O ₃	5,51	+8,60	6,45	0,43	2,64	0,80
FeO	5,98	+5,73	6,78	0,40	7,87	0,72
MnO	0,16	+0,09	0,28	0,00	0,19	0,00
MgO	7,16	+3,32	6,94	0,36	5,44	0,93
CaO	7,98	+4,02	6,38	0,27	7,97	1,18
Na ₂ O	3,81	-1,27	3,56	0,15	5,08	0,88
K ₂ O	0,72	-0,54	1,12	0,09	0,36	0,02
P ₂ O ₅	0,29	-0,11	0,32	0,01	0,34	0,05
H ₂ O ⁺	3,85	+1,05	3,75	0,17	2,43	0,02
H ₂ O ⁻	0,90	+1,18	0,64	0,00	0,30	0,00
Сорг	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,12
Сумма	98,78	Не опр.	99,67	Не опр.	99,06	Не опр.

Компоненты	Диабазы и габбродиабазы					
	Серпентинитовых протрузий				Полосчатого комплекса	
n Δ	2	Δ	5	Δ	1	2 Δ
SiO ₂	53,25	0,63	46,60	+1,61	53,70	56,53 0,43
TiO ₂	0,56	0,03	0,50	+0,63	0,14	0,57 0,23
Al ₂ O ₃	15,14	0,06	14,08	-3,92	12,33	17,32 0,22
Fe ₂ O ₃	1,92	0,10	2,42	-1,62	2,13	2,02 1,24
FeO	7,34	0,21	6,10	+1,89	6,48	2,66 0,64
MnO	0,14	0,01	0,14	-0,09	0,15	0,06 0,02
MgO	6,58	0,67	9,26	+4,52	10,54	3,51 1,09
CaO	7,16	0,18	12,25	+5,55	6,44	8,44 0,79
Na ₂ O	4,31	0,29	1,80	+1,16	3,92	4,96 1,00
K ₂ O	0,81	0,11	0,76	+1,24	0,27	1,04 0,91
P ₂ O ₅	0,06	0,01	0,09	+0,01	0,02	0,15 0,15
H ₂ O ⁺	2,05	0,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр. Не опр.
H ₂ O ⁻	0,23	0,05	"	"	"	" "
Сорг	0,00	0,00	"	"	"	" "
Сумма	99,55	Не опр.	94,00	"	96,12	97,26 "

образование дайкового комплекса можно прогнозировать как в разломных зонах абиссальных плато тихоокеанского типа, так и в приразломных впадинах активных окраин континента [Wood et al., 1980, 1981, 1982].

Геохимические особенности пород дайкового комплекса могут быть использованы для металлогенических прогнозов в отношении Cu, Ni, V. Сохранение высоких содержаний Cu в течение всего этапа формирования дайкового комплекса от ранних к поздним генерациям даек диабазов вплоть до

Таблица 23

Среднее содержание элементов-примесей в эффузивных и дайковых породах, г/т

n Δ	1	2	3	4	n Δ	1	2	3	4
	2	Δ	2	Δ		2	Δ	2	Δ
V	203	22	241	39	Rb	"	"	3	0
Cr	101	91	20	11	Sr	"	"	537	90
Co	31	6	31	7	Y	"	"	25	2
Ni	75	45	27	8	Zr	"	"	52	2
Cu	62	26	118	32	Nb	"	"	<5	0
Zn	He опр.	He опр.	70	20	Ba	"	"	400	0

Примечание. 1, 2 — субщелочные базальты и диабазы, лавы; 3, 4 — диабазы и габбродиабазы, серпентинитовые протрузии.

кислых дифференциатов (альбититов), накопление этого элемента в зелено-каменноизмененных породах дает основание предполагать перенос меди флюидами и концентрирование ее в виде сульфидов в благоприятных геохимических ловушках, как например, на контакте с серпентинитами (см. табл. 23, графа 3). Присутствие Ni можно ожидать в виде изоморфной примеси в сульфиде. Формирование титан-ванадиевых руд можно предполагать в габброидах, вмещающих пакеты полудак (см. табл. 24, графа 6). Эффект накопления ванадия отмечается для окварцованных и пропилитоподобных пород и усиливается на контакте с серпентинитами. Повышенные (на три порядка) содержания Zn замечены в аподиабазовых амфиболитах и гаиллоклитах. Формирование этих пород связано с участием магматических флюидов.

Петрохимические сопоставления. Для обсуждения геоструктурных условий формирования исследуемого дайкового комплекса дополнительно к петрографо-минералогическому изучению проведены петрохимические сопоставления пород даек и лав из офиолитов и базальтового слоя различных структур Тихого океана и современных активных окраин континента. Последние в основном рассматривались на примере Филиппинского моря. Степень изученности структур дна Филиппинского моря позволяет использовать этот регион как современный тектонотип активной континентальной окраины. Целесообразность подобных химических сопоставлений была показана ранее [Шараськин, Закариадзе, 1982; Голынки и др., 1983; Злобин, Закариадзе, 1985; и др.]. Для сопоставлений использовались две основные диаграммы, коррелирующие содержания TiO_2 с отношением суммарного FeO к MgO в первой и показателем агаптитности породы по соотношению в ней элементов $Na + K$ и Al — во второй (рис. 21, 22). Использование этих диаграмм основано на представлениях многих исследователей о том, что для Земли наибольшее значение имеет эволюция железистости и щелочности, и на опыте практического применения подобных диаграмм (диаграмма AFM) [Добрецов, 1981; Говоров, 1983; и др.]. Для построения диаграмм использованы как оригинальные, так и литературные данные усредненных и единичных представительных анализов независимо от того, пересчитаны они на безводное вещество или нет, поскольку для расчета соотношения окислов и элементов это было безразлично, а содержание TiO_2 пересчет изменял незначительно (менее 0,05%). Графики построены для лав и дайковых пород отдельно.

Вначале обратимся к графикам, отражающим состав лавы. Для Филиппинского региона использованы данные о составе лав из скв. 448—461, пробуренных вдоль

Таблица 24

Среднее содержание окислов (% мас.) петрогенных элементов и элементов-примесей (г/т) в метаморфических породах дайкового комплекса

Компоненты	1		2	3	4	5	6	7	8	9		10	11	12	
$n \Delta$	2	Δ	1	1	1	1	1	1	1	2	Δ	1	1	2	Δ
SiO ₂	51,62	0,31	49,29	38,82	46,05	46,85	40,35	50,62	62,93	66,36	0,04	57,20	43,33	39,61	1,46
TiO ₂	1,00	0,09	0,63	1,81	0,61	0,23	1,26	0,90	0,60	0,65	0,02	0,64	0,70	1,04	0,08
Al ₂ O ₃	15,00	1,17	16,49	11,65	16,56	16,61	16,10	21,09	18,21	13,80	0,10	14,89	18,56	19,04	2,78
Fe ₂ O ₃	2,88	1,12	3,50	11,90	4,96	0,74	10,00	1,31	1,02	4,31	1,68	5,34	3,07	8,76	1,40
FeO	6,04	0,22	4,65	10,68	5,86	6,09	7,36	1,77	1,03	1,88	1,53	3,82	3,86	2,76	1,62
MnO	0,15	0,05	0,14	0,29	0,17	0,13	0,23	0,05	0,00	0,12	0,01	0,15	0,06	0,22	0,03
MgO	7,48	1,40	8,60	8,20	9,52	11,11	8,34	3,16	1,82	3,17	0,00	4,50	4,54	5,14	1,64
CaO	9,18	1,15	12,27	10,63	12,02	12,45	11,43	12,29	1,96	2,50	0,03	4,25	20,18	19,90	2,83
Na ₂ O	4,01	0,92	2,23	1,56	1,06	1,35	0,93	4,77	10,72	6,22	0,14	5,23	0,62	1,01	0,14
K ₂ O	0,23	0,04	0,25	0,28	1,03	1,35	1,72	0,16	0,00	0,05	0,05	0,36	0,10	0,09	0,09
P ₂ O ₅	0,15	0,00	0,14	0,26	0,15	0,12	0,44	0,29	0,14	0,14	0,00	0,07	0,11	0,14	0,01
H ₂ O ⁺	2,54	0,34	1,30	2,12	1,69	2,85	2,40	3,42	0,86	1,48	0,03	2,20	4,01	1,70	0,00
H ₂ O ⁻	0,14	0,02	0,18	0,05	0,11	0,18	0,15	0,09	0,17	0,07	0,02	0,25	0,28	0,32	0,08
C _{орг}	0,21	0,14	0,36	0,27	0,00	0,16	0,22	0,77	0,27	0,41	0,11	0,43	0,08	0,51	0,40
Сумма	100,63	Не опр.	100,03	98,52	99,79	100,22	100,93	100,69	99,73	101,76	Не опр.	99,33	99,50	100,24	Не опр.
V	114	36	130	Не опр.	155	125	440	67	35	65	1	182	190	178	13
Cr	18	8	105	"	33	150	11	<10	<10	<10	0	13	20	15	5
Co	29	9	35	"	43	50	58	18	19	13	1	25	33	22	4
Ni	29	6	70	"	50	93	53	24	15	<15	0	17	33	22	5
Cu	74	55	24	"	110	72	72	19	110	19	2	40	25	23	2
Zn	30	10	260	"	40	(25)	50	100	30	80	20	70	<30	20	10
Rb	<5	0	<5	"	5	7	15	<5	<5	<5	0	<5	<5	<5	0
Sr	405	15	92	"	184	280	174	455	53	106	18	212	2	500	83
Y	28	2	25	"	16	<5	15	32	45	35	1	25	23	25	1
Zr	52	8	36	"	<5	20	<5	50	169	94	0	51	27	35	11
Nb	<5	0	<5	"	<5	<5	<5	<5	<5	<5	0	<5	<5	<5	0
Ba	(25)	(5)	<100	"	200	700	400	(30)	<100	70	30	100	<100	<100	0

Примечание. 1 — мелкозернистые диабаз-амфиболиты, зеленокаменноизмененные; 2 — аподиабазовый амфиболит; 3 — апогаббродиабазовый амфиболит с повышенным содержанием рудных; 4 — апогаббровый амфиболит; 5, 6 — габброамфиболиты с содержанием рудных соответственно 1 и 15%; 7 — метасоматически измененный габбропегматит; 8 — альбит; 9, 10 — метасоматические плагиограниты (9) и диорит (10); 11 — милонит; 12 — аподиабазовые высокотемпературные гидротермальные метасоматиты типа пропилитов.

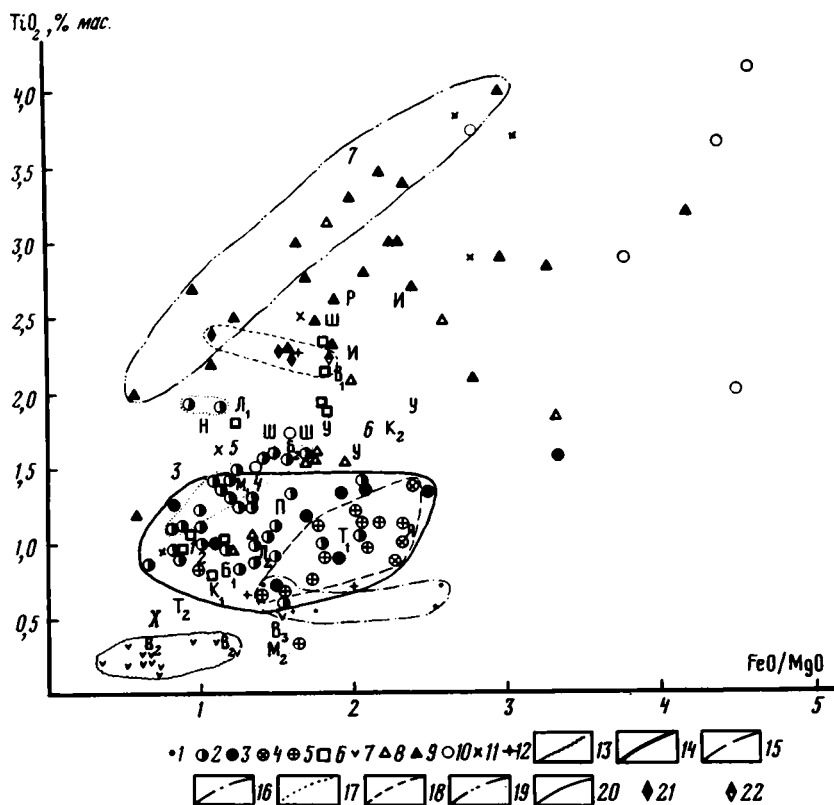


Рис. 21 Соотношение TiO_2 и $FeO_{\text{сум}}/MgO$ для базальтоидов

1 — базальты офиолитовой ассоциации п-ова Шмидта (см. табл. 21, 22); 2—5 — базальты дна Филиппинского моря: 2 — впадины, трюги, желоба, 3 — хребты, 4 — Марианский желоб, 5 — фронтальная часть Марианской островной дуги; 6, 8—11 — породы океанических структур: 6 — рифты, 8 — абиссальные плиты, 9 — вулканические поднятия, 10 — поднятия типа океанских земель, 11 — интруптивные и трансформные разломы; 7 — породы маринит-бонинитовой серии; 12 — трахибазальты верхнего мела западной части п-ова Шмидта (марийская свита); 13—20 — границы полей: 13 — маринит-бонинитов и переходных пород, 14 — базальтоидов активной окраины Филиппинского моря по скважинам геотраверза 18° с.ш., 15 — то же, зоны сочленения фронтальной части дуги и желоба, 16 — трахибазальтов, 17 — базальтов бассейна Сикоку, 18—20 — базальтоидов: 18 — Восточно-Азиатского щелочного пояса, 19 — Гавайского поднятия, 20 — комплекса океанических структур; 21 — щелочные диабазы и габбро Восточно-Азиатского пояса; 22 — то же, среднее из 50 анализов. Основные эффузивные породы офиолитовых комплексов: Б₁, Б₂ — Баян-Хонгорский, базальты: Б₁ — плагиофировые, Б₂ — афировые; В₁, В₂, В₃ — Восточного Саяна, различные генерации: В₁ — ранние, В₂, В₃ — поздние; К₁, К₂ — Калифорнии: К₁ — Элдер—Крик, К₂ — Серро-Альто; Л₁, Л₂ — Олюторского хребта; М₁, М₂ — Монголии: М₁ — Эрдени-Ула, М₂ — Хантайшири; Н — Бей-оф-Айлендс; П — Папуа; Р — р. Коярд Западного Саяна; С — Семанл; Т₁, Т₂ — Троодос: Т₁ — нижние лавы, Т₂ — верхние лавы; У — Южные Мугоджары; Х — Хабаровинский массив Урала; И — Исландия; Ш — хребта Ширшова; Я — мезозойские базальты Японского моря. Основные типы океанических базальтов [Говоров, 1983]: 1—3 — магнезиального типа: 1 — толенты, 2 — высокоглиноземистые толенты, 3 — щелочные базальты; 4, 5 — магнезиально-железистого типа: 4 — толенты, 5 — щелочные базальты; 6, 7 — железистого типа: 6 — толенты, 7 — щелочные базальты. Кроме данных автора, использованы химические анализы из работ Н.Л. Добрецов, Г.С. Закариадзе, Б.П. Золотарева, М.Н. Ильинской, В.В. Коптевой, В.Г. Корниевского, Е.Н. Меланхолиной, Г.В. Нестеренко, А.С. Перфильева, Ю.М. Пушаровского, А.Н. Сухова, А.В. Федорчука, А.Я. Шараськина, С.А. Шека, Р.Л. Армстронга, Д.А. Вуда, Т. Иши, Р.Г. Колман, Б.Л. Коузенца, Н.Дж. Марша, Дж. Х. Натланда, К. Яги и др.

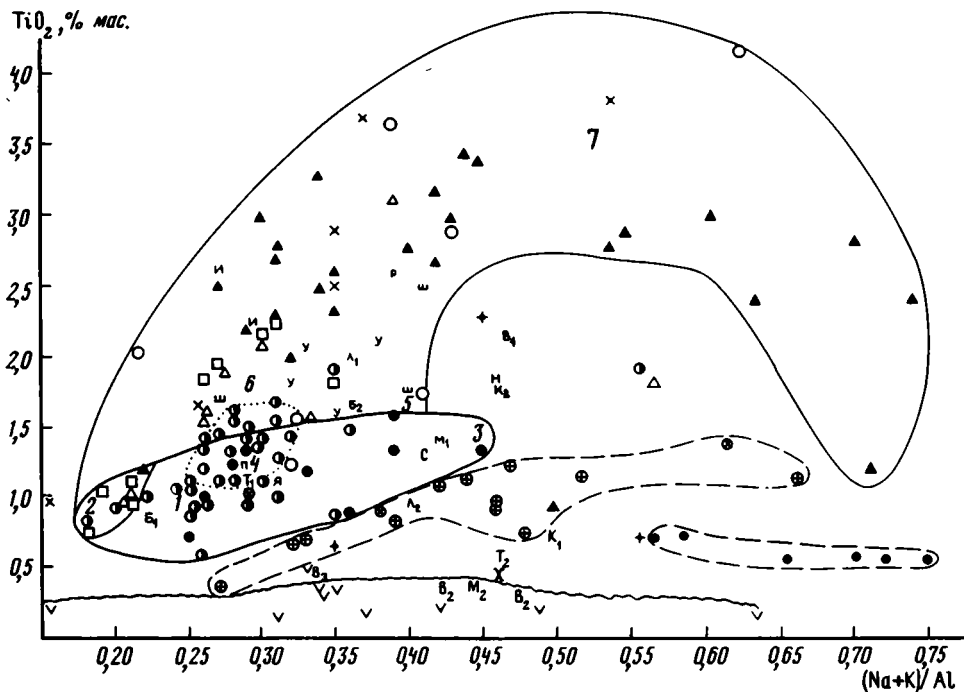


Рис. 22. Соотношение TiO_2 и $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ (атомные отношения) для базальтоидов активных окраин континента и океана в сопоставлении с эффузивными породами офиолитовых комплексов
Условные обозначения см. на рис. 21

геотраверза 18° с.ш., а также из скв. 442, 443, 444 бассейна Сикоку. Различались данные по лавам впадин (котловины, прогибы, трог, желоба) и вулканических поднятий. Выделялись лавы Марианского активного желоба и фронтальной части Марианской дуги. Отдельно рассматривалась серия марианит-бонинитов и переходных пород. Для Тихого океана использовались данные по составу второго слоя в пределах рифтовых долин, абиссальных плато, поднятий типа океанских земель, линейных вулканических поднятий и разломных (внутриплитных и трансформных) трогов преимущественно в пределах северо-западной и центральной части океана. На графики также нанесены данные о составе лав из палеозойских и мезозойских офиолитовых комплексов.

Сопоставления показывают, что спилитизированные базальты контрастной серии Сахалина по соотношению петрохимических параметров, используемых для графиков, близки, с одной стороны, примитивным толентовым лавам Марианских передового хребта (fore-arc) и желоба, а с другой — тяготеют к комплексу трахибазальтов—трахиандезитов верхнемеловой марийской свиты западной части п-ова Шмидта. Вместе с тем одновременно с лавами других офиолитовых комплексов, таких, как Элдер-Крик Калифорнии, Троодос (верхние лавы), Хабаровинский массив Урала, массив Хантайшири Монголии, Восточные Саяны поздней генерации, лавы контрастной вулканической серии Сахалина по соотношению коррелируемых параметров и содержанию SiO_2 (53—56%) составляют звено перехода от лав толентов к лавам бонинитовой серии. Известно, что подушечные лавы бонинитов выявлены в офиолитовых комплексах Троодоса и Восточного Саяна [Cameron, 1980; Добрецов и др., 1985]. Вулканические серии бонинитового типа описаны для офиолитов Малого Кавказа [Закариадзе и др., 1987].

Высокотитанистые субщелочные базальты орлинской свиты по отношению графически коррелируемых параметров хорошо вписываются в поле щелочных габброидов Восточно-Азиатского щелочного пояса [Yagi, 1953], как, впрочем, и некоторые базальты толеитовой серии вулканических поднятий. Если учесть, что степень щелочности этих базальтов усилена процессами альбитизации плагиоклазов незначительно, то их образование можно предполагать в пределах линейных вулканических поднятий в океане. Судя по отрыву подушек, подушечные лавы этого комплекса, изученные в устье р. Таики на п-ове Шмидта, формировались на крутом (до 20°) первичном склоне (устное сообщение О.С. Ломовой). По соотношению параметров, рассматриваемых на графиках, они наиболее близки к лавам океанической стадии формирования комплекса офиолитов Восточного Саяна [Добрецов и др., 1985].

Исходя из данных рассматриваемых диаграмм, в пределах активных окраин континента можно предполагать формирование эффузивов следующих офиолитовых комплексов: Семайла Омана, Троодоса, Хабарнинского массива Урала, Хантайширского Монголии, поздней генерации Восточных Саян, Элдер-Крик Калифорнии, Папуа Новой Гвинее, Восточного Сахалина, Олюторского хребта (низкокальциевые лавы). Это предположение совпадает с известными литературными данными [Колман, 1979; Miyashiro, 1975; Сухов, 1983; Gass et al., 1985; Рифейско-нижнепалеозойские..., 1985; Davies, 1987; и др.]. Образование офиолитовых комплексов Южных Мугоджар, Серро-Альто Калифорнии, ранней генерации обрамления Гарганской глыбы Восточных Саян, Куртушибинского массива Западных Саян, хребта Ширшова на основании графических сопоставлений можно предполагать в пределах палеоокеанических структур, что также совпадает с литературными данными [Куренков, Перфильев, 1984; Колман, 1979; Непрочнов и др., 1985; Добрецов и др., 1985]. Если продолжить далее оценки условий формирования лав, исходя из сопоставлений на диаграммах, то океаническая структура, где формировались высокотитанистые лавы Исландии, Западных Саян и хребта Ширшова, предстанет как линейное вулканическое поднятие. Образование титанистых лав Олюторского хребта Камчатки, так же как и комплекса Бей-оф-Айлендс Ньюфаундленда, можно равно предполагать в условиях как океанических, так и окраинного бассейна типа Сикоку, а именно в зонах вулканических поднятий этого бассейна. Что касается лав Каледонских офиолитовых комплексов Эрдени-Ула и Баянхонгора Монголии, то представление об условиях их формирования, исходя из сопоставления с современными аналогами, не столь отчетливо, как для других офиолитовых комплексов. Литературные данные показывают, что они сформировались в системе структур активной окраины континента типа передовая дуга—малый океанический бассейн—континентальная окраина [Рифейско-нижнепалеозойские..., 1985].

При анализе диаграмм сделана попытка оценить возможное увеличение содержания щелочей в результате спилитизации породы, опираясь на границу отношений щелочей к алюминию между крайними значениями для лав окраинных структур, исключая передовой хребет и желоб (0,45), и спилитизированными базальтами контрастной серии Сахалина (0,56). В этом случае при содержании Al_2O_3 15—16%, можно ожидать увеличения щелочей, главным образом натрия, на 0,9—1%. Относительно изменения соотношений FeO и MgO в процессе спилитизации сделать оценки можно только при строгом балансе метасоматических изменений конкретной породы. Исходя из рассмотренных диаграмм, можно ожидать, что в процессе спилитизации происходит как увеличение, так и уменьшение отношений FeO/MgO. Из диаграмм видно, что для офиолитовых комплексов характерны три типа лав, различающихся по содержанию TiO_2 : 1) низкотитанистые (0,3—0,7 TiO_2), которые составляют группу

пород, переходных к лавам марианит-бонинитовой серии; 2) среднетитанистые ($0,7-1,7 \text{ TiO}_2$); 3) высокотитанистые ($>1,7 \text{ TiO}_2$). В некоторых офиолитовых комплексах (Восточные Саяны, Троодос, Баянхонгорская зона Монголии, п-ов Шмидта Сахалина, хребет Ширшова) сочетаются два или три типа вышеперечисленных лав. При этом высокотитанистые лавы офиолитов Восточного Саяна отнесены к ранней (океанической) генерации лавовых комплексов [Добрецов и др., 1985], то же предполагается для хребта Ширшова и Сахалина. Однако выявлены и обратные соотношения, когда более титанистые лавы являются поздними, в частности для Баянхонгорской зоны Монголии [Коптева и др., 1984].

Петрохимические поля, очерченные на диаграммах для лав, использованы при сопоставлении химизма пород дайковых комплексов с тем, чтобы оценить возможную преемственность состава лав от состава даек (рис. 23, 24). На диаграммы нанесены данные петрохимии дайковых комплексов офиолитов, разных по возрасту и строению. Они сопоставляются с составом дайковых пород современных океанических и окраинных структур. Как и для лав, использовались данные разнотипных анализов независимо от метода их выполнения и пересчета на безводное вещество. Отбраковка анализов при усреднении не проводилась с тем, чтобы уменьшить влияние субъективного фактора на выборку данных. Большинство фигуративных точек, отражающих состав пород дайковых комплексов офиолитов со структурой дайка в дайке, на диаграммах соотношения TiO_2 , FeO/MgO и $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ располагается внутри или вблизи поля, очерченного для лав, вскрытых скважинами вдоль геотраверза 18° с.ш., Филиппинского региона, тяготеют к той половине поля, которую занимают лавы впадин (до $0,32 (\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$) (см. рис. 23, 24). Отклонение состава даек в направлении лав марианит-бонинитовой серии, в том числе и по содержанию SiO_2 , наблюдается для тех же офиолитовых комплексов, которые отмечались при описании лав (Хабарнинского Урала, Куртушибинский Западного Саяна, Восточного Саяна, Хантайширский Монголии, Восточного Сахалина, северной части желоба Тонга). Некоторые из них петрохимически соответствуют составу марианитов или бонинитов. Это дайки второй генерации из офиолитов обрамления Гарганской глыбы Восточного Саяна, Хантайширского комплекса Монголии и Восточного Сахалина. Дайки бонинитового состава, кроме того, в последние годы выявлены в офиолитах Северного Тибета [Girardeau et al., 1986].

Большая группа фигуративных точек состава дайковых пород офиолитов располагается внутри или тяготеет к полю вулканитов Марианского передового хребта или внутреннего склона желоба, где отмечено образование лав, богатых флюидами [Геология..., 1980]. В поле бонинитовой серии попадают также вмещающие двупироксеновые габбро основного блока дайкового комплекса Сахалина, которые имеют низкие содержания TiO_2 и значения $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$, а также отношения FeO/MgO . Более высокие содержания TiO_2 и FeO устанавливаются в этих породах для образцов, обогащенных титан-железистыми рудными минералами (см. табл. 24). Наиболее высокие значения параметра $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ характерны для пород полудаек второй серии, что можно связывать с увеличением роли альбита в этих породах. Для пород дайковых комплексов со структурой дайка в дайке из некоторых офиолитовых ассоциаций фиксируется значительный (от 1 до 3%) разрыв по содержанию TiO_2 в пакетах даек разных генераций. Это относится к Баянхонгорской зоне Монголии, офиолитам Восточного Саяна и Восточного Сахалина. Если в Восточном Саяне повышенные содержания TiO_2 характерны для ранней генерации даек, то в Баянхонгорской зоне, наоборот — для поздней [Добрецов и др., 1985; Коптева и др., 1984].

Что касается высокотитанистых дайковых пород, выявленных в протрузивных серпентинитах п-ова Шмидта (севернее р. Орлиной), то по аналогии с высоко-

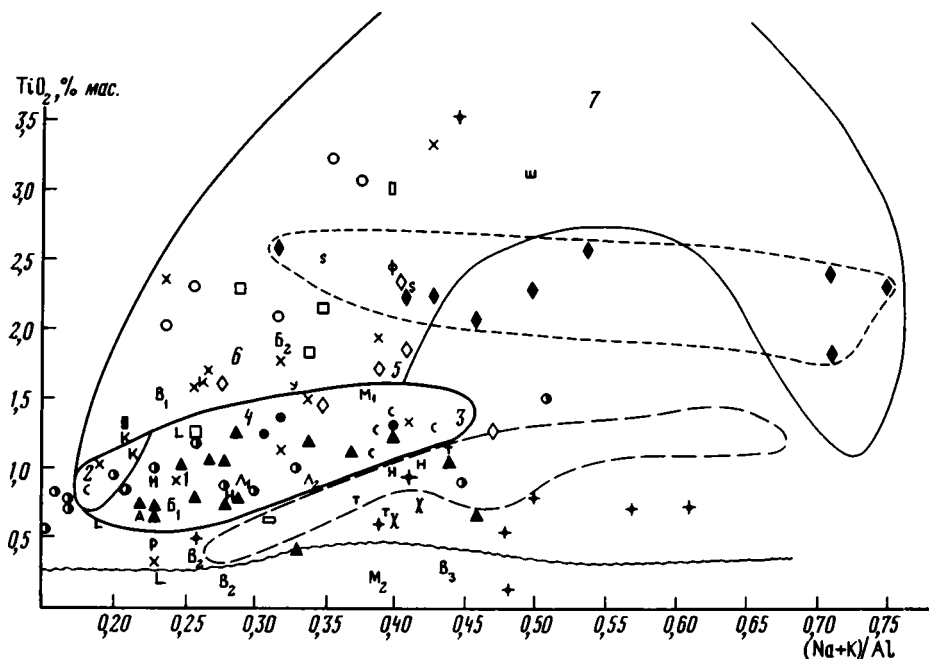


Рис. 24. Соотношение TiO_2 и $(\text{Na} + \text{K}) / \text{Al}$ (атомные отношения) в дайковых породах активной континентальной окраины и океана в сопоставлении с дайковыми комплексами офиолитовых ассоциаций

Условные обозначения см. на рис. 23

магматических пород внутриокеанических поднятий и абиссальных плато [Гранник, 1984; Рихтер, 1986]. Высокое содержание TiO_2 , сравнимое с сахалинскими образцами высокотитанистых дайковых пород, устанавливается для диабазов, драгированных с хребта Ширшова. На основе сопоставления петрохимических характеристик, коррелируемых на диаграммах, их формирование возможно предполагать в океанических условиях [Юркова и др., 1985]. Одиночные дайки и рои из этих даек на диаграммах состоят из диабазов и габбродиабазов с более высокими содержаниями TiO_2 , чем в комплексах со структурой дайка в дайке (см. рис. 23, 24). В офиолитах Южного озера Ньюфаундленда, в частности, устанавливается более позднее формирование первых относительно вторых [Taylor et al., 1980]. Фигуративные точки, отражающие состав основных пород в комплексных дайках, наблюдаются в поле как окраинных, так и океанических лав. Для дайковых пород океана, вскрытых различными разломами (рифтовые, трансформные, внутриплитные), характерны широкие вариации петрохимических параметров. В частности, содержание TiO_2 изменяется от 0,3 до 3,3%. В пределах "окраинного" поля лав фигуративные точки состава дайковых пород океана присутствуют в области как впадин, так и поднятий, но не выявлены в зонах Марианского передового хребта и внутреннего склона желоба.

По результатам петрохимических сопоставлений офиолитов можно сделать ряд выводов, оценивающих условия формирования дайковых комплексов. Главным является представление о том, что дайковые породы офиолитов Восточного Сахалина и ряда других офиолитовых комплексов могли быть сформированы в условиях, которые по аналогии с современными

геодинамическими обстановками оцениваются как область передовой (фронтальной) части примитивной островной дуги и внутреннего склона желоба. Высокую флюидонасыщенность магмы, характерную для этих структур, можно расценивать как причину интенсивной автометаморфической альбитизации и амфиболитизации дайковых пород и формирования даек бонинитового или переходного к ним состава.

Такое предположение не противоречит спрединговым условиям формирования дайковых комплексов, так как в настоящее время известно много примеров структур растяжения на конвергентных границах [Айзекс и др., 1974; Кариг, 1974; Балакина, 1983; Ломтев, Патрикеев, 1985]. Кроме сахалинских, в эту группу могут быть включены офиолитовые комплексы Кипра (Троодос, Мамония), Ньюфаундленда (Бей-оф-Айлендс), Греции (Пиндос), Турции (Ергени), Хабаровинского массива Урала, обрамления Гарганской плиты Восточного Саяна, (дайки второй и третьей генерации), Куртушибинского массива Западного Саяна, Монголии (Хантайширский), Корякского хребта (Майницкая зона). Для некоторых офиолитов формирование дайковых комплексов в большей мере можно предполагать в океанических, чем в окраинных условиях (Эрдени-Ула Монголии, Южные Мугоджары Урала, Камчатский мыс). Следует отметить, что фигуративные точки состава пород дайкового комплекса Омана по соотношению FeO/MgO и $(\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ с TiO_2 образуют тренд, сходный с трендом "окраинных" лав (см. рис. 23, 24).

Более подробно вопрос о петрохимическом сходстве пород дайковых серий п-ова Шмидта с породами серий бонинитов и переходной толеитовой, которые вскрыты скважинами DSDP в Марианской передовой части дуги и на внутреннем склоне желоба, обсуждался автором ранее [Юркова и др., 1989]. Исходя из актуалистических представлений, можно полагать, что такое сходство является отражением близко одинаковых условий формирования сравниваемых комплексов. Это предположение подкрепляется геологическими данными, а именно положением эффузивного спилит-кератофирового комплекса в ряду вулканических и вулканогенно-осадочных формаций, характерных для внешних частей энсиматических островных дуг, и залеганием дайкового комплекса в области выхода на поверхность палеосейсмофокальной зоны [Рождественский, Речкин, 1982; Речкин, 1984; Гранник, 1978].

Для сравнения рассмотрим особенности дайковых серий, вскрытых скважинами вдоль геотраверза 18° с.ш. Дайки клинопироксеновых базальтов выявлены на трех уровнях глубинности в интервале 730—915 м скв. 448А в пределах хребта Кюсю-Палау [Initial..., 1981]. Кроме даек, здесь вскрыто несколько силлов. В зонах закалки даек мощностью 3 см, сложенных базальтами с гиалопилитовой структурой, содержатся везикулы, ориентированные вдоль контакта с вмещающими породами (лавы и брекчии) и выполненные смектитами. Авгиты и плагиоклазы (61—88 Al) вкрапленников и основной массы по составу не выходят за пределы вариаций, установленных для рассматриваемой части Филиппинского региона (см. рис. 11—14). Рудные зерна состоят из высокотитанистого (18% TiO_2) магнетита. Альбитизация не наблюдалась. Отмечаются гидротермальные изменения вмещающих вулканических брекчий в связи с внедрением силлов. Дайковые базальты комагматичны вмещающим лавам, которые отнесены к толеитам островодужного типа [Matley и др., 1981].

Что касается полимиктовой брекчии, вскрытой скв. 453 на глубине 465 м в Марианском прогибе, то по составу обломков размером более 3 см (меланократовое габбро, габбропегматиты, в разной мере амфиболитизированное габбро, диабазы, метабазальты, кварцевые диориты и кварцевые альбитофиры), преобладанию обломков диабазов, разнородному характеру изменений габброидов и базальто-диабазов, по стилю минеральных преобразований и

взаимоотношению с нижележащими брекчированными комплексами она может быть оценена как брекчированный дайковый комплекс. Породы до брекчирования были изменены в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях, однако интенсивная альбитизация плагиоклазов в них также, как и в базальтах Марианского прогиба (скв. 454, 456), не установлена [Natland, Hekinian, 1982]. Обломки габброидов претерпели перекристаллизацию при стрессе, возможно, в эпизоде метаморфизма 5—7 млн лет назад [Sharaskin, 1982]. Плагиоклазы в обломках пород представлены основным андезином. Показательно окварцевание обломков пород одновременно с формированием минералов, характерных для зеленосланцевой фации: амфибол, хлорит, эпидот, серицит, сфен, а также цеолитов.

Таким образом, в эталонно-спрединговом Марианском прогибе, где возможно формирование дайкового комплекса, вскрыта брекчия этого комплекса. Она отделена от нижележащей брекчии среднекислых метавулканитов (андезиты, дациты, вулканические брекчии, гиалокластиты) горизонтом гидротермально-измененных, возможно, пропицитизированных вулканитов. Основанием для брекчий двух типов служат рассланцованные габбронориты. Гипотеза образования этих брекчий в результате обрушения боковых пород не проходит из-за высокотемпературных (до 350°C) изменений брекчии в процессе и после ее формирования [Natland, Tarney, 1982]. Возможно, формирование брекчии было связано с этапом деструкции более древней зоны спрединга, существовавшей в раннеостроводужный этап развития Марианской дуги [Initial..., 1982]. На диаграммах сопоставления TiO_2 с FeO/MgO и $(Na + K)/Al$ точки дайковых диабазов хребта Кюсю-Палау располагаются в "окраинном" поле на половине поднятий. Диабазы из полимиктовой брекчии по соотношению TiO_2 с FeO/MgO тяготеют к полю, очерченному для лав зоны сочленения Марианских передового хребта и желоба (см. рис. 23, 24).

В целом результаты обзора показывают возможность использования идеи о формировании дайкового комплекса с альбитовыми плагиоклазами и спилитов во фронтальной части примитивной островной дуги и внутреннем склоне желоба, т.е. в области, наиболее приближенной к сейсмофокальной зоне.

Основание дайкового комплекса. Вопрос об основании, на котором формировался дайковый комплекс, будет рассмотрен с позиции его взаимоотношений с нижними частями разреза офиолитовой ассоциации: полосчатой и дунит-гарцбургитовой. Блоки полосчатой расслоенной серии оторваны от дайкового комплекса п-ова Шмидта. Глыбы полосчатых и неполосчатых пироксенитов (энстатиты, вебстериты, диопсидиты,) присутствуют в глыбах офиолитового меланжа мыса Елизаветы и в глыбах энстатититов западной брекчированной зоны Южно-Шмидтовского массива. Основными полигонами расслоенной габбронит-гипербазитовой серии являются Шельтингский и Березовский массивы Восточно-Сахалинских гор, которые, по мнению ряда исследователей, вместе с офиолитами п-ова Шмидта составляют единый пояс офиолитов [Разницын, 1982; Рождественский, Речкин, 1982]. Блоки габброидов, тектонически примыкающие к Березовскому массиву с юго-востока и востока, по строению и составу сходны с дайковым комплексом п-ова Шмидта. Однако этот комплекс претерпел здесь интенсивное брекчирование и катаклаз. Так же как на п-ове Шмидта, для него характерны интенсивная амфиболитизация пород и формирование линз и полос амфиболитов, в том числе альбитовых.

Расслоенный комплекс имеет тонко- (5—7 см) и грубополосчатое (3—5, 10—15 м) и линзовидно-полосчатое строение, связанное со сложным чередованием серпентинитов, верлитов, лерцолитов, пироксенитов, энстатититов, гиперстенитов, вебстеритов, диаллагитов) и габброноритов (табл. 25). Предполагаемая мощность 200—250 м. Состав исходных пород для серпентинитов часто остается неясным. Они будинированы, повторно серпентинизированы,

Таблица 25

Содержание окислов (% мас.) и ионов в пироксенах пород полосчатой серии Восточного Сахалина

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	56,16	55,46	50,03	53,50	56,70	55,54
TiO ₂	0,08	0,03	0,10	0,05	0,02	0,10
Al ₂ O ₃	0,74	1,43	4,69	3,00	2,54	0,60
Cr ₂ O ₃	He опр.	He опр.	He опр.	0,33	0,10	He опр.
FeO	4,08	6,55	4,90	4,41	11,30	4,73
Fe ₂ O ₃	1,46	1,05	0,90	0,00	0,00	1,40
MnO	0,12	0,18	0,14	0,02	0,28	0,16
MgO	35,93	32,56	20,48	15,53	29,51	34,52
CaO	0,62	2,07	16,16	23,77	0,79	1,59
Na ₂ O	0,07	0,08	0,22	0,14	0,00	0,04
K ₂ O	0,08	0,06	0,14	0,04	0,06	0,03
Сумма	99,34	99,47	97,76	100,79	101,30	98,71
Ионы	3 (0)		6 (0)		3 (0)	
Si	0,97	0,97	1,85	1,94	0,99	0,97
Al ^{IV}	0,02	0,03	0,15	0,06	0,01	0,01
Al ^{VI}	0,00	0,00	0,05	0,07	0,04	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02
Fe ²⁺	0,06	0,10	0,15	0,13	0,16	0,07
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,005	0,00
Mg	0,93	0,86	1,14	0,85	0,77	0,91
Ca	0,01	0,04	0,64	0,92	0,01	0,03
Na	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
$100\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$	7,9	11,3	13,6	13,3	17,2	9,0
$\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mg}$	7,8	10,9	9,2	6,8	17,0	6,9
Fs	91,2	85,1	58,1	44,8	81,9	90,1
Wo	1,0	4,0	32,7	48,4	1,1	3,0

Примечание. Данные: 1—3, 6 — "мокрого" химического анализа, 4, 5 — электронно-зондового микроанализа; 1, 2 — энстатиты из энстатитов Шельтинского массива; 3—5 — пироксены Березовского массива: 3 — эндиопсид клинопироксенита, 4, 5 — меланократового габбронорита (4 — диопсид, 5 — бронзит); 6 — энстатит из глыбы энстатитита западной брекчированной зоны Южно-Шмидтовского гипербазитового массива.

хлоритизированы и рассланцованы. В тех случаях, когда удастся установить тип исходной породы, выявлены апогарцбургитовые, аполерцолитовые и апопироксенитовые серпентиниты. В литературе есть данные о присутствии в этих массивах дунитов [Слодкевич, Леснов, 1976]. Лерцолиты, верлиты и часть пироксенитов подверглись неравномерной разностадийной серпентинизации. Другая часть пироксенитов и габбронориты подверглись глубинному бластезу (бластомилониты), неравномерной амфиболитизации и наложенным гидротермально-метасоматическим изменениям зеленосланцевой фации. Полосчатая серия пород пересечена дайками разного состава от ультраосновного до среднекислого, ориентированными как вдоль полосчатости, так и под углом к ней (рис. 25). Преобладающими направлениями падения даек являются северо-западное (320—350°) и юго-восточное (120—170°). В Березовском массиве первые направления более характерны для северной его части, вторые — для южной. Углы падения даек и полосчатости крутые (55—80°).

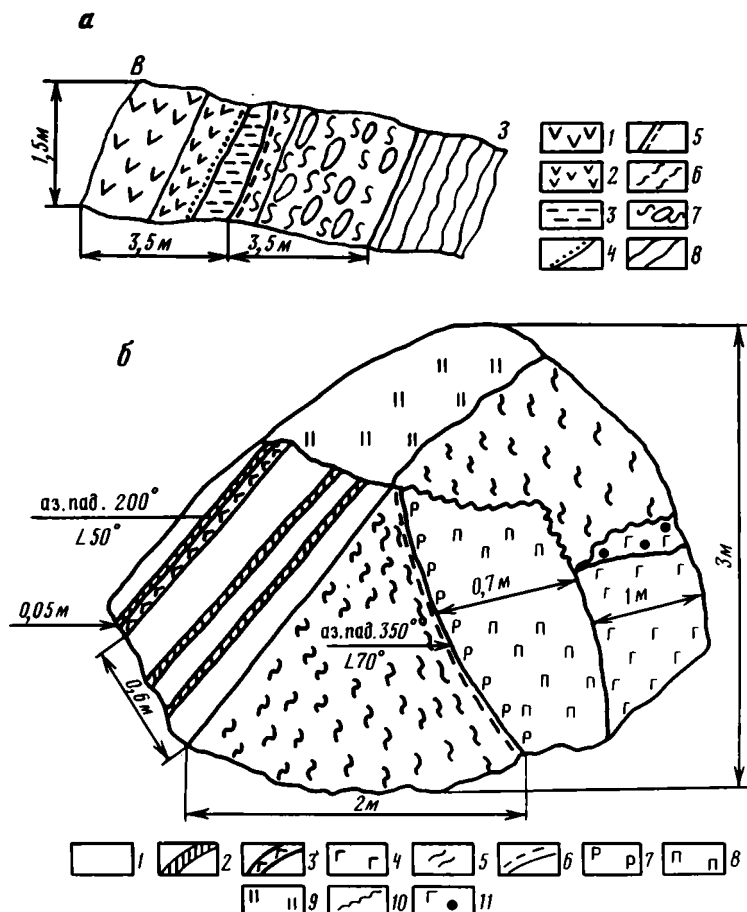


Рис. 25. Соотношения полудак с породами полосчатой серии

а — дайки, параллельные полосчатости: 1, 2, 4 — зоны полудайки: 1 — центральная, 2 — промежуточная, 4 — эндоконтакта; 3 — раздробленный диабаз ранней полудайки; 5 — экзоконтактная зона родингитизации; 6, 7 — серпентиниты: 6 — рассланцованные, 7 — будинированные; 8 — полосчатая лерцолит-пироксенитовая серия. б — дайки, ориентированные под углом к полосчатости: 1, 2 — полосчатая серия: 1 — лерцолит, 2 — бронзитовый диаллагит; 3 — габбропегматит, амфиболитизированный и пренитизированный; 4, 7, 8 — зоны сложной полудайки: 4 — центральная, габбропегматит, 7 — краевая, мелкозернистый пироксенит (вебстерит), интенсивно родингитизированный, 8 — промежуточная, средне-крупнозернистый пироксенит, родингитизированный (диопсид, гранаты, хлорит, пренит); 5 — серпентиниты рассланцованные; 6 — хлоритовая зона родингитизации за счет серпентинита и эндоконтактовой части полудайки пироксенита; 9 — осыпь; 10 — закрытые контакты; 11 — глыбовое строение

Дайки или пакеты полудак приурочены преимущественно к полосам будинированных и рассланцованных серпентинитов мощностью 3—4 м. Все дайковые пакеты и полосы полосчатой серии на контакте с серпентинитами в разной степени родингитизированы. Состав минеральных ассоциаций, сформированных при родингитизации, зависит от состава пород. Так, ассоциация контактово-реакционных минералов за счет лерцолитов (дайки и полосы) состоит из диопсида, роговой обманки, андрадита,grossуляра, гибшита, хлорита и зеленой шпинели (табл. 26, 27). Мощность пакетов или полудак около 3 м. Краевая часть мощностью 5—10 см представлена апоевстеритовой гидротермально-метасоматической породой (хлорит, grossуляр и гибшит).

Промежуточная мелкозернистая зона (0,5 м) пересечена густой сеткой прожилков гибшита. Более крупнозернистая часть полудайки полосчато родингитизирована с образованием минералов, перечисленных выше. Выявлены также родингитизированные дайки и полудайки двупироксеновых габбро, габбропегматитов и пироксенитов, а также комплексные пироксенит-габбропегматитовые (см. рис. 25). Дайковая их природа устанавливается по взаимоотношению с вмещающими породами, зональному строению и наличию тонкозернистых эндоконтактовых зон.

Полную мощность пакетов даек или полудаек не удается установить в связи с наложенными деформациями как дайковых, так и вмещающих пород. Мощность сохранившихся частей 1,5—2 м. Характерны жилы (5—12 см) и тонкие дайки (0,5 м) родингитизированных габбропегматитов согласного с полосчатостью простирания (см. рис. 25). Они состоят из клинопироксена, в разной мере замещенного роговой обманкой, псевдоморфоз хлорита по ортопироксену, основного плагиоклаза и пренита. Строение дайковых серий диабазов и габбродиабазов сходно со структурой дайки в дайке. В пакетах насчитывается до трех полудаек. Мощность изменяется от 1,5 м до 3,5—5 м. Обычно хорошо различимы тонкозернистые зоны закалки (2—5 см), промежуточные (0,3 м) и центральные зоны плитчатой отдельности с разной величиной плиток. Плитчатая отдельность является причиной частых развалов даек в обнажениях.

При родингитизации наследуется зональное строение даек. Специфической особенностью их изменения является образование биотита, связанное с экранированием магматических флюидов серпентинитами, что обсуждалось ранее. Диабазы и габбродиабазы, слагающие дайки, имеют гломеропорфировые структуры. В порфировых сростках сочетаются плагиоклазы, клинопироксены и псевдоморфозы по ортопироксену. Характерны ранняя автометаморфическая титанистая роговая обманка и сфен засчет ильменита, а более поздние минералы представлены биотитом, актинолитом, альбитом, хлоритом. Наложённые гидротермально-метасоматические изменения, связанные с родингитизацией, привели к образованию хлорита, пренита или пектолита (см. табл. 26). Пектолит более характерен для даек Шельтингского массива, чем Березовского. Редкими (в одном случае из десяти) являются дайки оливинсодержащих диабазов. В целом диабазовые дайки полосчатого комплекса обнаруживают большое сходство с дайками из блоков серпентинитов п-ова Шмидта, рассмотренных ранее.

Обсуждение рассмотренных данных сводится к следующему. Дайки внедрены в деформированные и неоднократно перекристаллизованные серпентиниты полосчатого комплекса, по-видимому, на разных глубинах. Состав их менялся от лерцолитов и пироксенитов через габбронориты и габбропегматиты до диабазов и тоналит-плагиогранитов. Дайки лерцолитов, пироксенитов, габброноритов и габбропегматитов, очевидно, комагматичны магматической полосчатой серии (верлиты, лерцолиты, пироксениты, габбронориты), которая формировалась за счет внедрения в серпентинизированный дунит-гарцбургитовый комплекс магмы ультраосновного—основного состава, частично ассимилировавшей серпентинизированные гипербазиты. Подтверждением этому предположению могут служить включения ранних псевдоморфных аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов в несерпентинизированных пироксенитах и лерцолитах и многократная гидротермальная перекристаллизация ранних включений серпентинитовых полос и линз. Возможно, внедрение магмы происходило дискретно по дайковому типу, что обсуждалось в главе второй. Это объясняет крутые падения полосчатости, конформные с падением дайковых или полудайковых пакетов. Можно предположить, что маломощные (3—7 см) полосы пироксенитов (бронзит, диопсид) в слое лерцолитов мощностью в 5 м возникли в результате динамической кристал-

Таблица 26

Содержание окислов (% мас.) и ионов петрогенных элементов в минералах
из пород полосчатого комплекса Восточного Сахалина

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	41,12	46,72	45,06	45,77	42,56	30,63	52,93	34,57
TiO ₂	0,85	0,22	0,73	0,00	0,08	0,08	0,08	0,17
Al ₂ O ₃	12,79	13,45	13,91	36,57	23,38	18,15	0,00	11,71
Cr ₂ O ₃	Не опр.	0,68	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe ₂ O ₃	4,20	Не опр.	Не опр.	0,12	1,62	3,56	0,09	3,00
FeO	8,39	6,50	8,58	Не опр.	0,21	0,25	0,71	2,75
MnO	0,11	0,09	0,22	0,00	0,08	0,03	0,01	0,14
MgO	14,15	16,40	15,26	0,00	0,08	0,51	0,00	32,66
CaO	12,54	12,42	11,61	19,79	28,16	38,55	33,65	0,97
Na ₂ O	2,70	1,83	1,83	0,67	0,11	0,20	9,84	0,10
K ₂ O	0,23	0,18	0,14	0,06	0,05	0,00	0,12	0,10
H ₂ O ⁺	2,35	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,31	7,28	2,19	12,18
H ₂ O ⁻	0,24	"	"	"	0,21	0,22	0,20	1,25
Сумма	99,67	98,49	97,34	102,98	99,85	99,46	99,82	99,60
Ионы		23 (0)		8 (0)	11 (0)	Катионы		14 (0)
						8	6	
Si	6,09	6,56	6,47	2,06	2,95	2,52	2,92	3,32
Al ^{IV}	1,91	1,44	1,53	0,94	0,05	0,48	0,00	0,68
Al ^{VI}	0,31	0,79	0,81	0,99	1,85	1,28	0,00	0,64
Ti	0,10	0,02	0,08	0,00	0,005	0,00	0,00	0,01
Cr	Не опр.	0,08	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe ³⁺	0,46	Не опр.	Не опр.	0,005	0,08	0,22	0,00	0,22
Fe ²⁺	1,03	0,76	1,02	Не опр.	0,01	0,01	0,03	0,22
Mn	0,01	0,01	0,03	0,00	0,005	0,00	0,00	0,01
Mg	3,15	3,46	3,29	0,00	0,01	0,06	0,00	4,69
Ca	2,00	1,87	1,78	0,95	2,09	3,39	1,99	0,10
Na	0,78	0,51	0,52	0,06	0,02	0,03	1,05	0,01
K	0,04	0,03	0,03	0,005	0,00	0,00	0,01	0,00

Примечание. Данные: 1, 5—8 — валового химического анализа (CO₂ и P₂O₅ отсутствуют), 2—4 — электронно-зондового микроанализа. 1—8 — метаморфические минералы Березовского (1—6) и Шельтинского (7, 8) массивов: 1 — магнезиогастингсит габбропегматита, 2 — магнезиальная роговая обманка габбронорита, 3, 4 — минералы контактово-реакционных слоев за счет лерцолита (3 — паргаситовая роговая обманка, 4 — анортит), 5, 7 — то же, за счет дайкового диабаза (5 — пренит, 7 — пектолит), 6, 8 — то же, за счет пироксенита (6 — гибшит, 8 — хлорит).

лизации расплава в краевых частях дайкоподобных магматических тел или каналов [Irving, 1980].

Дайки или полудайки диабазов и габбродиабазов внедрились в том числе в апопироксенитовые серпентиниты. В результате наложенного гидротермального метаморфизма, связанного с внедрением даек диабазов, за счет вмещающих будинированных и серпентинизированных пироксенитов сформировались магнетит-хлоритовые и сфен-хлоритовые породы. Внедрение даек стимулировало процессы родингитизации на контакте серпентинитов с несерпентинизированными породами полосчатой серии (лерцолиты, пироксениты, габбронориты) и дайковыми породами. Это способствовало формированию в контактных зонах пренита, пектолита, хлорита, гибшита, характерных для контактово-реакционных изменений поздней стадии (см. табл. 26). Для ранних высокотемпературных контактовых ассоциаций характерны

Таблица 27

Содержание оксидов (% мас.) и ионов (4 кислорода) петрогенных элементов в титаномagnetите и шпинелях по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	0,00	0,00	0,17	0,11	0,00	He опр.	He опр.	He опр.
TiO ₂	4,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	0,98	63,52	62,51	63,74	63,94	67,20	66,10	63,20
Cr ₂ O ₃	0,00	0,08	0,05	0,06	0,02	0,09	0,01	1,09
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,95	1,35	3,37
FeO	87,04	21,51	25,34	24,34	24,89	10,10	12,50	11,60
MnO	0,15	0,22	0,28	0,18	0,22	0,12	0,16	0,12
MgO	0,73	14,44	12,44	11,05	13,13	20,90	18,10	19,30
NiO	He опр.	He опр.	0,04	0,00	0,02	0,15	0,17	0,21
CoO	"	"	He опр.	He опр.	He опр.	0,11	0,15	0,10
ZnO	"	"	"	"	"	0,22	2,35	0,17
Сумма	93,12	99,77	100,83	99,48	102,22	99,88	100,92	99,18
Si	0,00	0,00	0,005	0,00	0,00	He опр.	He опр.	He опр.
Al	0,05	1,97	1,95	2,005	1,96	1,98	1,97	1,91
Ti	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Fe ³⁺	1,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,07
Fe ²⁺	1,35	0,47	0,56	0,54	0,54	0,21	0,26	0,25
Mn	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,00	0,00	0,00
Mg	0,04	0,57	0,49	0,44	0,51	0,78	0,68	0,74
Ni	He опр.	He опр.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,005	0,005
Co	"	"	He опр.	He опр.	He опр.	0,00	0,00	0,00
Zn	"	"	"	"	"	0,005	0,05	0,00
Сумма	3,085	3,015	3,01	2,99	3,015	2,995	2,995	2,995

Примечание. 1, 2 — титаномagnetит и шпинель из контактово-реакционного слоя за счет леуцитита; 3—5 — шпинели из габбро брекчии скв. 453 [Natland, 1982]; 6—8 — шпинель из реакционных зон вокруг включений мафических пород в перидотитах [Frost, 1974]. Fe²⁺ и Fe³⁺ рассчитаны исходя из теоретического состава.

бронзит, диопсид, зеленая шпинель, гроссуляр-андрадит, паргаситовая роговая обманка и магнезиогастингсит (см. табл. 26, 27).

Шпинель имеет промежуточный между шпинелью и герцинитом состав и весьма близка по соотношению петрогенных элементов к шпинели из амфиболитизированных габбро полимиктовой брекчии скв. 453 Марианского прогиба [Natland, 1982]. Образование подобной шпинели установлено в условиях контактово-реакционного метаморфизма низкой ступени амфиболитовой фации при давлениях 2—4 кбар в офиолитах центральной части Каскадных гор [Frost, 1974, 1975]. В эксперименте образование такой шпинели по реакции $Ol + Pl + H_2O \rightarrow Amf + Crx(Orx) + Sp$ описано при давлении 7 кбар и температуре 900°C [Yoder, 1966]. Однако условия эксперимента не могут быть безоговорочно перенесены на разобранный случай метаморфизма бесплагиоклазовых пород. Исходя из состава минеральной ассоциации и данных Р.Б. Фроста, формирование относительно высокотемпературной (550°C) контактовой ассоциации можно предполагать на глубине порядка 10 км, что совпадает с областью становления габбро-гипербазитового комплекса в океанической коре [Ефимов, 1984].

Еще более высокотемпературные (субсолидусные) контактово-реакционные биметасоматические взаимоотношения слоев привели, по-видимому, к образованию тонких (5—30 см) полос пироксенитов (вебстеритов) и верлитов, в том числе анортитсодержащих, что в значительной мере усложнило строение

комплекса. В этот этап могли быть сформированы анортитовые плагиоклазиты [Коржинский, 1955]. По мере понижения температуры наблюдается ретроградное отступление контактово-реакционных зон в сторону полосы более лейкократового состава. Таким образом, специфика постмагматических изменений пород, в сильной мере усложнивших строение полосчатого комплекса, была обусловлена сочетанием контактово-реакционных процессов с деформациями, вначале пластическими, а на поздних этапах — катакlastическими.

В полосчатом комплексе Корякского хребта в зоне Рытгыльского меланжа, в частности, наблюдается другой тип дайковых пород. Дайки диабазов и габбродиабазов мощностью до 9—10 м здесь чередуются с дайками плагиогранитов и кварцевых кератофилов, соизмеримыми по мощности. Дайки основных и кислых пород непосредственно примыкают друг к другу, образуя рой мощностью до 60 м. Вмещающими породами служит полосчатая серия вебстеритов, габброноритов, лерцолитов. Вмещающие породы в зоне дайковых роев и сами дайковые диабазы и габбродиабазы зеленокаменно изменены, в том числе по типу пропилитизации содержат скопления никелевых и железомедных сульфидов. На контакте даек основного и кислого состава наблюдаются слои магматического брекчирования плагиогранитов и кварцевых кератофилов мощностью 5—10 см, а также заметны катаклаз и рассланцевание краевых мелкозернистых зон диабазов в полосе шириной до 16 см. В дайках кислого состава в центральной и краевых частях наблюдаются линзы дайковых диабазов размером от 0,4 до 1 м, захваченные магмой кремнекислого состава и не переработанные ею в последующем. Эти соотношения пород и интенсивное наложенное пропилитоподобное изменение диабазов свидетельствуют о более позднем (постсолидусном) внедрении флюидонасыщенной магмы, сформировавшей дайки кремнекислых пород. Примыкание даек кислого состава к основным, их перемежаемость может показывать, что их формирование происходило в единой магмоподводящей зоне в условиях растяжения. Высокая флюидонасыщенность магмы способствовала ее проникновению в боковые породы и формированию апофиз сложной формы. Дайки с хорошо сохранившимися структурами дайка в дайке в офиолитах Корякского хребта наблюдались в ограниченных по размерам (10—15 м) блоках серпентинитового меланжа.

Как результат обсуждений, отметим транзитное положение (роль) полосчатой серии относительно формирующегося дайкового комплекса. Для дальнейшего рассмотрения вопроса об основании, на котором формировался дайковый комплекс, обратимся к дунит-гарцбургитовому комплексу, представляющему самую нижнюю часть обобщенного разреза офиолитов, и обсудим соотношение пород дайкового комплекса с гипербазитами крупного Южно-Шмидтовского дунит-гарцбургитового массива (рис. 26). Блок дайкового комплекса размером 0,5×1,5 км расположен в наименее серпентинизированной центральной части гипербазитового массива, который, судя по ориентировке полосчатости, имеет антиклинальную структуру [Рождественский, Речкин, 1982]. Основные разломы представлены северным, поперечным к простиранию массива, восточным субмеридиональным и юго-западным, диагональным к простиранию массива с падением плоскости разрыва в юго-западном направлении, совпадающим с падением полосчатости. Эти разломы прослеживаются только в пределах гипербазитового комплекса. Данные магнитометрии показывают продолжение блока дайковых пород на глубине. Гипербазиты приразломных зон гидротермально изменены (серпентинизированы, хлоритизированы) и рассланцованы, а после этого неравномерно брекчированы.

На породах дайкового комплекса залегает небольшой покров тонкогори-

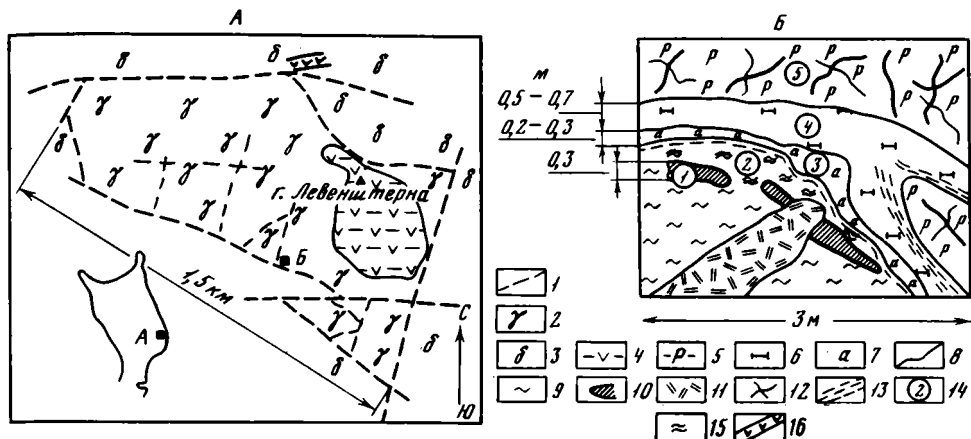


Рис. 26 Условия залегания блока дайкового комплекса в дунит-гацбургитовом массиве п-ова Шмидта

А — общий вид; Б — детализация строения контактовой зоны. 1 — тектонические нарушения; 2—4 — комплексы: 2 — дайковый, 3 — дунит-гацбургитовый, 4 — вулканогенно-осадочный; 5 — родингиты; 6 — натролит; 7 — анальцит; 8 — границы слоев и комплексов; 9 — милонитизированные серпентиниты; 10 — диопсидиты; 11 — осыпь; 12 — прожилки цеолитов; 13 — зоны дробления; 14 — номера слоев (см. табл. 28); 15 — апопироксеновые серпентиниты; 16 — дайки диабазов

зонтальнослоистых гемипелагитовых туфоалевролитов, туфоаргиллитов мощностью около 20 м, которые в нижней части испытали термальный метаморфизм в связи с формированием нижележащей магматической серии пород. Породы дайкового комплекса вскрыты многочисленными протяженными канавами и расчистками, а юго-западные зоны контакта с гипербазитами также пересечены несколькими скважинами глубиной 50—70 м, что позволило полное изучить состав и соотношение пород дайкового комплекса, характер их метаморфических изменений и взаимоотношений с гипербазитами. Дайковые и вмещающие породы по составу и соотношению сходны с породами главного блока дайкового комплекса п-ова Шмидта, отличаются от них более интенсивным изменением, связанным с внедрением альбититов и плагиогранитов, а также поздним наложенным брекчированием и цеолитизацией. Габброамфиболиты, амфиболитизированные двупироксеновые габбро и габбропегматиты альбитизированы, окварцованы, хлоритизированы или пренитизированы, не говоря о цеолитизации. Таким же образом изменены амфиболитизированные диабазы и габбродиабазы. Интенсивное изменение и брекчирование затрудняют прослеживание пакетов полудаек на значительном (более 3—5 м) протяжении. Структура дайка в дайке фиксируется по наличию измененных зон закалки и по резкой смене зернистости дайковых пород. Замеры элементов залегания даек показывают сочетание падений на северо-восток и юго-запад под углами 50—65°.

Специфика метаморфических преобразований габбро и диабазов рассматриваемого блока связана с их положением внутри массива серпентинизированных гипербазитов. Влияние серпентинитов сказалось на формировании контактово-реакционных слоев и экранировании (химическом и физическом) Na-содержащих флюидов, связанных с образованием альбититов и плагиогранитов. Экранирование привело к повышению флюидного давления и таким образом повлияло на образование в альбититах щелочных амфиболов из группы кроссит-родусит, описанных Ф.П. Лесновым с соавторами [1976]. Ранними биметасоматическими образованиями в контактово-реакционных слоях являются диопсидиты, содержащие железокальциевые гранаты (табл. 28). Они прослеживаются вдоль

Таблица 28

Химический состав минералов и пород контактово-реакционных слоев, % вес.

Компоненты	Диопсид-1	Диопсид-2	Серпентинит	Анальцим	Натролит	Родингит	Альбитизированное и амфиболитизированное габбро
	1		2	3	4	5	6
SiO ₂	50,21	52,88	39,53	53,99	46,83	41,10	53,77
TiO ₂	0,00	0,19	Нет	0,08	0,08	0,13	0,59
Al ₂ O ₃	2,89	1,88	0,99	23,21	26,87	14,66	11,61
Fe ₂ O ₃	1,80	1,43	2,54	0,31	0,16	0,84	1,34
FeO	2,94	3,14	3,61	0,15	0,14	3,37	5,89
MnO	0,07	0,13	0,06	Нет	Нет	0,10	0,14
CaO	22,44	23,44	3,03	0,22	0,44	14,41	7,63
MgO	18,47	16,33	37,41	Нет	Нет	17,35	11,24
Na ₂ O	0,32	0,54	0,08	13,50	15,00	0,23	4,98
K ₂ O	0,07	0,08	0,07	0,15	0,12	0,08	0,50
H ₂ O ⁺	0,03	0,09	12,00	7,56	8,70	6,81	0,99
H ₂ O ⁻	0,49	0,10	1,00	0,60	0,40	0,90	0,37
CO ₂	Нет	Нет	0,20	0,15	0,30	Нет	0,50
C	"	"	Нет	Нет	Нет	"	Нет
P ₂ O ₅	0,08	0,07	"	"	"	"	0,07
Сумма	99,81	100,30	100,52	99,92	99,04	99,98	99,62

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитики Е.В. Черкасова, И.В. Шумихина.

контактной зоны как непрерывные полосы мощностью 20—30 см на протяжении до 5 м или в виде будинированных слоев и линз (0,5—0,25 м). Диопсидиты в ряде случаев гранулированы и превращены в пироксеновые бластомилониты. При этом в диопсидах возрастает содержание SiO₂ и CaO, уменьшается MgO и Al₂O₃ (см. табл. 28). Для этих слоев характерна также гидротермальная серпентинизация и хлортизация. Они рассланцованы и милонитизированы. Более поздние контактово-реакционные преобразования связаны с формированием пренит-гибшит-хлоритовых родингитов за счет амфиболитизированных и зелено-каменноизмененных габбро и диабазов, а также за счет диопсидитов. Следующий этап контактово-реакционного метаморфизма был связан с формированием цеолитов. Цеолитизации предшествовало и она сопровождалась брекчированием пород. Мощность контактово-реакционных цеолитовых слоев изменяется от 3—5 до 20—60 м, возрастая в случае пересечения зоны контакта поперечными разломами. Цеолиты представлены анальцимом и натролитом (см. табл. 28). Зональное строение приконтактных слоев схематично показано на рис. 26.

Слои, непосредственно соприкасающиеся с серпентинитами, сложены анальцимом ($N_g = 1,486$). Анизотропные тонкосдвойникованные зерна образуют агрегаты различной зернистости. Отношение молей SiO₂/Al₂O₃ 4, что в совокупности с анизотропией указывает на структурную упорядоченность минерала и возможные относительно высокие (400°C) температуры его образования [Сендеров, Хитаров, 1970]. По данным рентгеноспектрального изучения на микроанализаторе MS-46, исследуемый анальцим является чисто натриевым цеолитом без замещения Na катионами K, Ca, Mg, Ag, Cs, Li, Ba. Присутствие окислов K, Ca, Mg, Fe в валовых химических анализах связано с

Таблица 29
Данные рентгеноструктурного анализа мусковита

<i>I</i>	10	2	8	2	3	2	2	10	3	1	3
<i>d</i>	9,97	5,1	4,48	3,87	3,34	3,06	2,80*	2,56	2,38	2,21	2,12
<i>I</i>	3	1	6	5	4	4	1	2	1	1	1
<i>d</i>	1,99	1,73	1,67	1,51	1,36	1,29	1,24	1,22	1,12	1,10	1,01

*Линия размыта.

Примечание. Съемка велась в Со-излучении при $D = 57,3$ мм.

микровключениями самостоятельных соединений, как сохранившихся от замещения родингитов (железокальциевые гранаты), так и новообразованных: мусковит и предположительно калиевый цеолит ($N_g = 1,485$). Присутствие мусковита ($N_m = 1,583$, $N_p = 1,552$) подтверждено данными рентгеноструктурного анализа (табл. 29). Облик включений калиевого цеолита в анальциме хорошо различим на снимках в отраженных электронах (табл. V, б). Кривые записи рентгеновского характеристического излучения по профилю микрозондирования позволяют оценить его состав с точностью $\pm 3\%$ (рис. 27). Это высококремнеземистый цеолит, в котором отношение молей $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 5,5, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 1. Из описанных в литературе цеолитов выявленный цеолит ближе всего по составу к К-анальциму, синтезированному в узкой области состава исходных гелей ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 5—6 при температурах 200—450°C) [Сендеров, Хитаров, 1970].

Кристаллохимическая формула анальцима, рассчитанная после исключения состава включений, выглядит следующим образом: $\text{Na}_{1,93}\text{Al}_{2,03}\text{Si}_{3,98}\text{O}_{14}\text{H}_{4,02}$. Непосредственно у контакта с серпентинитами анальцим пронизан тонкораспыленными микровключениями (2—3 мкм) магнетита, которые сочетаются преимущественно с более крупными (до 15 мкм) зернами ильменита (табл. VI, а). К этим же слоям тяготеет рассеянная золоторудная минерализация. Сегрегации рудных включений ориентированы вдоль контакта с серпентинитами. По направлению к слою родингитов анальцим замещает сформированный ранее крупнокристаллический натролит ($N_g = 1,489$, $N_p = 1,476$) (см. рис. 26).

В слое натролита крупные ориентированные кристаллы сочетаются с мелкими мозаичными агрегатами. По данным микрозондирования, в натролите, так же как и в анальциме, не наблюдается замещения Na какими-либо другими катионами. Присутствие окислов Fe, Ca, K, выявленных макрохимическим анализом, при расчете кристаллохимической формулы относилось за счет микровключений магнетита, гибшита, мусковита. Рассчитанный таким образом состав натролита имеет незначительные отклонения от идеального ($\text{Na}_{1,87}\text{Al}_{2,03}\text{Si}_{3,02}\text{O}_{12}\text{H}_{3,98}$). Наблюдается небольшой дефицит Na. Молярное отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, равное 3, может указывать на упорядочение структуры. Натролит, в свою очередь, замещает родингиты, состоящие из кальциевых силикатов и алюмосиликатов: диопсид, пренит, железокальциевые гранаты, хлорит, актинолит, эпидот, сфен, которые сочетаются в различных соотношениях, образуя все разнообразие этих пород от пренит-хлоритовых до диопсид-гранат-пренит-хлоритовых. Родингиты рассеяны сеткой маломощных (миллиметры, редко до 5 см) извилистых прожилков цеолита протяженностью до 2 м. Преобладают прожилки с анальцимом, который иногда сочетается с кальцитом.

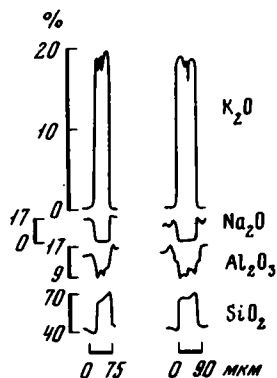


Рис. 27

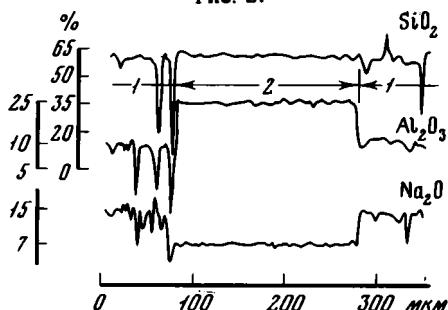


Рис. 29

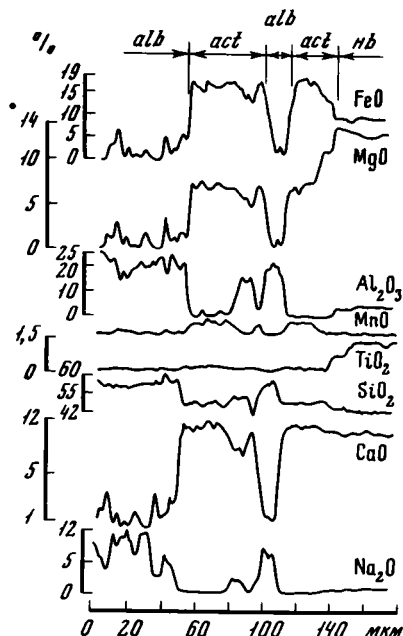


Рис. 28

Рис. 27. Кривая записи состава калиевого цеолита по профилю микрозондирования

Рис. 28. Изменение состава минералов по профилю микрозондирования
hb — роговая обманка; act — актинолит; alb — альбит

Рис. 29. Изменение состава цеолитов по профилю микрозондирования
1 — анальцим; 2 — натролит

Наименее измененные приконтактные породы в основном состоят из роговых обманок и альбита двух генераций. Ранняя роговая обманка ($N_g=1,656$, $N_m=1,645$, $N_p=1,635$) отличается повышенным (1,5—2%) содержанием TiO_2 от поздней низкотитанистой роговой обманки. Ранний альбит образован в результате деанортитизации основного плагиоклаза, содержит мельчайшие включения серицита, а поздний ($N_g=1,535$, $N_p=1,526$), новообразованный, имеет свежий облик. Прожилки и различного рода полости в брекчированных зонах исходных пород выполнены альбитом свежего облика. Зерна роговых обманок в краевых частях разрушаются. При этом выносятся Na, Al, Ti, Mg и образуется игольчатый актинолит ($N_g=1,645$, $N_m=1,629$, $N_p=1,622$), что иллюстрируется кривыми изменения состава по профилю микрозондирования (рис. 28). По серпентинитам приконтактных зон избирательно развивается бесцветный высокомагнезиальный (до 25% MgO) хлорит ($N_m=1,569$). Серпентиниты и диопсиды рассекаются тонкими прожилками анальцима.

Рассмотрение геологической обстановки локализации цеолитов в сочетании с данными о составе и строении контактово-реакционных слоев приводит к выводу о том, что образование цеолитов происходило в завершающий этап полистадийных изменений дайкового комплекса и было связано с проявлением контактово-инфильтрационного метасоматоза в тектонически ослабленной

трещиноватой зоне, где облегчалось движение минералообразующих растворов и была возможна крайняя степень замещения исходных пород с образованием мономинеральных видов [Коржинский, 1955]. Источниками компонентов, необходимых для формирования цеолитов, отчасти могли служить амфиболитизированные габбро и диабазы. Интенсивное образование в контактных зонах цеолитов стимулировали постмагматические флюиды, связанные с внедрением альбититов и плагиогранитов. В целом образование цеолитовых слоев представляется в следующем виде. Минералы с высоким химическим потенциалом Са, возникающие при родингитизации, обусловили повышение щелочности метаморфизующих растворов. У контакта с серпентинитами, служившими своего рода экраном (покрышкой), породами, богатыми MgO и бедными Al_2O_3 , происходило увеличение концентрации и химического потенциала SiO_2 , извлекаемого в процессе метасоматической десиликации пород, и одновременно, как уже отмечалось, повышался коэффициент активности Na_2O . В этом случае создались условия, благоприятные для образования высококремнеземистого чисто натриевого цеолита. Предпочтительное формирование анальцима — минерала с большей плотностью каркаса (1,85), чем натролит, могло быть связано с повышением флюидного давления [Liou, 1971]. Одновременно с анальцимом шло формирование магнетита при осаждающем воздействии высокомагнезиальных контактирующих пород (серпентинитов).

Во внутренних зонах контактных слоев в связи с отставанием выноса Al_2O_3 относительно SiO_2 , что характерно для метасоматической десиликации, отношение молей Al/Si было более высоким. Это обусловило предпочтительное формирование натролита. В дальнейшем при нарастании с течением времени химического потенциала SiO_2 в растворах происходило растворение ранее сформированного натролита и замещение его хорошо образованными кристаллами анальцима, для которого характерно более высокое отношение SiO_2/Al_2O_3 (≈ 5), чем в слое непосредственно на контакте с серпентинитами. (рис. 29). Такой анальцим может кристаллизоваться в гидротермальных условиях при температурах вплоть до 300—400°C [Сендеров, Хитаров, 1970]. Трещины и брекчированные зоны измененных исходных пород, из которых при растворении "старого" альбита возможно было дополнительное поступление SiO_2 и Al_2O_3 и локальное повышение концентрации этих компонентов в циркулирующих растворах, выполнялись альбитом, в то время как в десилицированных родингитах — анальцимом. K_2O , извлекаемый из альбита исходных пород, связывался в цеолитовых слоях в минеральные соединения с Al_2O_3 и SiO_2 (мусковит, К-цеолит).

Таким образом, в контактной зоне в поздний этап происходили дальнейшие преемственные от ранних этапов метасоматические изменения пород дайкового комплекса в условиях цеолитовой фации. Р—Т-границы цеолитовой фации определяются температурами до 300°C и давлением до 4 кбар [Ernst, 1973]. Формирование исследованного анальцима, как уже отмечалось выше, можно предполагать при температурах до 300—400°C. То обстоятельство, что микро-включения кальций-железистых гранатов в период формирования анальцима обросли слоями железомagneзиевых гранатов, можно связывать с повышенными флюидными давлениями в этот этап (табл. VI, б).

Таким образом, для рассматриваемого блока реставрируется обстановка долгоживущей активной геотермальной системы, экранированной серпентинитами от рассеивания тепла и флюидов. Изменение состава контактово-реакционных ассоциаций прослеживается от относительно высокотемпературных к низкотемпературным парагенезам. Смене ассоциаций предшествовали деформации пород: относительно глубинная милонитизация с образованием диопсидовых

Таблица 30

Состав минеральных фаз в везикулах и псевдоморфозах зоны закалки даек диабазов в гипербазитах по данным электронно-зондового микроанализа, % мас.

Компоненты	Зеленая слюда			Пумпеллит			Хлорит	Зеленая слюда			Пренит	Селадонит			
	1	2	3	1	2	3	1	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	48,90	50,52	48,90	35,86	35,20	37,12	28,68	43,68	46,29	47,27	44,20	43,78	45,30	43,00	50,64
TiO ₂	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00	0,08	0,08	0,04	0,04	0,13	0,05	0,06	0,08
Al ₂ O ₃	10,80	8,38	10,14	19,28	19,89	19,29	13,45	9,15	9,70	10,14	21,49	4,34	3,18	3,08	3,37
Cr ₂ O ₃	0,04	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,09	0,02	0,00	0,02	0,02	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Fe ₂ O ₃	5,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,46	15,82	13,14	13,49	16,17
FeO	10,86	18,35	16,08	9,46	9,08	9,84	23,27	20,13	18,42	17,78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,18	0,16	0,19
MgO	11,30	9,84	12,15	4,37	5,10	3,91	20,77	12,76	10,57	10,93	0,36	8,29	5,55	5,39	7,18
CaO	0,48	0,32	0,32	20,91	21,97	22,07	0,48	0,12	0,02	0,00	27,72	0,23	0,22	0,12	0,12
Na ₂ O	0,06	0,08	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,60	0,14	0,07	0,28
K ₂ O	8,83	8,09	9,11	0,27	0,20	0,67	0,67	7,55	8,30	8,77	0,67	4,38	6,35	6,64	7,25
Сумма	96,46	95,67	96,77	90,17	91,50	92,92	87,47	93,55	93,38	94,95	95,96	77,72	74,11	72,01	85,28
Ионы	11 (0)			16 катионов			14 (0)	11 (0)			11 (0)	11 (0)			
Si	3,48	3,67	3,51	5,98	5,78	6,04	3,04	3,33	3,48	3,49	3,06	3,72	4,02	3,96	3,93
Al ^{IV}	0,52	0,33	0,49	0,02	0,22	0,00	0,96	0,67	0,52	0,51	0,94	0,28	0,00	0,04	0,07
Al ^{VI}	0,38	0,39	0,36	3,79	3,62	3,69	0,72	0,15	0,34	0,37	0,82	0,15	0,33	0,30	0,25
Fe ³⁺	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	1,01	0,88	0,93	0,94
Fe ²⁺	0,65	1,11	0,96	1,31	1,24	1,34	2,05	1,28	1,15	1,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,20	1,07	1,32	1,09	1,26	0,96	3,25	1,46	1,19	1,20	0,04	2,05	0,73	0,74	0,83
Ca	0,03	0,03	0,02	3,79	3,86	3,84	0,05	0,01	0,00	0,00	2,06	0,02	0,02	0,01	0,10
K	0,80	0,75	0,83	0,06	0,02	0,14	0,08	0,73	0,82	0,82	0,06	0,48	0,72	0,78	0,72
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,01	0,01	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,02	0,01	0,04

Примечание. 1—3 — везикулы; 4—6 — различные участки и псевдоморфозы по клинопироксену; 7 — за счет плагиоклаза; 8—11 — везикулы в толентовых базальтах, скв. 459 [Initial..., 1982]. Разделение на FeO и Fe₂O₃ из соотношения 2:1 для зеленых биотитов [Годовиков, 1983].

бластомилонитов и более поздние расщепление и брекчирование. Ориентировка направлений расщепления вдоль пограничных разломов показывает смещение серпентинитов и пород дайкового комплекса относительно друг друга в результате сдвига. Характер и преемственность контактово-реакционных преобразований свидетельствует об автохтонной природе блока дайкового комплекса внутри гипербазитов.

Для оценки природы флюидов и специфики минеральных преобразований дайковых пород, заключенных в серпентинизированные гипербазиты, кроме того, рассмотрим характер изменения базальта эндоконтактовой зоны дайкового диабазы, внедренного в милонитизированные серпентиниты Южно-Шмидтовского дунитгарцбургитового массива. Мощность зоны закалки на контакте с серпентинитами 3—4 см. Мощность пакетов полудаек 3,7 м. На удалении 0,5—1 см от контакта вдоль контактной плоскости в базальте прослеживается узкая (2—3 мм) полоска флюидно-брекчированной породы (табл. IV, в). В центре этой полоски линейно ориентированы скопления кавитационных везикул с зональным выполнением микропластинчатыми (3—6 мкм) агрегатами высококальциевой магнезово-железистой слюды, пумпеллиита и хлорита (табл. IV, г, табл. 30).

Состав минеральных фаз определялся по данным кривых распределения элементов по профилю зондирования везикул в сопоставлении с эталонами. Микроанализ выполнялся на приборе MS-46. Точность анализа $\pm 4\%$ от суммы окислов. Пластинки слюды ориентированы в везикулах по направлению их радиусов. Они плеохроируют от голубо-зеленого до бесцветного. В шлифе агрегаты слюды с разной ориентировкой микропластинчатости оказываются разноокрашенными. Изменение ориентировки микропластинчатости сказывается на оценке содержания петрогенных элементов в слюдистых агрегатах. В бесцветных и бледно-желтых зонах, приуроченных к центральным частям везикул, понижается содержание K, Fe, Mg, повышается содержание Al (табл. V, а). Ориентировка микропластинчатости в этих зонах, вероятно, параллельна плоскости (010). Не исключено, что изменение содержания петрогенных элементов связано со сменой кристаллографической ориентировки зондируемых пакетов микропластинок, как это было показано на примере роговых обманок [Юркова, и др., 1985]. Проверить это предположение в данном случае из-за малых размеров минеральных индивидов не представилось возможным.

Наличие зон с разной ориентировкой микропластинчатости слюды, случаи выполнения центральных зон хлоритов позволяют предполагать несколько (две-три) последовательных стадий заполнения везикул, связанных с особенностями флюидного режима: давление, остановка движения, изменение концентрации элементов, фильтрационный эффект, подвижность компонентов и т.д. Последовательное формирование (и доформирование) минералогической зональности, возможно, было связано с миграцией флюидов по микротрещинам, в которых сейчас наблюдаются самые поздние образования с наименее подвижным элементом — титаном. Они представлены лейкоксенизированным сфеном (табл. V, а).

Катионный состав зеленой слюды, рассчитанный исходя из анионного каркаса $O_{10}(OH)_2$, приведен в табл. 30. Присутствие слюды подтверждено рентгеноструктурным анализом по наличию хорошо выраженного базального рефлекса $10\text{\AA}$ (рис. 30). Содержание катионов Mg в октаэдрическом слое слюды составляет 48—50%, что ближе к флогопиту. Хлорит замещает зеленую слюду в краевых частях везикулы или развивается в ее центральной зоне, представлен магнетально-железистой разновидностью (см. рис. 30). Если принять, что основная часть железа имеет закисную форму, то хлорит можно классифицировать как брунсвигит [Foster, 1962]. На диаграмме М. Хей, модифицированной Р. Эвартсом, этот хлорит располагается в поле пикнохлоритов [Evarts, 1983]. Пумпеллиит

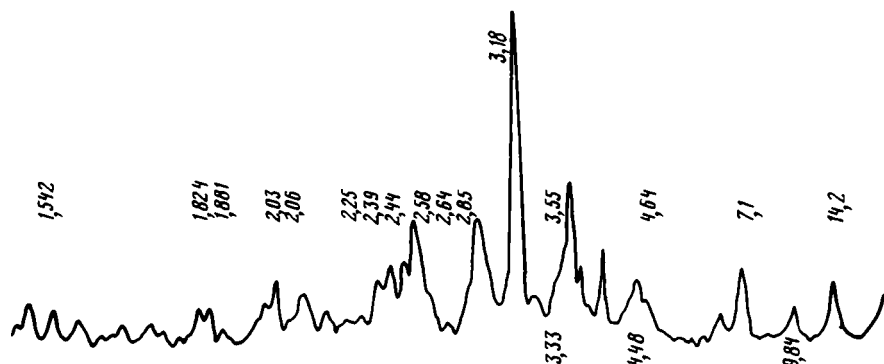


Рис. 30. Дифрактограмма продуктов заполнения везикул
Верхний ряд цифр — значения d-хлорита, нижний — слюды

наблюдался в самых краевых зонах везикул. Микrokристаллические агрегаты его как бы соединяют, цементируют отдельные везикулы в сложную систему везикулярных образований (табл. V, а). Этот минерал представлен бледноокрашенной в желтоватые тона аномально двупреломляющей магнезиально-железистой разновидностью (см. табл. 30). Повышенное содержание катионов магния в первых двух анализах пумпеллиитов, возможно, связано с более высокотемпературными условиями их формирования [Плюснина, 1983].

Микропластинчатые агрегаты зеленой слюды, пумпеллиита и хлорита присутствуют только в базальтах зоны закалки. За пределами ориентированной везикулярной полоски они выполняют изолированные везикулы в основной массе породы и слагают редкие псевдоморфозы по клинопироксенам (см. табл. 30). Плагноклазы и отчасти клинопироксены в разной мере замещены пренитом в сочетании с хлоритом (см. табл. 30). Криптозернистые хлорит-пренитовые агрегаты наблюдаются и в основной массе породы. Плагноклазы, сохранившиеся от замещения вторичными минералами, альбитизированы. Диабазы, слагающие следующие по направлению к центру зоны дайки, амфиболитизированы и альбитизированы. В них, как уже описывалось ранее, наблюдаются пластинки коричнево-желтого новообразованного биотита, в составе которого в 1,5 раза по сравнению с зеленой слюдой возрастает содержание Al_2O_3 и уменьшается — SiO_2 .

Формированию ассоциации новообразованных минералов зоны закалки способствовали условия экранирования (физического и химического) флюидов, связанные с внедрением серии дайк в дайку. Серпентинитовые сланцы в роли физического барьера задерживали миграцию флюидов в боковые породы, что привело к повышению содержания такого высокоподвижного компонента, как калий, и, по-видимому, способствовало повышению флюидного давления. Одновременно химическое экранирование флюидов низкоглиноземистыми высокомагнезиальными серпентинитами обусловило повышенную активность калия и подвижность кальция [Коржинский, 1955]. Сочетание этих факторов создало предпосылки для формирования в кавитационных полостях триоктаэдрической слюды высокомагнезиального пумпеллиита, т.е. минералов, для образования которых в бескарбонатных парагенезах в ассоциации с хлоритом необходимы условия высокого давления флюидов и низкого химического потенциала Na_2O в них [Плюснина, 1983]. Стадийность заполнения везикул можно объяснить неоднократным поступлением в ослабленные проницаемые зоны флюидов при внедрении дайки в дайку и формировании пакетов полудаек.

В целом это привело к формированию ассоциации минералов, характерных для пренит-пумпеллиитовой фации [Seki et al., 1971]. Температуры этой фации

метаморфизма оцениваются в 300—400°C, давление общее и флюидное до 4—6 кбар [Ernst, 1973; Плюснина, 1983]. К.Х. Нитш указывает на более высокие давления флюида (до 7 кбар) [Nitsch, 1971]. Неоднократный приток и лучшая сохранность тепла и флюидов в центральных частях дайки способствовали более полному разложению здесь первичных магматических минералов, образованию полных псевдоморфоз роговой обманки по клинопироксенам, а ильменита, сфена, магнетита за счет железотитановых рудных минералов, биотита за счет роговых обманок и повлиять на альбитизацию плагиоклазов. Таким образом, на примере рассмотренных минеральных ассоциаций можно наблюдать активное участие в преобразованиях дайковых пород магматических флюидов, содержащих щелочи (калий и натрий). Более активная роль Na во флюидах цеолитизированного дайкового блока, как уже упоминалось, связана с формированием плагиогранитов и альбититов.

Блоки дайковых пакетов со структурой дайка в дайке мощностью до 10 м наблюдаются в пределах гипербазитового массива повсеместно. Наибольшее сгущение их устанавливается в южной части массива. В восточной краевой зоне они вместе с вмещающими гипербазитами брекчированы и будинированы. Гипербазиты в результате внедрения дайковых пород подверглись наложенной (непсевдоморфной) гидротермальной серпентинизации, избирательному оталькованию и хлоритизации. В целом следует отметить приуроченность блоков и пакетов дайкового комплекса в основном к восточной и центральной частям полосы офиолитов п-ова Шмидта, рассматриваемой как продолжение сейсмофокальной палеозоны, что обсуждалось ранее.

Необычный тип дайкового комплекса выявлен в Вывенско-Ватынской зоне офиолитов. Это рой параллельных мощных (≈ 5 м) даек габбродиабазов и диабазов, примыкающих друг к другу. Они составляют полосу около 0,5 км мощностью, в которой наблюдается небольшой объем (3—5%) дайковых тел плагиогранит-аплитов и плагиогранитов. При этом ориентировки даек совпадают с простиранием полос в полосчатом комплексе, к которому они с одной (северной) стороны согласно, без тектонических нарушений примыкают (рис. 31). Вдоль южного края и дискретно внутри полосы наблюдаются аподайковые амфиболиты. Кроме того, рой разобренных мощных (20 м и более) даек двупироксеновых габбро и габбродиабазов пререзают слоистые кремнистые породы, превращенные в кварциты и слюдисто-кварцевые сланцы. Все дайковые породы подверглись интенсивному флюидно-термальному метаморфизму амфиболитовой и зеленосланцевой фации и в меньшей мере — окварцеванию. Судя по большой мощности даек и их роев, пересечению ими пелагических кремнистых отложений, интенсивному флюидному метаморфизму, комплекс даек Вывенско-Ватынской зоны сформировался в высокопроницаемой для магмы и флюидов зоне глубоководной тектонической структуры. Такой структурой в пределах активной окраины северо-западного обрамления Тихого океана для того времени мог быть желоб, маркирующий выход сейсмофокальной палеозоны. Влияние этой палеозоны, возможно, сказалось в интенсивных метасоматических преобразованиях комплекса гипербазитов [Велинский, 1979]. Под влиянием скалывающих напряжений, характерных для структур желобов, могли быть сформированы аподайковые амфиболиты с ориентированными текстурами. Небольшой (до 1 м) мощности дайки диабазов пересекают также блоки двупироксеновых габбро и габброноритов, имеющих как массивные, так и ориентированные текстуры (см. рис. 31).

Структуре желоба, возможно, принадлежат габброиды с дайками Камчатского мыса. Ранее показано, что дайки могли формироваться в глубоководно тектонической структуре. То обстоятельство, что дайки диабазов достоверно известны в глубоководных желобах: Марианском, Яп, Тонга и троге Муссау [Гео-



Рис. 31. Геологическая схема офиолитового комплекса левобережья руч. Тапельваам (Камчатка)
Датировки возраста отложений — по данным Э.С. Алексеева, И.А. Кузнецовой [1980]. 1—13 — комплексы, породы: 1 — флишонный (кампан—сантон), 2 — туфокремнистый (кампан), 3, 13 — дайковый, в том числе амфиболитизированный (13), 4, 5 — кремнистый сланцы и микрокварциты, в том числе с дайками габбро (4), 6 — базальтовый (лавы), 7 — вулканические брекчи основного состава, 8 — филлониты, 9 — двупироксеновое габбро, 10 — разлинзованные серпентиниты, 11, 12 — полосчатый: 11 — пироксен-оливиновый (верлиты), 12 — пироксенит-габброноритовый; 14 — четвертичные отложения; 15 — границы комплексов; 16 — разломы

логия..., 1980; Sharaskin et al., 1983; Сорохтин и др., 1985], позволяет сделать выводы об образовании дайковых комплексов в разломных зонах желобов активных континентальных окраин еще более убедительными.

Заканчивая рассмотрение дайковых комплексов, следует отметить, что по ходу описаний рассматривались все вопросы, поставленные в начале этой главы.

Новые и обобщенные представления по этим вопросам изложены в тексте по ходу описаний. В заключение сделаны выводы более общего характера. Выводом, суммирующим многочисленные разветвленные исследования, изложенные в этой главе, является представление о формировании большей части разреза рассмотренных офиолитов в единой магматическо-метаморфической геотермальной системе. При этом расслоенный габбро-гипербазитовый и дунит-гарцбургитовый комплексы не были жестким массивным основанием, подвергшимся деструкции в период формирования дайкового комплекса. Это был крупный этап полистадийного сквозного развития геотермальной системы.

Гипотетические представления о развитии геотермальной системы, увязывающие данные проведенных исследований и объясняющие особенности строения и состава дайкового комплекса и его соотношение с другими членами офиолитового разреза, выглядят следующим образом. Развитие геотермальной системы было, по-видимому, связано с возникновением крупной глубоко-проникающей (до нижней мантии?) проницаемой зоны. Поток флюидов, пополняемый при фазовых переходах вещества, например высвобождение водорода при распаде интерметаллических соединений, стимулировал избирательное плавление мантийного вещества, например сверхплотного серпентина (см. первую главу). Верхняя часть поднятия (серпентинизированного диапира), насыщенная магматическими породами ультраосновного и основного состава, превращалась в сводовое поднятие. При растяжении свода в пределах третьего и второго сейсмических слоев формировался дайковый комплекс. Сгущение даек можно ожидать в центральной, унаследованно магматогенной части, где кристаллизовалось двупироксеновое анортитовое габбро. Рассеянные серии даек пересекали бортовые участки поднятия, в том числе протрузии серпентинизированных ультрабазитов. Такой сквозной путь развития магматическо-метаморфической системы обеспечивал активное участие тепла и флюидов, связанных с формированием дайкового комплекса, в минеральных преобразованиях не только дайковых пород, но и пород габброидных, габбро-гипербазитовых и гипербазитовых ассоциаций.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СПИЛИТ-КЕРАТОФИРОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

В геологической литературе в настоящее время для объяснения генезиса кремнекислых вулканических и интрузивных пород используются три основные гипотезы, частично подтвержденные экспериментами: 1) в результате кристаллизационной и флюидно-кристаллизационной дифференциации базальтовой и андезитобазальтовой магмы [Колман, 1979; Наседкин, 1975; Ферштатер, Бородина, 1975; Ashley et al., 1983; Bowden et al., 1984; Spulber, 1983; и др.]; 2) при палингенном плавлении пород сиалического и симатического слоев коры и верхней мантии [Баркер, 1983; Малпас, 1983; Пополитов, Волюнец, 1982; Наседкин, 1975; Фролова, Бурикова, 1977; Noyes, 1983; и др.]; 3) за счет метасоматических преобразований диабазов, габбро, амфиболитов [Арыштаев, Васильев, 1984; Седова, Глебовицкий, 1984; Червяковский, 1982; Bishop, 1983; Olsen, 1961; и др.].

Главным ограничением гипотезы кристаллизационной дифференциации является невозможность получения больших объемов кислой магмы [Фролова, Бурикова, 1977]. Для гипотезы палингенного плавления — это увязка соот-

ношений реальных исходных и реститовых пород [Баркер, 1983; Граменецкий, Котельников, 1984]. Трудным моментом метасоматической гипотезы являются источники кремнезема и щелочей при достижении P - T -условий метаморфизма [Малпас, 1983; Седова, Глебовицкий, 1984; Юркова и др., 1984]. Большая часть ограничений и затруднений преодолевается в случае участия в образовании кислых магм и при метасоматозе глубинных флюидов, состав которых эволюционирует во времени от преимущественно восстановительных к окислительным водосодержащим [Колосов и др., 1984; Коржинский и др., 1984; Леонтьев, 1982; Летников и др., 1977; Пополитов, Волюнец, 1982]. Флюиды служили источниками тепла и дополнительных химических компонентов, главным образом кремнезема и щелочей, необходимых для получения кислых расплавов. Кроме того, флюиды метагенетически изменяли основные лавы, что привело к их дебазификации, расслоению и кристаллизации кислых пород, в частности аплитов [Граменецкий, Коротаев, 1985; Коржинский и др., 1984]. Перемещение флюидно-магматических потоков, ведущих к образованию комплексов кислых пород, связывается с образованием крупнейших объемно-деформационных зон пластического течения, растяжения и сдвига, т.е. зон аномально быстрого подъема температуры [Леонтьев, 1982]. Способы магмообразования определяются геологоструктурными обстановками в блоках земной коры и верхней мантии. Значительная роль при этом отводится разломам сдвиговой природы [Белоусов, 1961; Коржинский и др., 1984; Леонтьев, 1982; Ломизе, 1983; Ohneshetter, 1980].

Лейкократовые интрузивные породы офиолитов принадлежат к тоналит-плагиогранитовой серии [Колман, 1979; Марин и др., 1983]. Они в ряде случаев сочленяются и даже вытесняются вулканическими и субвулканическими сериями кварцевых кератофилов [Колман, Донато, 1983]. Литературный обзор показывает, что лейкократовые породы в офиолитовых ассоциациях часто пространственно связаны с дайковым комплексом, располагаясь либо внутри него, либо над ним, проникая, однако, в нижележащие брекчированные и железнокаменноизмененные габбро и расслоенные серии [Белгородский, 1983; Колман, 1979; Малпас, 1983; Ashley, 1983; Язева, Бочкарев, 1984; и др.]. Объем кислых вулканитов значительно увеличивается в ходе формирования островодужных поднятий [Колман, 1979; Малпас, 1983; Филатова, 1984].

Несмотря на то что изучение лейкократовых комплексов в офиолитовых ассоциациях активизировалось в последнее десятилетие, многие аспекты условий, времени и места их образования остаются неясными или дискуссионными. К таким аспектам относится соотношение во времени и пространстве вулканических и интрузивных серий кислых пород, единство или разнородность их образования, связь с этапами формирования офиолитов и спецификой их тектонической позиции. В главе эти вопросы обсуждаются на основе данных по геологии, петрографии, минералогии и петрохимии лейкократовых пород офиолитовых комплексов Сахалина и Корякского хребта.

Геолого-петрографический очерк. Данные предыдущих исследований показывают, что в офиолитовых комплексах Сахалина и Корякского хребта известны как интрузивные, так и субинтрузивные лейкократовые породы [Марков и др., 1982; Пейве, 1984; Разницин, 1982; Юркова и др., 1984; Юркова, Пейве, 1986]. Они включаются в состав габбро-плагиогранитовой формации, локализованной в виде массивов сложного строения и состава (габбро, габбродиабазы, диабазы, градионориты, тоналиты, плагиограниты), или в виде даек и куполовидных тел в низкокальциевых базальтах альба-сеномана на Сахалине и туфотерригенных породах верхней юры—нижнего мела в Корякском хребте, а также в виде глыб в серпентинитовых меланжах. Детальное изучение одного из таких габбро-плагиогранитовых массивов показало, что в его составе большая роль принадлежит метасоматическим породам и, в частности, плагиогранитам, сфор-

мированным за счет габброидов, в разной мере метаморфизованных [Юркова и др., 1984].

Автором проведены дополнительные исследования лейкократовых комплексов в офиолитах Сахалина и Корякского хребта. Это позволило выявить блоки эффузивно-пирокластических пород, включающих лавы, брекчии, туфы кварцевых кератофиров и кератофиров, которые ранее относились к габбро-плагиогранитовому комплексу. Эти породы сочетаются в разрезах со спилитизированными или пропилитизированными афировыми, реже порфировыми базальтами, диабазами, андезитобазальтами, их туфами и брекчиями, составляя в совокупности бимодальную по кремнезему вулканическую спилит-кератофировую серию (рис. 32). Вулканические серии тесно связаны с комплексом дайк в дайке, надстраивая его разрез. Дайки прослеживаются в брекчированных лавах и туфах основного состава, являясь глубинной составляющей формации, о чем свидетельствует также их петрохимическое сходство. Ассоциация в целом, включая дайковый комплекс, неравномерно инъецирована субинтрузивными и субвулканическими телами альбититов, плагиогранитов и кварцевых кератофиров (рис. 33).

На Сахалине этот комплекс наиболее полно представлен на п-ове Шмидта, где породные ассоциации могут быть прослежены в разрозненных тектонических блоках площадью до $7 \times 0,3$ км², ориентированных вдоль побережья Охотского моря (см. рис. 8). Возраст комплекса определяется по комплексу радиолярий как альб—сеноман. Такие блоки расположены, в частности, восточнее горы Левкитекм и горы Кручинной. В предыдущих работах они интерпретировались как пластины или сложные интрузивы габбро и плагиогранитов [Разницын, 1982; Речкин, 1974]. Кроме того, блоки пород контрастной вулканической серии присутствуют в составе орлинской, раkitинской и березовской свит, что обсуждалось в главе третьей (см. рис. 8).

Рассмотрим разрез наиболее крупного блока пород контрастной серии, расположенного восточнее горы Левкитекм. Он состоит из трех частей. В основании разреза залегают будинированные апогарцбургитовые серпентиниты с падением плоскостей расщепления на юго-запад. Они содержат многочисленные линзы диопсидитов размером до $1,5 \times 2$ м, будины даек родингитизированных плагиогранитов и диабазов. Верхняя часть комплекса интенсивно расщеплена. Серпентиниты здесь гидротермально изменены, хлоритизированы, пронизаны ориентированными скоплениями пирита и жилами клинохризотила. Линзы диопсидитов брекчированы и карбонатизированы. В нижних частях наблюдается оталькование серпентинитов. Выше лежащий блок мощностью не менее 1 км имеет линзовидно-полосчатое строение и пересечен поперечными нарушениями. Линзы и полосы простираются в северо-западном направлении. Размеры линз, полос варьируют от $3 \times 0,5$ до 30×8 м (см. рис. 33).

Наиболее ранними образованиями в блоке являются габброиды и диабазы дайкового комплекса. Они составляют своеобразный "припай" образований ниже лежащей части офиолитового разреза к вулканической серии. Породы тектонизированного дайкового комплекса прослеживаются вдоль побережья Охотского моря на расстояние 0,3—0,5 км. На них с неровной, заливно- и клинообразной границей налегает комплекс брекчированных вулканитов: низкотитанистых афировых диабазов, спилитизированных базальтов, спилитов и гиалокластитов, в монолитных зонах которого прослежены пакеты полудаяк диабазов, ориентированных так же, как в дайковом комплексе. Амплитуды неровностей контактной границы достигают 10 м. На поднятых участках выклинивающиеся полудайки диабазов соприкасаются с гиалокластитам. Оба комплекса включают гипабиссальные, а в эффузивной части экструзивные тела кислых пород: плагиограниты, плагиогранит-порфиры, кварцевые кератофиры.

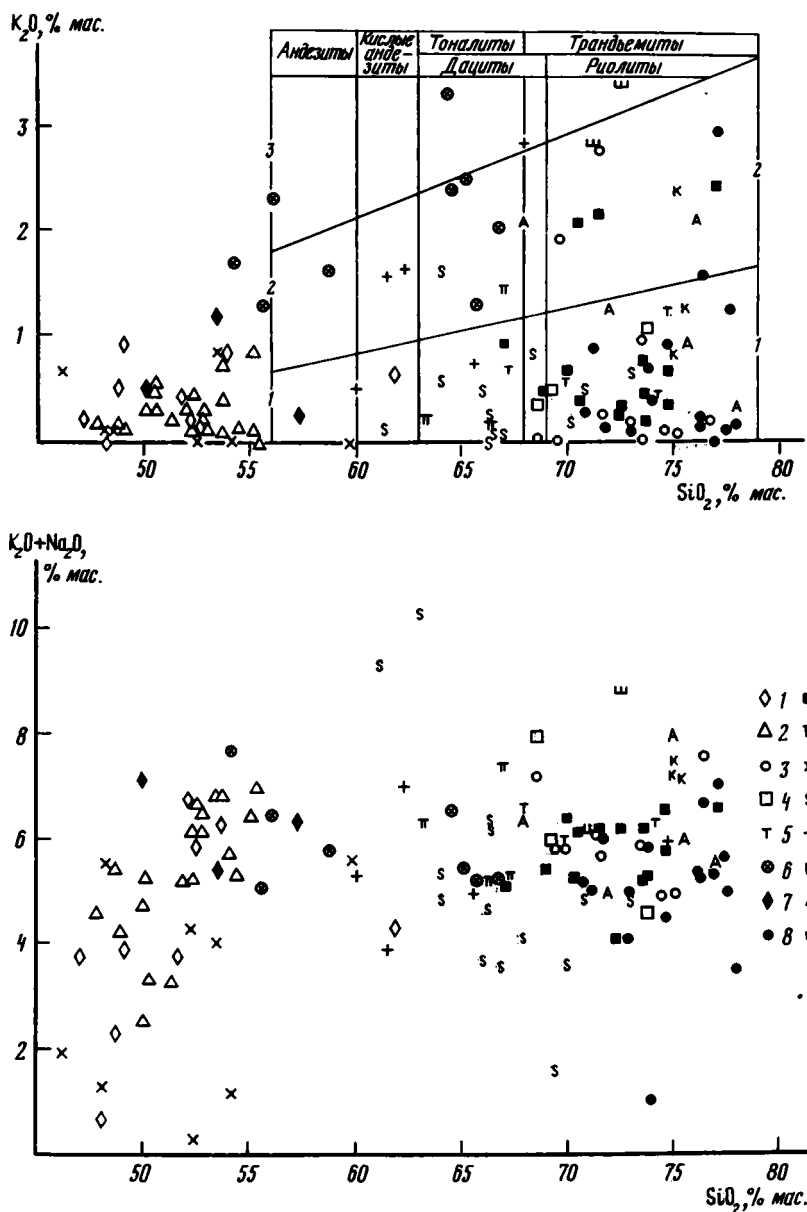


Рис. 32. Соотношение кремнезема и щелочей в породах спилит-кератофировых комплексов Сахалина (1—6) и Корякского хребта (7—10)

1, 7 — лавы спилитизированных базальтов и диабазов; 2 — диабазы и габбродиабазы из даек; 3, 8 — кварцевые кератофиры интрузивные; 4, 9 — плагнограниты; 5, 10 — туфолавы и лавы кварцевых кератофиров и кератофиров (10); 6 — вулканомиктовые граувакки флишоидного комплекса; 11—13 — Сахалин и Корякский хребт: 11 — пропилиты, 12 — метасоматические плагногранитные породы, 13 — туфы смешанного состава; 14 — кварцевые кератофиры [Колман, 1979; Тернер, Ферхутен, 1961]; 15 — плагнограниты Алеутской дуги [Цветков, 1983]; 16 — кварцевые кератофиры из драгировок хребта Ширшова. Границы между породами и номенклатура по данным А. Эварта [1983] и Ф. Баркера [1983]: 1 — низкокальциевые, 2 — известково-щелочные, 3 — высококальциевые

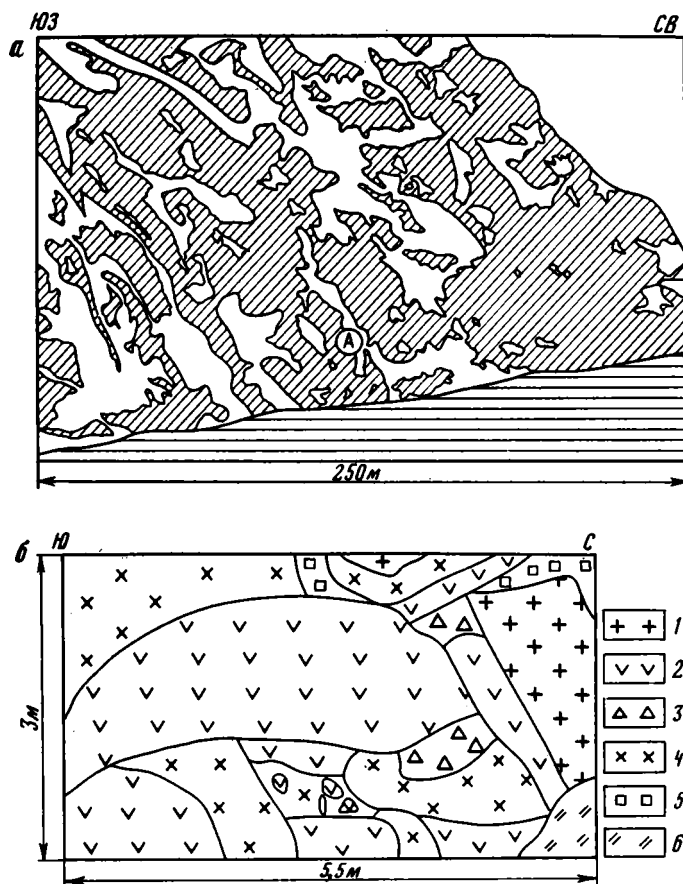


Рис. 33. Строение блока спилит-кератофирового комплекса восточнее горы Левкитекм (п-ов Шмидта)

а — зарисовки с фотографии: светлое — кислые магматические породы и продукты их изменения, заштрихованное — основные вулканы и продукты их изменения; б — детализация в точке А: 1—3 — брекчии: 1 — кварцевых кератофиров, 2 — диабазов, 3 — плагигранитного аплита; 4 — гидротермально-метасоматические породы; 5 — интенсивное окварцевание; 6 — осыпь

Альбитовые диоритовые порфиры и кератофиры, обрамляющие тела плагигранитов, сформированы, по-видимому, как гибридные породы, в магматическую стадию метаморфизма при замещении кислым расплавом брекчированных диабазов и базальтов [Граменецкий и др., 1984, 1985; Коржинский, 1955; Шеймович, 1983].

Верхняя часть разреза (мощностью порядка 150—200 м) представлена толщей эффузивно-экструзивно-пирокластических пород основного, кислого и смешанного состава, пятнисто- и линзовидно сочетающихся друг с другом. Толща включает субвулканические тела кварцевых кератофиров куполовидной, линзовидной, обелископодобной, игловидной и другой формы, в которых широко проявлено автомагматическое брекчирование. В составе пирокластических пород выявлены туфы пироксеновых диабазов, эксплозивные брекчии и туфы кварцевых кератофиров с включениями пород дайкового комплекса. В туфах и мелко-среднешелочных вулканических брекчиях смешанного состава обломки кварцевых кератофиров и плагигранитов преобладают над обломками спилитизированных афировых базальтов. В них, кроме того, содержатся обломки окварцованных габбро и метасоматических диорит-плагигранитов. Присут-

ствуют маломощные (3 м) эффузивные слои спилитизированных базальтов и кератофиров. Для верхней части толщи характерны линзы (3×1,5 м) туфолав смешанного состава флюидалной и гиалопилитовой структуры, в которых на общем фоне стекловатой основной массы обособляются неправильной формы участки спилитизированных афировых базальтов (табл. VII,а). Наблюдаются обохривание и красноцветные окраски субвулканических пород этих блоков, связанные со скоплениями в них пирита. Туфолавы, обохривание, красноцветность могут быть следствием суббазальных условий формирования вулканитов. В пирокластической толще наблюдаются протрузивные приразломные линзы серпентинитов.

Породы рассмотренных комплексов подверглись полистадийным минеральным преобразованиям. В раннюю послемагматическую стадию изменения кислых пород были сформированы графические и сферолитовые сростки кварца и альбита в плагиогранитах. При этом темноцветные минералы, замещенные тонковолокнисто-пластинчатыми агрегатами амфибола и хлорита, были деформационно изогнуты и оттеснены за пределы лейкократовых сегрегаций, которые они окаймляют. Так возникли породы с характерными атакситовыми текстурами и гранофировыми структурами [Структуры..., 1966; Шеймович, 1983]. В породах с малым количеством графических сростков присутствует метаморфический биотит. Метаморфические породы, сформированные за счет габбро и диабазов дайковых комплексов, представлены амфиболитами. Установлена локализация аподайковых амфиболитов вдоль трещин отдельности, образующих при пересечении полигональную сетку с размером полигонов около 10×10 см. В центре полигонов диабазы не амфиболитизированы. В результате окварцевания измененных габбро-диабазов, диабазов и габбро с одновременным частичным замещением роговой обманки биотитом были сформированы метасоматические диорит-плагиогранитные породы. Пропилитизация, наиболее интенсивно проявленная в верхах разреза, накладывается на все более ранние изменения пород и завершает формирование сложного по составу и строению комплекса.

Вопрос об ороговиковании вмещающих пород интрузиями кислых магм не может быть решен из-за брекчирования, гибридизма и пропилитизации. Зоны эндоконтактных изменений интрузивных тел кислых пород отчетливо видны лишь в дайках верхней части разреза. Мощность этих зон не превышает 8 см при 2-метровой мощности дайки. Они имеют микро- и мелкозернистую структуру. Каких-либо изменений в содержании петрогенных и рассеянных элементов, не связанных с пропилитизацией, в этих зонах по сравнению с центральными не замечено. Пропилитизация пород верхнего блока преимущественно протекала в условиях средне- и низкотемпературной фации (эпидот, хлорит, альбит, кварц). Здесь существенно возрастает роль микрочешуйчатой белой слюды (серицита) и сульфидов, наблюдаются скопления пиррофиллита, сформированные за счет вкрапленников альбита в лавах кератофиров.

В блоке пород контрастной вулканической серии восточнее горы Кручинной присутствуют породы средней части рассмотренного разреза, которые отличаются от пород этой части разреза предыдущего блока меньшей степенью брекчирования и меньшим объемом субвулканических кислых пород. Здесь удастся различить два текстурных типа основных лав: шаровые и агломератовые. В этом блоке также наблюдаются метасоматические породы диоритового и гранодиоритового состава. Время формирования гранодиорита оценено К-Аг-методом в 87,1 млн лет [Разницин, 1982]. Блоки пород контрастной вулканической серии как нижней, так и верхней части разреза известны в поле базальтоидов западнее основного полигона дайкового комплекса (см. рис. 8).

Подводя итоги изложенному, следует обратить внимание на следующие данные.

1. Между породными ассоциациями контрастной вулканоплутонической серии и дайковым комплексом существует пространственная и генетическая связь. Генетическая связь определяется тем, что в вулканической толще, надстраивающей дайковый комплекс, присутствуют пакеты полудак и дайки диабазов, характерные для дайкового комплекса. Они, возможно, служили подводящими каналами для расплава при формировании лав основного состава. Автомагматическое брекчирование основных лав, формирование гиалокластиков можно предполагать в результате обогащения флюидами конечных порций расплава, поднимающегося по дайковым каналам. С воздействием частично окисленных флюидов связано формирование спилитов в синмагматическую (метагенез) и автометаморфическую стадии изменения лав и вулканитов.

2. Между этапами активности основного и кислого вулканизма необходимо предположить смену геодинамической обстановки преобладающего растяжения в период формирования дайкового комплекса и нижней части толщи основных вулканитов предположительно режимом сдвиговых деформаций. Эти деформации способствовали объемному брекчированию пород дайкового комплекса и основных вулканических пород без формирования горизонтов филлонитов и милонитов.

3. Для позднего этапа формирования контрастного вулканического комплекса реконструируются мелководная обстановка и условия вулканизма, при которых происходило смешение продуктов кислой и основной магмы.

4. Интрузивные, субвулканические и вулканические породы контрастной серии генетически тесно связаны друг с другом и не могут быть разделены на частные комплексы типа кварцевых кератофиров и кератофир-спилит-диабазовый, несмотря на смену геодинамического режима. Их породные ассоциации составляют интрузивно-эффузивно-туфовый спилит-кератофировый комплекс, характерный для ранних этапов развития геосинклинальных зон [Геологический..., 1978; Ломизе, 1983; Фролова, Бурикова, 1977; и др.].

5. Гидротермально-метасоматические преобразования пород повлияли на их химический состав двояко, в сторону как увеличения содержания кремнезема и щелочей (окварцевание, образование биотита, альбита, серицита), так и уменьшения этих компонентов (хлоритизация, эпидотизация, амфиболитизация) (см. рис. 32).

Поднятия типа внутрибассейновых кордильер, сложенные породами контрастной вулканической серии, имели, по-видимому, в ранне-позднемиловое время широкое распространение, захватывая участки современного Охотского моря. Об этом свидетельствуют ассоциации пород, драгированных с поднятий о-ва Ионы, банки Кашеварова, возвышенности Академии наук СССР и прогиба Лебеда [Строение..., 1981]. В них наряду с породами интрузивной габбро-плагиигранитовой ассоциации повсеместно присутствуют обломки вулканогенной серии (андезитобазальты, дациты, кварцевые порфиры) с вкрапленностью сульфидов, испытавшие разнотемпературную пропилитизацию и окварцевание. При описании ассоциаций драгированных пород предполагается, что интрузивные и эффузивные кислые породы комагматичны. Они сопоставляются с магматическими образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса. Датировки К-Аг-методом дают два возрастных интервала драгированных вулканитов — 100—70 и 60—30 млн лет. Выше уже говорилось о том, что в связи с полистадийными гидротермально-метасоматическими преобразованиями сложного породного комплекса при интерпретации этих данных требуется уточнение истории формирования исследованных пород. Такой подход необходим и к значениям, приводимым для кислых интрузивных пород Охотского моря [Васильев и др., 1984].

Вулканические серии спилит-кератофирового комплекса в Корякском хребте

известны на правобережье р. Хатырки близ горы Ржавой и в водораздельном хребте между р. Рыннатанмельгын и зал. Каканат. При обсуждении фаунистических находок предполагается их поздне триасовый возраст [Чехов и др., 1984]. Автором монографии породы спилит-кератофирового комплекса изучались в бассейне р. Выходной и на правобережье р. Рыннатанмельгын (рис. 34).

В основании разреза р. Выходной залегают будинированные серпентиниты (см. рис. 34). Так же как и на п-ове Шмидта, серпентиниты оталькованы, включают крупные (2 м) линзы диопсидитов и содержат будины родингитизированных плагиогранитов. В верхней части блока мощностью около 7 м серпентиниты интенсивно рассланцованы и легко превращаются в осыпи. На эти серпентиниты тектонически налегает брекчированный блок пород дайкового комплекса. Породы, вмещающие пакеты полудаек, представлены в нижней части габбро-амфиболитами, в верхней — брекчиями пропилитизированных афировых базальтов. В зоне окончания дайки или полудайки наблюдается разветвленная сеть многочисленных апофиз. В относительно монолитных блоках насчитывается до 3—5 полудаек (рис. 35). В нижней части разреза блока дайкового комплекса выявлены участки апогаббровых и аподиабазовых амфиболитов ориентированной текстуры. Мощность дайкового блока трудно оценить из-за его интенсивной тектонизации. Вероятно, она составляет первые сотни метров.

Дайковый комплекс сочленяется с вышележащей серией вулканитов двумя способами: через зону брекчирования (30—50 м) или горизонт рассланцованных пород с линзами филлонитов, аподиабазовых амфиболовых сланцев и пластообразными телами серпентинитов, что наблюдалось в междуречьи Выходной и Рыннатанмельгын Эконайской зоны Корякского хребта вблизи оз. Пекульнейского. В сохранившихся монолитных линзах (1,2×0,4 м) этого горизонта породы представлены брекчированными спилитизированными базальтами, гиадокластитами и туфами спилитизированных афировых базальтов, туфами и лавами кератофиров и брекчированными красными яшмами, рассеченными прожилками хлорита, пренита, кальцита. В первом случае разрез наращивается малодислоцированными блоками пестроцветных (бурых и зеленых) лавобрекчий, агломератовых лав и псаммитовых туфов, афировых спилитизированных базальтов и андезитобазальтов, неравномерно, но в целом интенсивно пропилитизированных.

Эффузивно-туфовый комплекс вмещает лакколитоподобные тела плагиогранит-порфиров размером 150×10 м с автомагматическими брекчиями в краевых частях. Постепенно в чередование вулканитов включаются, а затем становятся преобладающими пластообразные тела светлых зеленовато-серых порфировых лав кератофиров мощностью 3 м, а также их туфов и брекчий с обильной вкрапленностью сульфидов. В комплексе кислых вулканитов присутствуют линзы пироксилитов и криптозернистых альбититов (до 1,5 м в поперечнике), образованные в результате метасоматических изменений брекчий кератофиров. С блоками кислых вулканитов тектонически граничат тонкогоризонтально-слоистые толщи туфитов и вулканотерригенных песчаников с обильными углефицированным детритом и со смешанным кислым и основным составом обломков вулканических пород. Как кислые вулканиты, так и туфопесчаные слои в приразломных зонах инъецированы субвулканическими телами кварцевых кератофиров с эксплозивными брекчиями и туфолавами в краевых частях. Центральные части крупных лакколитоподобных тел длиной до 150 м сложены плагиогранит-порфирами. Большая часть субвулканических тел имеет неоднородное, пятнистое и полосовое строение, обусловленное вторичными преобразованиями пород за счет флюидов, несущих кремнезем, медь и железо, что сказалось на окварцевании и образовании изумрудно-зеленого медьсодержащего хлорита и гематита.

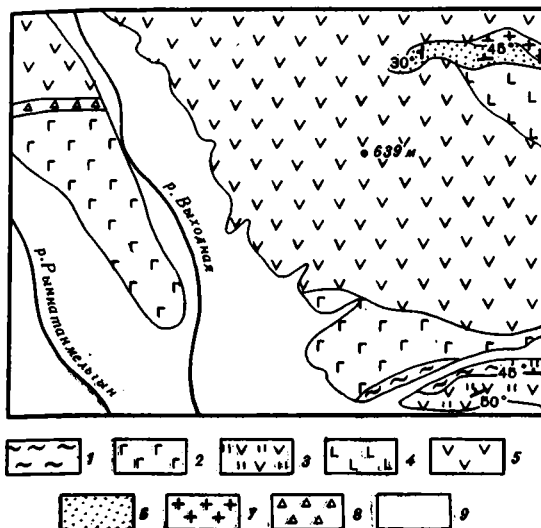


Рис. 34

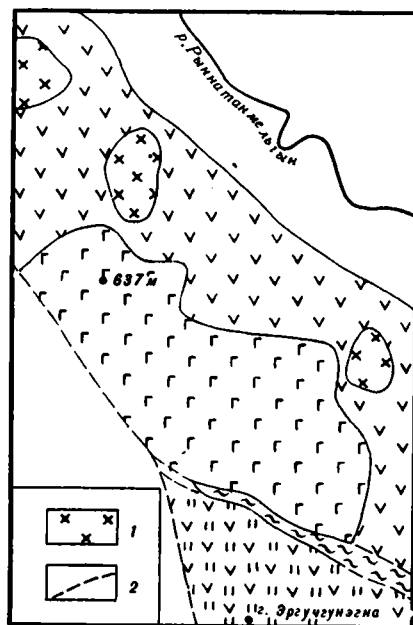


Рис. 35

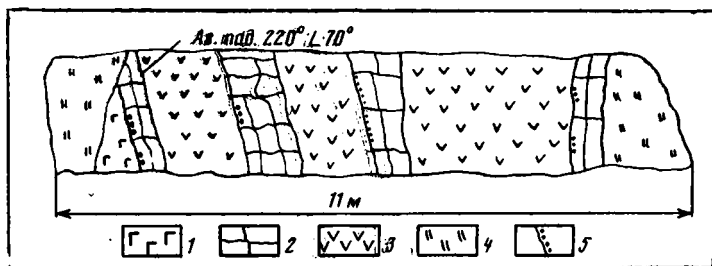


Рис. 36

Рис. 34. Геологическая схема бассейна р. Выходной (Корякский хребет)

1 — серпентиниты рассланцованные с будинами диоритов; 2—6 — комплексы: 2 — дайковый, 3 — вулканогенно-кремнистый (PZ₃—T), 4 — субщелочной базальтоидный, 5 — спилит-кератофировый (T₃), 6 — угленосный; 7 — субинтрузивные тела кварцевых кератофиров и плагногранитов в угленосном комплексе; 8 — зона брекчирования; 9 — четвертичные отложения

Рис. 35. Строение блока дайкового комплекса р. Выходной (Корякский хребет)

1 — габброамфиболиты, вмещающие полудайки; 2 — диабазы с параллелепипедальной отдельностью; 3 — диабазы и габбродиабазы массивной текстуры; 4 — осыпь; 5 — зоны закалки

Рис. 36. Геологическая схема участка правобережья р. Рыннатамельяна (Корякский хребет)

1 — поля кислых экструзивных пород спилит-кератофирового комплекса; 2 — предполагаемые границы. Остальные условные обозначения см. на рис. 34

Таким образом, в рассмотренном разрезе обособляются такие же три комплекса, что наблюдались на п-ове Шмидта. При этом хорошо выражена тенденция формирования вулканического поднятия. Разрыв по содержанию кремнезема между основными и кислыми членами формаций с появлением метаандезитов и кератофиров в верхней части разреза сокращается. Мощность разреза контррастного комплекса р. Выходной можно оценить лишь весьма приблизительно, в пределах 1—1,5 км.

Три части разреза спилит-кератофирового комплекса, которые выявлены на п-ове Шмидта и в бассейне р. Выходной, прослеживаются и на правом берегу р. Рынгнатанмельгын (рис. 36). Блок пород этого комплекса здесь в целом наклонен к северо-западу; мощность его приблизительно 1—1,5 км. К особенностям его состава относится интенсивное гидротермально-метасоматическое изменение пород, в том числе в блоке серпентинитов. Для последних это выразилось в родингитизации диопсидитовых линз и будин габбродиабазов и плагиогранитов, а также в развитии густой сети клинохризотитовых жил и отальковании серпентинитов. Габброиды и диабазы дайкового комплекса последовательно превращены метаморфическими процессами в габброамфиболиты, амфиболиты и диорит-плагиогранитоподобные породы. Дайки диабазов прослеживаются также в брекчированных эффузивных диабазах. Для верхов средней части разреза характерны крупные (0,4×0,5 км) штоки плагиогранит-порфиров, краевые зоны которых подверглись интенсивному автомагматическому брекчированию и рассланцеванию. Довольно большие площади здесь занимает эффузивно-пирокластический верхний комплекс с субвулканическими телами кварцевых кератофиров размером до 30×5 м с желто-оранжевыми зонами охр в краевых брекчиях. В верхнем комплексе представлены пропилитизированные лавы и туфы базальтов, андезитобазальтов и в меньшей мере — кератофиров и кварцевых кератофиров. Здесь выявлены блоки и линзы известняков с обломками спилитизированных базальтов и линзы конглобрекчий с известняковым цементом и обломками метаандезитобазальтов.

Выходы спилит-кератофирового комплекса прослеживаются также в полосе офиолитового меланжа от горы Наанкней до руч. Лагерного (см. рис. 1). Наиболее полно разрез представлен в хребте, прорезаемом руч. Туманным. Породы этого разреза подверглись изменениям, связанным с интенсивным воздействием кремнечелочных флюидов в результате инъекций плагиогранитной и кварцево-кератофировой магмы. Это сказалось в широком проявлении рассеянной диопсидизации серпентинитов, амфиболитизации и окварцевании пород дайкового комплекса и основных эффузивных пород. Верхняя часть комплекса с лавами и брекчиями кварцевых кератофиров в сильной мере разлинзована и рассланцована. Выходы контрастной серии вулканитов здесь сложно, главным образом по разломам, соприкасаются с блоками полосчатых габбронритов. В ряде случаев, например в правом борту руч. Лагерного, вулканиты верхней части вулканического комплекса надвинуты на габбронориты. На контакте комплексов залегает горизонт амфиболовых сланцев (см. вторую главу).

Сочетание в вулканогенных комплексах вулканических, субвулканических и интрузивных кварцевых кератофиров с подушечными лавами спилитизированных базальтов поздней юры—раннего мела, которые включают дайки диабазов, установлены в офиолитовых массивах Тамватнейских гор, Малый Научирынай, Чирынай и хребта Кэнкэрен [Марков и др., 1982; Чехов и др., 1984; Пейве, 1984]. Породные ассоциации позволяют относить эти вулканиты к спилит-кератофировому комплексу. Кроме того, спилит-кератофировые комплексы выявлены автором в Рытгыльском (поздняя юра—ранний мел) и Иомраутском (возраст неясен) офиолитовых меланжах. Кислые вулканиты массива Малый Научирынай и Иомраутского меланжа подверглись динамометаморфическим преобразованиям. Ассоциации пород спилит-кератофирового комплекса установлены автором также в районе горы Эконай (см. рис. 1, 2, 37). По-видимому, этот комплекс широко представлен в офиолитах Корякского хребта. По комплексу радиолярий из линз радиоляритов возраст верхней части разреза контрастной серии горы Эконай может быть оценен как раннемезозойский. Комплекс радиолярий представлен трициртоидными *Nassellaria* типа *Tricplocapsa*, *Parvicinqula* (?) sp., *Emiluvia* (?) sp. (определения Н.Ю. Брагина).

Данные геологического картирования и экспедиционных научных исследований показывают, что в вулканогенно-кремнистых ватынском и ирунейском комплексах альба—кампана Олюторской, Вывенско-Ватынской и Лесновской зон Камчатки спилитизированные базальты, спилиты и диабазы сочетаются с вулканическими и субинтрузивными кератофирами и кварцевыми кератофирами и их туфами [Алексеев, Кузнецова, 1980; Богданов и др., 1982; Григорьев, Шапиро, 1986; Вулканогенно-кремнистые..., 1974; и др.]. Некоторые исследователи определяют кислые породы как альбитофиры или дациты и липариты [Григорьев, Шапиро, 1986]. Для этих вулканогенно-кремнистых комплексов характерны также дэйки и силлы диабазов. Таким образом, породные ассоциации позволяют выделять в рассматриваемых комплексах низкотитанистую контрастную серию вулканических пород, которая сочетается в них с высокотитанистыми базальтоидными вулканитами. Ведущая роль в составе рассмотренных вулканогенно-кремнистых комплексов принадлежит основным породам: спилитизированным базальтам, субщелочным базальтам, спилитам, диабазам и их туфам, однако в верхних толщах кератофиры и их туфы могут составлять до 50% разреза [Алексеев, Кузнецова, 1980].

Сочетание толеитовых спилитизированных базальтов и спилитов с высокотитанистыми сериями субщелочных базальтоидов установлено в юрско-меловом Янранайском аккреционном комплексе Корякского хребта [Григорьев и др., 1987]. В целом в офиолитовых ассоциациях рассматриваемых регионов выявлены ранне-, средне- и позднемезозойские спилит-кератофировые вулканические комплексы.

Минеральные преобразования. В результате петрографо-минералогического изучения продуктов преобразования пород спилит-кератофировых и связанных с ними комплексов выделены метаморфические минеральные ассоциации. Рассмотрение их начнем с пород, залегающих в основании разреза, а именно с блока серпентинитов.

В клинопироксеново-тальковой ассоциации этого блока клинопироксены слагают линзы средне- и крупнозернистого строения. Они представлены серо-зелеными эндиопсидом ($N_g = 1,694$, $N_p = 1,664$), в виде таблитчатых и призматических зерен с диаллаговой отдельностью. От диопсидов полосчатого и гипербазитового комплекса они отличаются более высоким содержанием En (табл. 31). Применительно к условиям их образования обращают на себя внимание следующие факты: 1) клинопироксены в линзах изменены незначительно, замещены выборочно, в раздробленных зонах, серпентинами, тальком или карбонатом; 2) наблюдаются две разноориентированные серии (генерации) линз клинопироксенитов; 3) образование мелких линз поздней генерации связано с наложенным повторным рассланцеванием блоков серпентинитов (рис. 38); 4) ярко-зеленые клинопироксены (эндиопсид-авгит) поздней генерации имеют более железистый состав (см. табл. 31); 5) вдоль направления позднего рассланцевания как в серпентинитах, так и в ранних клинопироксенитах ориентированы рассеянные крупные (1—1,5 см) идиоморфные свежего облика зерна позднего железистого эндиопсида или маломощные (2—6 см) послойные его скопления.

Эти данные в совокупности с результатами экспериментов в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ позволяют предполагать метаморфический генезис эндиопсидов за счет серпентина при привносе тепла и флюидов, связанных с интрузиями плагиигранитной магмы [Suzuki, Kirino, 1984]. В экспериментах образование диопсида ($Ca_{0,89}MgO_{0,85}Fe_{0,14}^{2+}Al_{0,01}Ni_{0,02}Si_{2,04}O_6$) наблюдалось в интервале

температур 450—540°C и давлении 1 кбар при диффузии в серпентиниты флюидов, содержащих кальций и кремнезем. В этих же условиях происходило образование талька. Серпентин сохранялся в основном до 450 и частично до 600°C. При

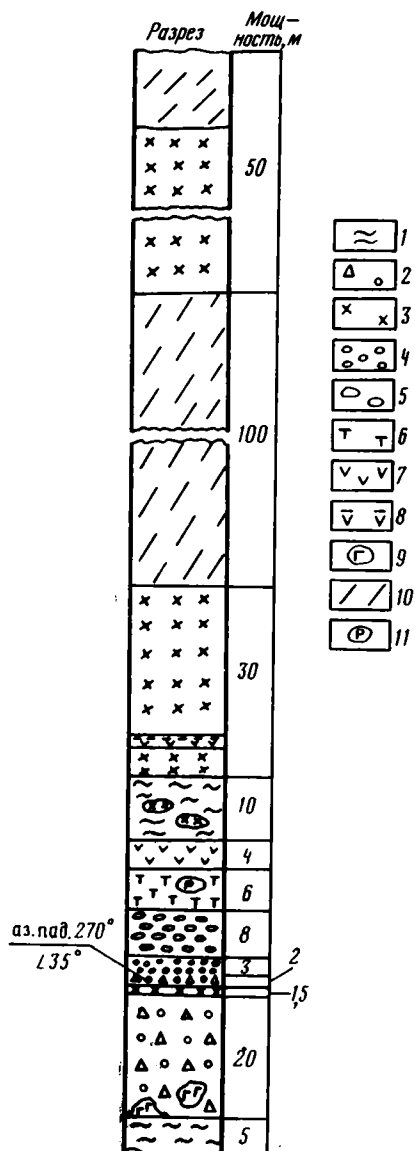
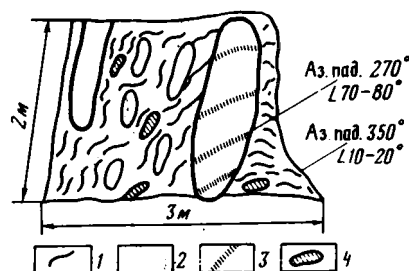


Рис. 37. Разрез спилит-кератофирового комплекса офиолитового массива горы Эконай

1 — серпентиниты будинированные и рассланцованные; 2 — брекчии кварцевых кератофиров пропилитизированные; 3 — экструзивные и вулканические кварцевые кератофиры; 4 — псефитовые туфы спилитизированных базальтов; 5 — бомбовые туфы основного состава (диабазы, спилиты); 6 — туфолавы пестроцветные контрастного спилит-кварц-кератофирового состава; 7 — лавы кератофиров; 8 — то же, с прослоями рассланцованных туфов; 9 — включения габброноритов, измененных по типу пропилитизации; 10 — шуха до пропилитизированным кварцевым кератофирам и их брекчиям; 11 — линзы радиоляритов

Рис. 38. Линзы клинопироксенитов в серпентинитах из основания спилит-кератофирового комплекса (Корякский хребет)

1 — серпентиниты; 2—4 — клинопироксениты двух генераций: 2 — ранней, 3, 4 — поздней



температурах выше 450°C наблюдалось формирование оливина. Таким образом, 450°C являются пограничным интервалом температуры, при которой образование диопсида и талька не сопровождалось присутствием оливина. В рассматриваемых природных условиях магнезиальные вмещающие породы (серпентиниты) обусловили повышение коэффициента активности кальция во флюидах, связанных с интрузиями плагиигранитных магм. Образование при этом алюминийсодержащего эндиопсида и эндиопсид-авгита можно предполагать в обстановке более высоких давлений (4—5 кбар), о чем свидетельствует субсинхронное формирование аподиабазовых роговообманково-альбитовых парагенезов (табл. 32). Тальк в рассмотренных условиях образуется позднее эндиопсида отчасти за его счет и, по-видимому, при более низких температурах (360°C), как это фиксировалось в эксперименте. Природные тальки отличаются от

Таблица 31

Содержание окислов (% мас.) и ионов (6 кислородов) петрогенных элементов
в клинопироксенах из линз двух генераций (1,2 — первая, 3, 4 — вторая)

Компоненты	1	2	3	4	Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	53,10	52,24	49,32	47,42	Al ^{VI}	0,07	0,03	0,00	0,00
TiO ₂	0,25	0,10	0,25	0,21	Ti	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	3,14	2,25	3,03	4,83	Fe ³⁺	0,03	0,04	0,11	0,09
Cr ₂ O ₃	He опр.	0,44	He опр.	He опр.	Fe ²⁺	0,10	0,12	0,15	0,13
FeO	3,30	3,81	4,72	4,14	Mn	0,01	0,00	0,01	0,005
Fe ₂ O ₃	1,23	1,45	3,93	3,25	Mg	1,00	1,05	0,90	0,95
MnO	0,14	0,13	0,18	0,13	Ca	0,72	0,71	0,85	0,84
MgO	18,28	19,00	16,10	16,74	Na	0,04	0,02	0,03	0,04
CaO	18,28	17,80	21,28	20,85	K	0,01	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,50	0,47	0,41	0,47	100(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)				
K ₂ O	0,17	0,10	0,06	0,07	Fe ³⁺ +Fe ³⁺ +Mg	11,5	13,2	24,5	18,8
Сумма	98,39	97,79	99,28	98,11	Fs	7,0	8,3	12,9	10,9
Si	1,94	1,93	1,85	1,79	En	54,0	54,7	44,9	47,0
Al ^{IV}	0,06	0,07	0,13	0,21	Wo	39,0	37,0	42,2	42,1

экспериментальных более высоким содержанием CaO, что можно объяснить экранированием кальция на контакте с серпентинитами (табл. 33).

Ассоциации амфиболитов характерны для блоков пород измененного дайкового комплекса. Альбитовые амфиболиты локализованы вдоль и вблизи границ полигональной сетки трещин отдельности дайковых диабазов. Они имеют массивные текстуры и нематогранобластовые структуры, состоят из актинолитовой роговой обманки и альбита (табл. 34). Наложенный характер термального метаморфизма, особенности локализации амфиболитов вдоль сетки трещин, пространственная связь с крупными интрузивными телами плагиогранитов и кварцевых кератофилов дают основание связывать их образование с воздействием тепла и флюидов в результате внедрения и кристаллизации плагиогранитной магмы. Условия формирования амфиболитов оцениваются температурой 450°C при неоднородном (флюидном?) давлении 2,5 и 4—5 кбар (см. табл. 32). Падение флюидного давления сказалось, по-видимому, на снижении интенсивности процессов амфиболитизации диабазов при удалении от трещин отдельности вглубь полигонов. В блоках пород тектонизированного дайкового комплекса, не затронутых процессами метасоматической плагиогранитизации, присутствуют линзовидные тела более ранних амфиболитов с ориентированными текстурами. В их составе сочетаются магнезиальная роговая обманка и андезин (см. табл. 34). Образование амфиболитов реконструируется в условиях динамотермального метаморфизма амфиболитовой фации до этапа формирования спилит-кератофирового комплекса (см. табл. 32).

Ассоциация минералов раннего флюидного метаморфизма характерна для измененных пород дайкового комплекса, включает высокоалюминиевые K- и Na-содержащие минералы и кварц, а также деанортитизированные плагиоклазы. Биотит с параметром ячейки $b = 9,23 \text{ \AA}$ сформировался за счет роговых обманок и хлорита, а скаполит, натриевая слюда, адуляр и кварц — за счет плагиоклазов (табл. 35). Формирование этих минералов может свидетельствовать о повышенных флюидных давлениях и о привносе флюидами щелочных компонентов и кремнезема. Формирование биотита за счет хлорита при воздействии высокотемпературных (> 500°C) богатых калием флюидов, связанных с внедрением гранитных интрузий, известно на примере метабазитов мезозойского возраста о-ва Маргарита в Венесуэле

Таблица 32

Условия метаморфизма пород основания спилит-кератофирового комплекса

Порода	Геотермометр Л.Л. Перчука [1970]			Геотермобарометр Л.П. Плюсниной [1983]				Геобарометр П. Рааза, Б. Лика [Ra- ase, 1974; Leake, 1965] P, кбар	Фация метамор- физма [Закрут- кин, 1968]
	Са Са+Na+K амфибола	Са Са+Na+K плагно- клаза	T, °C	Са-пла- гиоклаза, молек. доля	Al-ам- фибола, формул. ед.	T, °C	P, кбар		
Динамо- термальный амфиболит	0,71	0,34	580	0,34	2,49	550	7	>5	Амфиболи- товая
Аподиабазовые альбитовые амфиболиты	0,84	0,02	400	0,02	0,93	450	4	5	Эпидот- амфиболи- товая
	0,95	0,02	Не опр.	0,02	0,68	450	2,5	<5	
Плагиигранити- зированное габбро	0,85	0,33	460	0,33	1,01	550	2	<5	Амфиболи- товая
	0,83	0,33	460	0,33	1,06	550	2	<5	
Пропилит	0,96	0,03	Не опр.	0,02	0,59	450	2	<5	Зеленослан- цевая

Примечание. Определение T с точностью 10—15°. Не опр. — неисследованные поля на диаграмме. Данные для определения параметров см. в табл. 34, 36.

Таблица 33

Содержание окислов (% вес.) и ионов (11 кислорода) петрогенных элементов в тальках по данным валового химического анализа

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	62,16	60,29	59,40	60,40	64,32	63,84	58,69
TiO ₂	0,08	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	0,12	0,00	1,62	0,39	0,69	0,63	0,59
Fe ₂ O ₃	0,66	0,61	0,80	0,32	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	1,29	3,18	2,09	1,89	2,10	1,91	1,64
MnO	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,04	0,01
MgO	30,53	29,11	27,70	29,02	30,20	29,47	29,52
CaO	0,61	1,09	1,60	2,67	0,15	0,13	0,06
Na ₂ O	0,14	0,14	0,30	0,12	0,07	0,03	0,02
K ₂ O	0,04	0,08	0,10	0,07	0,10	0,02	0,04
H ₂ O ⁺	3,03	3,84		3,90	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁻	0,39	0,60	4,37	0,79	"	"	"
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,01	0,00	"	"	"
CO ₂	0,05	0,00	1,26	0,00	"	"	"
Сорг	0,00	0,54	Не опр.	0,00	"	"	"
Сумма	99,13	99,52	99,34	99,60	97,65	96,08	90,57
Si	3,96	3,93	3,94	3,91	4,00	4,00	3,93
Al	0,01	0,00	0,13	0,03	0,05	0,05	0,05
Fe ³⁺	0,03	0,03	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,07	0,17	0,12	0,10	0,11	0,10	0,09
Mg	2,92	2,85	2,75	2,82	2,81	2,78	2,97
Ca	0,03	0,07	0,00	0,19	0,01	0,01	0,005
Сумма	7,02	7,05	6,98	7,07	6,98	6,94	7,045

Примечание. Анализы 1, 2, 4 выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитик И.В. Шумихина. 3 — в объединенной лаборатории ВКГРЭ, 5—7 — при эксперименте [Suzuki, Kirino, 1984].

Таблица 34

Содержание окислов (% мас.) и ионов петрогенных элементов в роговых обманках (23 кислорода) и плагиоклазах (8 кислорода) в измененных породах основания бимодальной вулканической серии по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	Плагиигранитизированное габбро			Аподиабазовый амфиболит			Амфиболит	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50,30	50,84	60,99	53,36	52,96	66,51	44,54	60,25
TiO ₂	0,87	0,99	0,00	0,94	0,12	0,00	0,75	0,02
Al ₂ O ₃	6,04	6,35	25,06	5,69	4,17	18,73	13,99	24,19
Cr ₂ O ₃	0,06	0,11	0,00	0,05	0,52	0,00	0,00	0,03
FeO	12,73	12,25	0,16	9,69	7,76	0,05	12,92	0,13
MgO	16,83	16,68	0,00	17,70	21,46	0,00	7,68	0,00
MnO	0,42	0,42	0,00	0,24	0,37	0,00	0,16	0,00
CaO	10,53	10,60	7,18	11,38	12,13	0,52	11,65	6,81
Na ₂ O	1,10	0,97	7,85	1,09	0,35	11,33	1,41	7,17
K ₂ O	0,06	0,09	0,19	0,06	0,06	0,74	1,83	0,06
Сумма	98,94	99,30	101,43	100,20	99,90	97,88	94,93	98,66
Si	7,18	7,19	2,68	7,38	7,34	2,99	6,73	2,71
Al ^{IV}	0,82	0,81	1,30	0,62	0,64	0,99	1,27	1,28
Al ^{VI}	0,19	0,25		0,31	0,04		1,22	
Ti	0,09	0,10	0,00	0,10	0,02	0,00	0,08	0,00
Cr	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,52	1,45	0,005	1,12	0,90	0,00	1,62	0,005
Mg	3,60	3,55	0,00	3,67	4,39	0,00	1,74	0,00
Mn	0,05	0,05	0,00	0,02	0,04	0,00	0,02	0,00
Ca	1,61	1,61	0,34	1,68	1,80	0,02	1,89	0,33
Na	0,31	0,27	0,67	0,30	0,08	0,98	0,42	0,64
K	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,04	0,34	0,005
Mg Mg+Fe ²⁺	0,70	0,71	Не опр.	0,77	0,83	Не опр.	0,58	Не опр.
Ab	Не опр.	Не опр.	66	Не опр.	Не опр.	94	Не опр.	66
An	"	"	33	"	"	2	"	34

Примечание. 1, 2, 4, 5, 7 — роговые обманки: 1, 2, 7 — магнезиальные, 4, 5 — актинолитовые; 3, 6, 8 — плагиоклазы. Точность анализов $\pm 2\%$ к сумме окислов. Содержание окислов $\leq 0,01\%$ отнесено к нулевому. P—T-параметры см. в табл. 32.

[Maresch et al., 1985]. В исследованиях обосновывается механизм образования биотита через серию смешанослойных образований при замещении в хлорите бруситовых слоев тальковыми с дополнительным внедрением калия в межслои.

Со стадией флюидно-метаморфических изменений пород дайкового комплекса связано образование метасоматических плагиигранитов и диоритов, что детально прослежено на примере габброидов Росомашинского меланжа Корякского хребта [Юркова и др., 1984]. К этой стадии метаморфических пород дайкового комплекса следует отнести, по-видимому, образование во вмещающих дайковых породах зерен сульфидов сложного состава (табл. VI, в). Они образуются при замещении черных окисных рудных минералов и, в частности, магнетита, в том числе хромсодержащего (см. табл. 20). В пределах одного зерна различается по составу до четырех типов сульфидов (табл. 36). Изменение содержаний элементов прослежено по профилю зондирования зерна на приборе MS-46 при 15 кВ и токе 30 нА с использованием в качестве эталонов чистых металлов или металлических соединений с серой (CdS).

В природном твердом растворе Fe—Cu-сульфидов выявлены включения

Таблица 35

Содержание окислов (% мас.) и петрогенных элементов в минералах ранней стадии флюидного метаморфизма по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	39,94	41,62	57,55	57,56	62,81
TiO ₂	3,00	1,88	0,04	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	22,32	23,44	22,21	27,23	18,71
Cr ₂ O ₃	0,16	0,03	0,03	0,00	0,01
FeO	11,18	9,72	0,00	0,29	0,00
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,32	0,00	0,23
MnO	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01
MgO	12,30	13,18	0,03	0,03	0,07
CaO	0,16	0,30	5,61	0,61	0,05
Na ₂ O	0,22	1,10	10,41	7,10	0,12
K ₂ O	9,46	5,83	0,24	0,24	16,44
Сумма	98,77	97,13	96,45	93,09	98,48
Ионы	11 (0)		Si + Al = 12	11 (0)	8 (0)
Si	2,78	2,85	8,24	3,70	2,96
Al ^{IV}	1,22	1,15	3,76	0,30	0,04
Al ^{VI}	0,60	0,74	0,00	1,76	0,99
Ti	0,16	0,10	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,65	0,55	0,04	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,28	1,36	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,02	0,86	0,04	0,00
Na	0,03	0,15	2,89	0,89	0,005
K	0,84	0,51	0,04	0,02	0,99

Примечание. 1 — биотит; 2 — то же, вермикулитизированный участок; 3 — скаполит (68,5% Me); 4 — слюда; 5 — полевой шпат.

размером до 20 мкм с хромовой фазой, описанной Н.С. Рудашевским и А.Г. Мочаловым [1984]. Твердый раствор Fe–Cr–Ni-сульфидов выявлен этими исследователями в гипербазитах в виде таблитчатых зерен размером 1,3×0,5 мм в самородном хrome. Сульфиды содержат включения Mn–Cr–Ti-граната размером до 30 мкм. Образование ассоциаций рудных и силикатных минералов, в которую входили твердые растворы сульфидов Fe, Cr, Ni, этими авторами связывается с воздействием восстановительных флюидов. В составе флюидов, по их мнению, значительная роль принадлежит CO. В исследуемом случае силикатные включения присутствуют в Fe- и Cu–Fe-сульфидах. Их размеры не превышают 10 мкм, а состав соответствует составу железистых хлоритов (38,84 SiO₂, 14,28 Al₂O₃, 35,34 FeO, 2,28 MgO). Формирование хромового сульфида в дайковых породах можно связать с извлечением хрома сероводородными флюидами при разрушении хромсодержащего магнетита. О флюидной миграции хрома свидетельствуют относительно повышенные содержания этого элемента в актинолитовой роговой обманке, сформированной в эту же стадию (см. табл. 34).

Ассоциация минералов стадии региональной пропилитизации характерна для пропилитов нижней интрузивно-эффузивной части спилит-кератофинового комплекса; включает актинолит, эпидот, пренит, хлорит, альбит и кварц, которые сочетаются в породах в разных соотношениях. Актинолит присутствует чаще всего в породах с палимпсестовой диабазовой или

Таблица 36

Содержание элементов (% мас.), атомные (2S) и молярные пропорции в сульфидах по данным электронно-зондового микроанализа

Компоненты	1	2	3	4	5	6
S	48,14	48,04	30,57	30,72	33,33	48,14
Fe	44,60	44,20	30,36	31,70	27,60	44,47
Cu	0,39	0,39	29,40	29,61	30,70	0,45
Co	0,66	0,66	0,22	0,16	0,22	0,67
Ni	0,77	0,72	0,61	0,61	0,28	0,28
Cr	0,18	1,16	2,69	0,18	2,62	0,15
Mn	0,16	0,16	0,16	0,16	0,15	0,22
Al	0,11	0,11	0,11	0,16	0,17	0,14
Mg	0,08	0,08	0,08	0,12	0,45	0,13
Ti	0,23	0,20	0,18	0,20	0,24	0,26
Si	0,20	0,20	0,22	0,20	0,21	0,17
Сумма	95,52	95,92	94,60	93,82	95,97	95,08
Fe	1,06	1,05	1,14	1,18	0,96	1,06
Cu	0,01	0,01	0,97	0,96	0,92	0,01
Ni	0,02	0,015	0,015	0,02	0,01	0,01
Cr	0,005	0,03	0,11	0,005	0,10	0,01
Co	0,01	0,01	0,01	0,005	0,005	0,005
Mn	0,005	0,005	0,005	0,005	0,00	0,005
Сумма	1,11	1,12	2,25	2,175	1,995	1,10
FeS ₂	1,00	1,00	0,00	0,00	0,00	1,00
CuFeS ₂	0,00	0,00	1,00	1,00	0,95	0,00
FeS	0,11	0,09	0,14	0,175	0,00	0,10
CrS	0,00	0,03	0,11	0,00	0,10	0,00

Примечание. 1—4 — дайковый диабаз, инъецированный плагиогранитными магмами (обр. 814), различные участки зерна сложного состава (табл. VI, а), точность 100±4%; 5, 6 — пропилиты. Al, Mg, Ti, Si — отнесены за счет влияния микровключений силикатных минералов; CrS — с учетом данных Н.С. Рудашевского, А.Г. Мочалова [1984].

интерсертальной структурами (табл. 37). Пропилиты, в которых не сохраняются теневые очертания пироксенов или плагиоклазов, состоят преимущественно из эпидота, хлорита, альбита, кварца. Чаще всего в ассоциациях гидротермально-метасоматических минералов преобладает эпидот, независимо от того, сформированы эти ассоциации за счет основных или кислых пород. В высокотемпературных (с актинолитом) аподиабазовых пропилитах рентгенографически установлено присутствие корренсита — упорядоченного смешанослойного минерала состава хлорит—монтмориллонит. Основные диагностические рефлексы на дифрактограммах соответствуют значениям d , равным 28,7 и 9,46 Å, для природного образца; 31,8; 16,8; 8,03; 4,61; 3,13 Å — для насыщенного глицерином и 23,5 и 12,2 Å — для прокаленного при 550°C. По заключению Б.А. Сахарова (устное сообщение) в исследованном корренсите хлоритовые и монтмориллонитовые слои чередуются по закону $ABAB$ с $W_A:W_B = 0,5:0,5$. Для минеральной ассоциации пропилитов верхнего комплекса характерны серицит мусковитового (или гидромусковитового?) состава, эпидот, хлорит, кварц, пирофиллит, сульфиды железа и меди (см. табл. 36, 37). Набор рефлексов на дифрактограммах образца пирофиллита соответствует значениям d , равным 9,20; 4,25; 3,34; 2,445; 2,777; 2,123; 1,977; 1,817; 1,541 Å. Основные диагностические рефлексы мусковита соответствуют значениям d , равным 10,07; 3,46; 3,35; 2,558 Å.

На раннюю ассоциацию минералов в пропилитах локально накладываются гидротермальное окварцевание и карбонатизация. Такое наложение характерно

Таблица 37

Содержание окислов (% мас.) и ионов петрогенных элементов в минералах стадии пропилитизации по данным электронно-зондового анализа

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	54,06	38,98	41,38	40,36	25,69	63,50	66,92	37,95
TiO ₂	0,40	0,16	0,17	0,16	0,08	1,61	0,00	0,17
Al ₂ O ₃	3,54	23,25	24,94	21,14	19,36	25,81	19,20	24,96
Cr ₂ O ₃	0,05	0,08	0,08	0,03	0,03	0,00	0,00	He опр.
FeO	11,65	0,00	0,00	0,00	23,96	0,00	0,08	0,55
Fe ₂ O ₃	0,00	12,16	10,14	12,46	0,00	0,09	0,00	10,93
MnO	0,63	0,04	0,04	0,10	0,24	0,03	0,00	0,12
MgO	15,66	0,04	0,00	0,08	15,79	0,00	0,03	0,13
CaO	12,41	22,96	22,84	23,58	0,42	0,62	0,63	22,67
Na ₂ O	0,23	0,17	0,00	0,00	0,04	0,10	11,68	0,14
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,00	0,13	0,32	0,12	0,08
Сумма	98,64	97,85	99,59	97,91	85,74	92,08	98,66	97,70
Ионы	23 (0)		12 (0)		14 (0)	11 (0)	8 (0)	12 (0)
Si	7,66	2,97	3,05	3,07	2,76	3,97	2,98	2,88
Al ^{IV}	0,34	0,03	0,00	0,00	1,24	0,03	0,02	0,12
Al ^{VI}	0,25	2,08	2,16	1,89	1,22	1,87	0,98	2,12
Ti	0,04	0,01	0,01	0,01	0,005	0,08	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	He опр.
Fe ²⁺	1,38	0,00	0,00	0,00	2,15	0,00	0,00	0,04
Fe ³⁺	0,00	0,69	0,56	0,71	0,00	0,00	0,00	0,62
Mn	0,08	0,00	0,00	0,005	0,02	0,00	0,00	0,01
Mg	3,33	0,00	0,00	0,01	2,55	0,00	0,00	0,01
Ca	1,89	1,87	1,80	1,92	0,05	0,04	0,03	1,85
Na	0,07	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	1,00	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01

Примечание. 1 — актинолит; 2—4 — эпидоты; 5 — хлорит; 6 — пирофиллит; 7 — альбит; 8 — эпидот (данные валового химического анализа). Местонахождение: 1—7 — п-ов Шмидта, 8 — Корякский хребет (гора НаанкнеЙ).

в большей мере для зон контакта туфов и брекчий с субвулканическими телами кварцевых кератофиров. В этих зонах в полосе туфов и брекчий наблюдаются скопления (4×8 см) крупных (до 0,5 см) зерен Cu-Fe-сульфидов (см. табл. 36). Краевые части зерна последовательно замещены гематитом и гидроокислами железа. При выветривании этих пород образуются зоны дресвы, окрашенные продуктами обожжения сульфидов в желто-оранжевый цвет. Эти участки особенно заметны на правом берегу р. Рыннатанмельгын Корякского хребта. Их следует рекомендовать для обследования на железомедные сульфидные руды, обогащенные хромом, никелем, кобальтом. Сравнение с условиями локализации колчеданных руд Курило-Камчатской и Японской островной дуг показывает возможность находки Fe-Cu-сульфидных руд эксгальационно-осадочного происхождения в субсинхронных вулканогенно-осадочных флишоидных комплексах, ограничивающих выходы вулканитов контрастной серии по латерали. Применительно к геологической ситуации п-ова Шмидта предположение о колчеданности может касаться отложений томинской и тойской свит (см. рис. 8). В заключение данные, рассмотренные в этом разделе, суммированы в табл. 38, отражающей последовательность метаморфических преобразований пород спилит-кератофирового комплекса в связи с формированием интрузивных и субинтрузивных тел плагиогранитов и кварцевых кератофиров.

Таблица 38

Последовательность метаморфических преобразований пород спилит-кератофирового и пограничных комплексов в результате внедрения кислых интрузий и экзтрузий

Стадия	Породы и минералы		T, °C	P, кбар
	Вмещающие породы	Кислые интрузии и экзтрузии		
Магматическая	Гибридные кератофиры, кварцевые диориты и альбититы	Плагиограниты и кварцевые кератофиры	Нет данных	
Ранняя флюидно-метаморфическая	Альбитовые амфиболиты, плагиогранитоподобные метасоматиты с ранними хромсодержащими сульфидами в дайковом комплексе Клинопироксен-тальковая ассоциация в серпентинитах	Гранофировые сростания кварца и альбита, биотит за счет темноцветных минералов	450	2,5—5
Региональной пропилитизации	Актинолит, эпидот, хлорит, альбит, кварц, цеолиты, пирофиллит, барит, сульфиды меди и железа, корренсит		450 и ниже	Ниже 2
Наложеной карбонатизации	Кварц, кальцит, гематит за счет сульфидов		200— —300*	Ниже 2
Выветривания	Охры за счет сульфидов в дресве туфов и брекчий		Атмосферные	

*Для условий серицит-хлорит-карбонатной фации [Плюснина, 1983], остальные — см. в табл. 32

*Для условий серицит-хлорит-карбонатной фации [Плюснина, 1983], остальные — см. в табл. 32.

Петрохимия, геохимия. В этом разделе показаны результаты сопоставления по содержанию окислов некоторых петрогенных элементов в составе кварцевых кератофиров и плагиигранитов контрастных вулканических серий Корякского хребта и Сахалина с породами ряда наиболее широко известных плагиигранитных комплексов: Ньюфаундленда [Малпас, 1983], Фиджи [Гил, Сторн, 1983], "океанических" по Р.Г. Колману [Колман, Донато, 1983]. Для удобства рассмотрения в одно поле объединены фигуративные точки, соответствующие плагиигранитам и кварцевым кератофирам Корякского хребта и Сахалина. Отдельно рассматриваются метасоматические плагииграниты. Магматические плагииграниты и кварцевые кератофиры Корякского хребта и Сахалина характеризуются широкими вариациями составов. Поля этих пород в той или иной степени перекрываются с полями всех рассматриваемых комплексов (рис. 39). Для них типично содержание, %: SiO_2 65–80, Al_2O_3 9–16, MgO 0,27–2,82, K_2O 2, в отдельных образцах до 3,5, $\text{FeO}_{\text{сум}}$ 1–7,5. Метасоматические плагииграниты Корякского хребта и Сахалина характеризуются самыми низкими (до 60%) значениями SiO_2 при умеренном или высоком Al_2O_3 (до 19%) и $\text{FeO}_{\text{сум}}$ (5–9%). Содержание K_2O не поднимается выше 2%, имеется большой разброс в содержании MgO — 0,17–3,82%. По этим параметрам они наиболее близки океаническим плагиигранитам [Колман, Донато, 1983]. По содержанию K_2O основные поля группировки точек не выходят за пределы 1,6–1,7%, но во всех группах имеются анализы, превышающие 2–2,5% K_2O , что свидетельствует о миграции K_2O в ходе становления кварц-кератофировых и плагиигранитных комплексов.

По распределению нормативных альбита, ортоклаза и кварца не наблюдается каких-либо существенных различий в рассматриваемых группах. Все фигуративные точки сконцентрированы в области приблизительно равных содержаний альбита и кварца и небольшого (в среднем не выше 10%) ортоклаза. Из

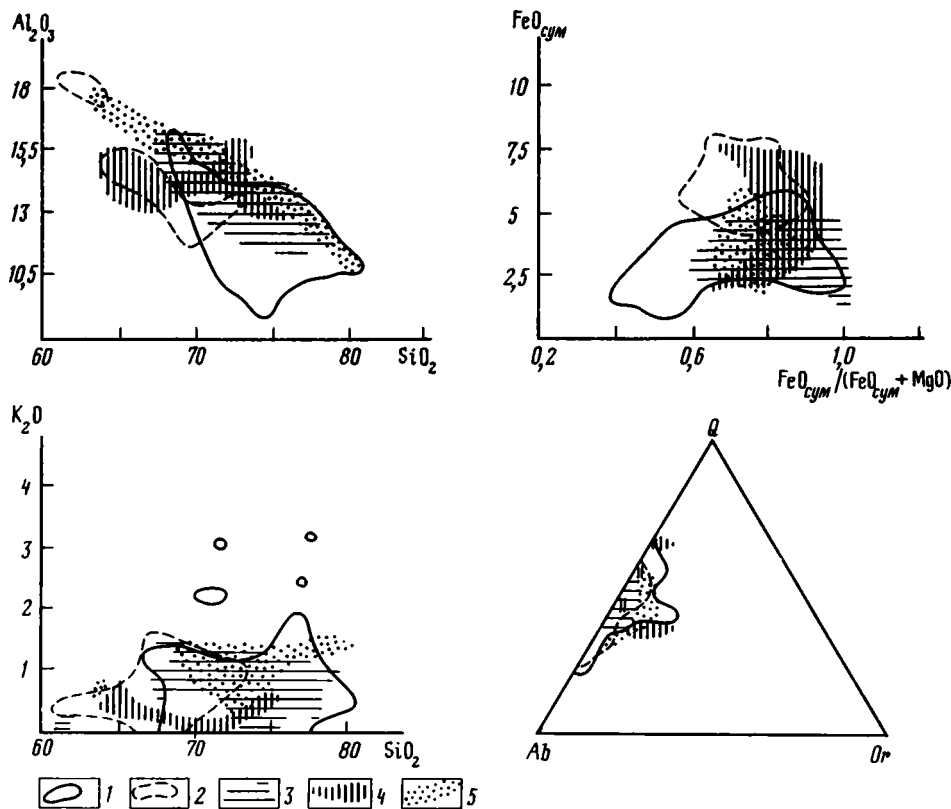


Рис. 39. Соотношения K_2O-SiO_2 , $Al_2O_3-SiO_2$, $FeO_{\text{сум}}/(FeO_{\text{сум}} + MgO)$, $Ab-Q-Or$

1, 2 — плагиограниты Корякского хребта и Сахалина: 1 — магматические, 2 — метасоматические; 3 — трондьемиты Ньюфаундленда [Малпас, 1983]; 4 — "океанические" плагиограниты [Колман, 1979]; 5 — плагиограниты Фиджи [Гил, Сторн, 1983]

сопоставляемых групп плагиограниты Ньюфаундленда и Фиджи трактуются как островодужные [Гил, Сторн, 1983; Малпас, 1983]. На диаграммах наблюдается некоторая близость их составов. К ним приближаются составы плагиогранитов и кварцевых кератофигов Сахалина и Корякского хребта, в то время как метасоматические плагиограниты наиболее близки океаническим [Колман, 1983]. По главным петрохимическим параметрам спилитизированные базальты и диабазы контрастной серии, с одной стороны, близки толеитовым базальтам фронтальной части Марианской дуги и внутреннего склона желоба, а с другой — тяготеют к вулканитам бонинитовой серии (см. главу третью).

Далее рассмотрим поведение малых элементов в породах контрастной серии Корякского хребта и Сахалина в сопоставлении с комплексами кремнекислых пород Ньюфаундленда и Фиджи. В неизмененных кварцевых кератофирах наблюдаются низкие значения, г/т: V 20, Cr 10, Co 8–10, Ni 15, Rb 1–5. Низкие содержания Rb хорошо согласуются с низкими значениями K_2O 0,1–0,3% (табл. 39). В гидротермально-метасоматически измененных кварцевых кератофирах наблюдается увеличение содержаний V до 70 г/т и особенно резкое увеличение роли ряда подвижных некогерентных элементов, г/т: Rb до 21, Ba до 670, K_2O до 2%, а также Zr от 120 до 280. В плагиогранитах эта тенденция не проявлена. Содержание V в них увеличивается от 36 в магматических типах до 66 г/т в метасоматических разностях, достигая в метасоматических диоритах 150 г/т.

это, видимо, связано с накоплением V в рудных минералах, сохранившихся первичных или образовавшихся в ходе гидротермально-метасоматических изменений. При карбонатизации происходит разрушение этих минералов, что приводит к выносу V и падению его концентрации до 8 г/т. Содержание Y изменяется не закономерно, в узких интервалах, от 18 до 38 г/т. В целом более высокие содержания характерны для неизмененных разностей кислых пород. Содержание Sr вдвое возрастает в гидротермально-метасоматически измененных породах, в том числе в пропилитах. Такое поведение Sr отмечалось и для пород дайкового комплекса. Содержание Zr в кислых породах в 2—3 раза выше, чем в основных. При этом в пропилитизированных кварцевых кератофирах его содержание повышено еще в 2—3 и более раз, составляет 282 г/т. В этих породах резко (в 10 раз) возрастает содержание Ba. Повышенные содержания Zr в пропилитизированных кварцевых кератофирах и брекчированных диабазах связаны, по-видимому, с сульфидами. Так, вдоль пляжной полосы пород контрастной серии на п-ове Шмидта в прибрежных песках присутствует сфалерит. В свете этих данных с субсинхронным формированием спилит-кератофирового комплекса, можно связать повышенные содержания Zr в туфопесчаниках сеноманского флюидного комплекса.

Содержание хрома в 10 раз повышено в высокотемпературных аподиабазовых метаморфических породах, в том числе в высокотемпературных пропилитах, и достигает 300 г/т, в то время как в зеленокаменноизмененных дайковых породах и низкотемпературных пропилитах за счет этих пород отмечаются низкие (15—18 г/т) концентрации этого элемента (см. табл. 39, 24). То же относится к никелю. Повышенные содержания Cu более характерны для основных пород. Вместе с тем содержания Cu в кварцевых кератофирах более высокие для Корякского хребта, чем для Сахалина. Магматические плагиограниты Сахалина и Корякского хребта по распределению малых и рассеянных элементов занимают промежуточное положение между двумя группами трондьемитов из офиолитовых ассоциаций Ньюфаундленда: Литл-Порт и Бей-оф-Айлендс, за исключением более низких содержаний Sr в последних. Но наибольшее совпадение средних значений рассеянных элементов можно отметить с трондьемитами Фиджи.

В ходе проведенного исследования было показано следующее:

1. Плагиограниты и кварцевые кератофиры в офиолитовых комплексах Сахалина и Корякского хребта являются членами вулканоплутонической спилит-кератофировой серии, представленной интрузивной, субвулканической и эффузивно-туфовыми фациями.

2. Высокая насыщенность флюидами магмы, сформировавшей субинтрузивные тела плагиогранитов и кварцевых кератофиров, быстрое залечивание брекчированных пород продуктами полистадийных метаморфических процессов вполне согласуются с представлениями А.Н. Леонтьева о формировании кислых пород в крупнейшей объемно-деформационной зоне аномально быстрого подъема температуры [Леонтьев, 1982].

3. Образование кислой магмы можно предполагать в результате перестройки флюидно-магматической системы, продуцировавшей основные магмы, под влиянием сбросово-сдвиговых деформаций. Кардинальные изменения структуры вещества в твердом, расплавленном, гелеобразном состоянии под влиянием сдвиговых деформаций экспериментально обоснованы академиком Н.С. Ениклоповым [1981]. Исходя из представлений, изложенных в начале главы, получение кислой магмы в данном случае можно предполагать за счет преобразования основной магмы флюидами (метагенез). При формировании кислого расплава флюиды служили источником кремнезема и щелочей, возможно, в форме элементарно-органических соединений.

4. В позднемагматическую и послемагматическую стадии флюиды способствовали перераспределению петрогенных и рассеянных элементов (Si, K, Cr, Ni,

Таблица 39

Среднее содержание окислов (% мас.) петрогенных элементов и элементов-примесей (г/т)
в породах спилит-кератофировой формации Сахалина и Корякского хребта

Компо- ненты	Кварцевые кератофиры				Плагииграниты			Трондьемиты		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>n</i>	6	3	2	5	8	12	2	10	7	6
SiO ₂	71,91	69,08	75,00	75,21	71,60	67,05	55,08	71,42	66,62	69,12
Na ₂ O	5,68	3,56	6,48	3,59	5,44	5,92	4,99	4,97	7,32	4,20
K ₂ O	0,10	1,98	0,60	0,34	0,53	0,36	0,62	0,70	0,24	0,87
V	22	70	8	23	36	66	152	43	26	44
Cr	<10	11	<10	<10	10	21	17	8	9	7
Co	8	8	<5	11	7	19	22	He опр.	He опр.	8
Ni	<15	<15	<15	10	<10	20	18	"	5	<5
Cu	18	41	<15	72	31	69	28	11	13	12
<i>n</i>	6	3	1	1	4	4	2	10	7	6
Zn	52	87	80	He опр.	40	62	40	46	41	He опр.
Ga	<10	12	10	15	13	13	13	12	21	"
Rb	5	21	5	14	8	5	5	15	5	10
Sr	230	167	149	160	200	152	486	129	100	226
Y	32	27	21	18	38	33	22	21	64	He опр.
Zr	118	282	124	43	114	101	30	60	195	109
Nb	5	10	11	1	5	<5	5	6	8	1,3
Ba	62	667	100	295	172	70	150	68	174	227
La	<10	10	<10	<10	14	<10	<10	He опр.	He опр.	He опр.
Ce	<10	10	<10	18	21	<10	<10	"	"	"
Pb	4	3	8	<10	<5	<5	<5	4	4	2
Na ₂ O/K ₂ O	56,80	1,80	10,80	10,60	10,20	16,40	8,00	7,10	30,50	4,83
K/Rb	160	782	996	202	550	598	1029	387	432	722
Rb/Sr	0,02	0,12	0,03	0,09	0,04	0,03	0,01	0,12	0,05	0,04
Ba/Sr	0,27	3,99	0,67	1,84	0,86	0,46	0,31	0,53	1,74	1,00
Ni/Co	<1,88	<1,88	3,00	0,91	1,43	1,05	0,82	He опр.	He опр.	<0,62

Примечание. 1—4 — кварцевые кератофиры: 1 — неизменные, 2 — гидротермально-метасоматически измененные без карбонатов, 3 — карбонатизированные, 4 — малоизмененные; 5, 6 — плагииграниты: 5 — магматические, 6 — метасоматические; 7 — метасоматические диориты; 11 — спилитизированные базальты и диабазы (лавы); 12 — палагонитизированный гнаукластит основной лавы; 13, 14 — пропилиты: 13 — высокотемпературные, 14 — средне- и низкотемпературные; 15, 16 — диабазы и габбродиабазы дайкового комплекса: 15 — зоны эндоконтакта, 16 — центральной зоны; 17 — роговики; 18 — катаклазиты и брекчии диабазов; 19 — термальные аподиабазовые амфиболиты; 20, 21 — граувакки: 20 — низкокремнеземистые, 21 — высококремнеземистые.

V и др.) как внутри интрузивных тел, так и при взаимодействии с вмещающими породами, что привело, в частности, к образованию гибридных пород, метасоматических плагиигранитов, альбитовых амфиболитов и пропилитов. Сравнительно высокие температуры минеральных преобразований пород могли обеспечиваться передачей тепла при тепловом изучении от большого числа интрузивных тел и конвекцией при движении флюидов в проницаемой зоне.

5. Магматические плагииграниты и кварцевые кератофиры Корякского хребта и Сахалина по соотношению петрогенных и рассеянных элементов сопоставимы с островодужными плагиигранитами Ньюфаундленда и Фиджи.

6. Анализ разносторонних данных как полученных автором, так и литературных позволяет предполагать формирование спилит-кератофирового вулканоплутонического комплекса во фронтальной (передовой) части энси-

Базальты, диабазы, пропилиты				Диабазы					Граувакки	
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
4	1	5	7	7	11	4	2	3	4	6
52,81	39,60	50,90	52,41	51,93	51,45	50,92	48,16	52,33	56,16	65,34
5,32	1,58	3,00	2,29	5,71	5,39	3,25	1,64	3,64	4,48	3,30
0,51	0,00	0,40	0,07	0,12	0,30	0,33	0,27	0,61	1,72	2,34
210	120	94	150	152	169	185	157	148	169	118
27	165	306	23	46	44	213	24	160	25	50
24	42	31	19	28	33	32	23	33	14	14
23	110	143	28	36	35	84	31	101	18	34
109	65	53	41	84	90	57	22	46	54	46
2	0	5	6	3	6	3	2	2	4	1
65	Не опр.	68	40	73	65	53	95	45	Не опр.	100
12	"	11	12	10	10	10	13	10	10	12
4	"	5	5	<5	<5	<5	5	6	Не опр.	125
226	"	438	526	69	113	343	95	395	"	322
22	"	23	24	23	26	28	23	21	"	35
51	"	38	49	33	54	52	27	44	"	151
5	"	5	5	<5	<5	<5	<5	5	"	11
25	"	244	75	30	40	40	150	150	"	1300
<10	"	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	"	<10
3	"	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	"	<10
<5	"	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	5	12
10,40	"	7,5	32,70	47,60	18,00	9,80	6,10	5,96	2,60	1,41
1085	"	664	116	>199	>487	>548	448	843	Не опр.	155
0,02	"	0,01	0,01	<0,07	<0,04	<0,01	0,05	0,02	"	0,39
0,11	"	0,56	0,14	0,43	0,35	0,12	1,58	0,38	"	4,04
0,96	2,62	4,61	1,47	1,28	1,06	2,62	1,35	3,06	1,28	2,42

Местонахождение: 1—3, 12—19 — Сахалин, 4 — Корякский хребет, 5—7, 11 — Сахалин и Корякский хребет, 8, 9 — Ньюфаундленд [Малпас, 1983]; 8 — Литл-Порт, 9 — Бей-оф-Айлендс, 10 — Фиджи [Гил, Сторн, 1983]. *n* — количество образцов. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР. Na и K определялись плазменно-спектрохимическим, V, Cr, Co, Ni, Cu — количественным спектральным методами, аналитики А.И. Гусарева и Л.В. Ильичева, остальные элементы — рентгено-флуоресцентным методом на приборе МЕСА-1044, аналитик Ю.И. Пронин. В определяемой выборке отклонения от средних содержаний элементов от 4 до 30%.

матической островной дуги и внутреннего склона желоба, связывая заключительный этап с воздыманием передовой части дуги (Балакина, 1987). В пользу этого предположения свидетельствуют присутствие кислых вулканических пород и спилитизированных базальтов в нижней части приостровных склонов Марианского и Япского глубоководных желобов, плагиогранитов в желобе Тонга, а также их ассоциация с дайковыми комплексами.

7. Со спилит-кератофировыми и ассоциирующимися вулканогенно-осадочными флишоидными комплексами можно связывать прогнозы на колчеданные руды.

8. Что касается спилитизации, то она подробно в работе не освещается, поскольку является предметом самостоятельных специальных разносторонних исследований. Исходя из материалов собственных наблюдений и размышлений

по поводу литературных данных, спилитизация оценивается как растянутый во времени процесс, который начинается в позднемагматическую стадию при преобразовании флюидами кристаллических фаз и расплава и унаследованно продолжается в пневматолито-гидротермальные стадии постмагматического изменения пород. Спилитизация протекает в условиях только определенного геодинамического режима, в частности при растяжении коры над сейсмофокальной зоной. Она часто не получает полного завершения из-за нарушения флюидно-породного равновесия в результате изменения геодинамической обстановки растяжения сбросово-сдвиговыми деформациями. В последнем случае активизируются процессы кислого магматизма и пропилитизации спилитизированных базитов.

ГЛАВА ПЯТАЯ

РОДИНГИТЫ

Как было показано в предыдущих главах, контактово-реакционные (биметасоматические) образования возникли на различных этапах формирования офиолитовых ассоциаций, от высокотемпературных (900°C) условий, реализованных при внедрении магматических пород в серпентиниты на значительной (30—40 км) глубине, до низкотемпературных образований ($\approx 150^{\circ}\text{C}$) на контакте с брекчированными вулканическими и вулканогенно-осадочными породами. К родингитам, исходя из понимания этого термина, установившегося в литературе, может быть отнесена только часть контактово-реакционных образований, а именно средне- и низкотемпературные ($< 500\text{—}550^{\circ}\text{C}$) кальциевые силикатные и алюмосиликатные метасоматические породы.

Термин первоначально был предложен П. Маршаллом для диаллаг-пренит-гроссуляровых пород, найденных в виде жил в серпентинитах горной цепи Дун, в Новой Зеландии, в долине р. Родинг [Marschall et al., 1911]. Позднее этот термин был перенесен зарубежными исследователями на кальциево-силикатные метасоматические породы, развивающиеся по дайкам в серпентинитах. В последние годы этот термин широко используется в отечественной и зарубежной литературе для метасоматических пород, сформированных на контакте алюмосиликатных пород и серпентинитов [Мосолева и др., 1971; Юркова, 1977; Колман, 1979; Агафонов, Пинус, 1981; Колесник, 1981; Головки, 1984; Селиверстов, 1980; и др.]. Родингиты охватывают большую группу контактово-метасоматических пород, сравнимую со скарнами. То обстоятельство, что родингиты во всем мире встречаются только в серпентинитах или на контакте с ними, заставляет многих исследователей связывать их образование с проявлением кальциевого метасоматоза при серпентинизации [Dal Piaz, 1969; Dal Piaz et al., 1980; Leach, Rodgers, 1978; Колман, 1979; Coleman, 1980; Агафонов, Пинус, 1981; Головки, 1984; и др.]. Р.Л. Грезенс связывает с серпентинизацией, помимо образования родингитов, также и голубосланцевый метаморфизм, отмечая в том и другом случаях высокую подвижность кальция [Gresens, 1969].

В противовес представлениям о синхронности процессов родингитизации и серпентинизации, как не удовлетворяющим геологическим, петрографо-минералогическим, геохимическим и другим данным о родингитах, рассматривается возможность привноса кальция (и алюминия) гидротермальными растворами за счет других (не ультрабазитовых) источников этих компонентов, в частности за счет комплексов, подвергающихся родингитизации, или постмагматических

флюидов [De, 1972; Hall, Ahmed, 1984; Колесник, 1981; Laurent, 1980; Phillips, Hess, 1936; Якшин, 1984; Юркова, 1977]. При этом установлено последовательное формирование метасоматических колонок при наступлении тыловых зон на передовые [Якшин, 1984]. По данным изучения РЗЭ показано участие в процессах родингитизации морской воды [Hall, Ahmed, 1984]. Температуры образования родингитов оцениваются интервалами 260—470°, реже до 500—550°C; давления — 2—4 кбар [O'Brien, Rodgers, 1973; Coleman, 1966; Leach, Rodgers, 1978; Якшин, 1984]. Вместе с тем не исключается возможность высоких давлений, которые возникают в процессе тектонического внедрения серпентинитов [O'Brien, Rodgers, 1973; Coleman, 1966; Юркова, 1977; Capedri, 1984]. Родингиты выявлены не только в офиолитовых комплексах складчатых областей континента, но и в породах срединно-океанических хребтов [Honnore, Kirst, 1975].

Данные изучения родингитов, проведенного автором, показывают, что родингитизация является широко распространенным (вездесущим) процессом, затрагивающим все типы пород офиолитового разреза и породы вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов в случае их непосредственного контакта с серпентинитами, сформированными в результате двухстадийной серпентинизации: ранней псевдоморфной и наложенной непсевдоморфной (табл. 40). Одновременно с родингитизацией алюмосиликатных пород за счет серпентинитов экзоконтактной зоны, как установлено в предыдущих главах, формировались антигорит, хризотил, хлорит и тремоли-актинолит. Следует отметить, что высококачественные амфиболовые нефриты характерны для метасоматических колонок, содержащих кварц. При этом обнаруживается связь нефрита с ассоциацией диабазов, измененных по типу пропилитов [Якшин, 1984].

Из приведенного обзора видно, что изучение родингитов, этих своеобразных геологических образований, их структурной приуроченности, строения и состава дает дополнительные критерии для понимания условий формирования и становления сложнопостроенных комплексов офиолитов в складчатых областях. Кроме того, изучение родингитов имеет большое практическое значение в связи с поисками поделочных камней (нефриты, цоизититы, пектолититы и др.) и прогнозированием Ag—Au-оруденения, локализованного в некоторых случаях в зонах контакта серпентинитов и алюмосиликатных магматических пород. Все многообразие родингитов может быть рассмотрено только при их специальном монографическом описании. В этой главе автор ограничился показом основных петрографических типов исследованных родингитов и специфики родингитизации дайковых пакетов со структурой дайка в дайке, которая еще не нашла отражения в публикациях (см. табл. 40). При этом обращено внимание на петрохимические особенности родингитов и минералы-индикаторы условий их формирования: диопсид, гранаты, ксонотлит, пектолит, пренит, датолит, хлориты. Рассмотрена также родингитизация вулканогенно-осадочных пород для того, чтобы по особенностям состава и строения этих родингитов оценить условия завершающих этапов становления офиолитов в складчатых областях.

Минеральные ассоциации и петрохимия родингитов. Данные о минеральных ассоциациях родингитов приведены в зависимости от их местонахождения и состава исходных пород (см. табл. 40). Породы с родингитовой ассоциацией минералов драгированы из Марианского и Японского желобов Филиппинского моря (табл. 41) [Геология..., 1980].

Сходство (или различие) родингитов из Японского и Марианского желобов с родингитами рассматриваемых офиолитовых комплексов трудно оценить из-за малого количества и не совсем ясного положения драгированных образцов, а также разной направленности их изучения. В целом данные табл. 40, 41 показывают, что состав родингитовых минеральных ассоциаций зависит от состава

Таблица 40.
Минеральные ассоциации родингитов

Исходные породы	Местонахождение	Ассоциация минералов
Пакеты полудак диабазов первой серии	1, 2	Гранаты*, хлорит, пектолит, стильпномелан, актинолит, натролит, сфен
Пакеты полудак диабазов и габбродиабазов второй серии	2	Диопсид, везувиан, хлорит, пренит, ксонотлит, гранаты, сфен, актинолит
Пакеты полудак диабазов и габбродиабазов, не разделенные на серии	1	Хлорит, гранаты, пренит, биотит, пумпеллинит, анальцит, натролит
	3	Хлорит, гранаты, пренит, пектолит, сфен, актинолит, цеолиты
	4	Хлорит, гранаты, пренит, пектолит, сфен, актинолит
Вмещающие габбро и диабазы	5	Хлорит, везувиан, гранаты, ксонотлит, сфен, актинолит
Амфиболитизированные габбро и габброамфиболиты	5	Хлорит, пектолит, гранаты, сфен, актинолит, эпидот
Габбропегматиты	3	Пренит, датолит, актинолит, гранаты, цеолиты
	4	Хлорит, пренит, сфен, актинолит, гранаты
Габбронориты	4	Диопсид, роговая обманка, пренит, гранаты, хлорит
Плагнограниты	2	Пренит, стильпномелан, хлорит, актинолит, тремолит, кварц, клиноцоизит, сфен, рибекит, калиевый полевошпат
	4	Пренит, гранаты, сфен, актинолит, кварц
Пироксениты	1	Хлорит, гранаты, сфен, актинолит, серпентин
	3	Хлорит, гранаты, пренит, актинолит
	4	Хлорит, пренит, гранаты, лейкоксен
Перидотиты (лерцолиты, верлиты)	4	Диопсид, роговая обманка, хлорит, гранаты, герцинит ± пренит
Субщелочные базальты (дайки)	2	Диопсид, хлорит, пренит, гранаты, сфен
Субщелочные базальты и их туфы	5	Хлорит, пренит, эпидот, анальцит, пумпеллинит, альбит, кальцит, лейкоксен
	6	Диопсид, хлорит, пренит, ксонотлит
Брекчии и туфы спилит-кератофирового комплекса	5	Хлорит, пектолит, гранаты, альбит, эпидот, актинолит, кварц, сфен, лейкоксен, кальцит ± сульфиды

* Гранаты здесь и далее представлены гибшитом иgrossуляром.

Примечание. Местонахождение: 1 — дунит-гарцбургитовый массив; 2 — протрузивные тела серпентинитов; 3 — серпентинитовый меланж, надвинутый на флишолды; 4 — полосчатый комплекс; 5, 6 — на контакте: 5 — с протрузивными телами серпентинитов, 6 — с серпентинитами полосчатого комплекса.

исходных пород. Особенно выразительно эта зависимость прослеживается при сравнении родингитов, сформированных за счет диабазов и габбродиабазов первой (амфиболитизированных и альбитизированных) серии и второй (пироксеновых) серий полудак. Для первых характерны Na-содержащие минералы (натролит, пектолит), для вторых — Ca-содержащие (диопсид, везувиан, пренит). Наследование родингитами состава исходных пород, очевидно, было усилено при воздействии флюидов, неоднократно (3—4 раза) пополняемых в связи с формированием пакетов дайк в дайке. Для обсуждения проблемы аподайковых родингитов рассмотрим строение и состав биметасоматических колонок, которые сформировались за счет пакетов подудак, локализованных в протрузивных телах серпентинитов в виде будин. Протрузии серпентинитов приурочены к

Таблица 41

Состав пород с родингитовой ассоциацией минералов

Исходные породы	Ассоциация минералов
Габбро и диабазы	Дидпсид, хлорит, пренит, актинолит, эпидот (клиноцоизит)
Габброанортозиты	Диопсид, хлорит, пренит, актинолит, соссюрит
Пироксениты	Диопсид, хлорит, актинолит, серпентин, тальк, магнетит

разломам северо-западного простирания и вытянуты в этом направлении. Они расположены на границе разнородных блоков офиолитов и протягиваются от 70—100 м до 2 км, достигая в поперечнике 0,3 км (см. рис. 8). Серпентиниты вмещают пакеты полудаек диабазов и габбродиабазов, которые в краевых частях превращены в родингиты. Как серпентиниты, так и дайковые пакеты в разной мере подверглись будинажу. Дайковые полосы в направлении, перпендикулярном их простиранию, разбиты на блоки уплощенно-линзовидной или ромбоидальной формы, длиной от 1,5—3 до 25 м, в поперечнике от 0,3—0,5 до 8 м (табл. VII, б). Они часто имеют пережимы, где мощность сокращается в 3—5 до 10 раз [Юркова, 1977]. В протрузии они располагаются линейно-параллельно. Насчитывается до 4—5 линий будинированных дайковых полос, параллельных боковым ограничениям протрузий.

Пакеты полудаек диабазов в протрузиях сочетаются с дайками родингитизированных плагиогранитов и альбититов. Внутри будинированных дайковых пакетов наблюдаются включения вмещающих серпентинитов размером 0,25×0,5 м, захваченные как при внедрении магмы в серпентиниты, так и при расслоении дайковых пакетов в процессе протрудирования их вместе с серпентинитами. Мощность зон родингитизации от 0,3 до 1 м. Маломощные (0,3—0,5 м) линзы и зоны пережимов обычно изменены на всю мощность. Характер изменения неоднородный, зональный. Ниже приведен пример метасоматической колонки родингитов, сформированных за счет пакетов полудаек первой серии (устье р. Талики). Метасоматические зоны перечисляются в направлении от наружных к внутренним частям родингитового слоя в лежащем боку будины мощностью более 3 м (аз.пад. 230°, < 75°). В табл. 42 приведен химический состав метасоматитов различных зон.

1. Смесь магнезиальных хлоритов двух типов содержит единичные зерна сфена и пектолита, прожилки кальцита (обр. 546, 455); характерна тонколистоватая текстура. Мощность 2—3 см. Оптические и кристаллохимические особенности хлоритов рассмотрены далее в этой главе.

2. Пектолит ($\text{Na}_{0,98}\text{K}_{0,01}\text{O}_{0,99}\text{Ca}_{2,04}(\text{Si}_{2,95}\text{Fe}_{0,03}^{3+}\text{Fe}_{0,01}^{2+})_2,99\text{O}_8(\text{OH})$) в виде зерен удлиненно-призматической или игольчатой формы, ориентированных вдоль контакта. $N_g = 1,633 \pm 0,001$; $N_m = 1,640 \pm 0,001$; $N_p = 1,596 \pm 0,001$; $N_g - N_p = 0,037$ (обр. 1092, 478); мощность 2—5 см.

3. Ассоциация пектолита и натролита, слой гранобластовой структуры. Показатели преломления натролита: $N_g = 1,483 \pm 0,001$; $N_p = 1,470 \pm 0,001$; $N_g - N_p = 0,011$ (обр. 548). Мощность 5—7 см.

4. Метасоматическая порода немагнотрогнобластовой структуры, ведущая роль в ее составе принадлежит пектолиту и магнезиальному хлориту, в небольшом количестве содержатся гибшит, сфен, эпидот и актинолит и мельчайшие изолированные и в виде скоплений зерна магнетита (рудная "сыпь"). Мощность 10—15 см. Порода иссечена прожилками пектолита (обр. 536).

Таблица 42

Химический состав метасоматических зон родингитов р. Талики, % вес.

Компоненты	546	455	1092	478	548	536	1070	540	537	444	1085
	1		2		3	4	5	6			7
SiO ₂	33,56	33,47	50,82	52,30	48,83	43,86	27,85	26,94	25,91	33,06	53,62
TiO ₂	0,05	0,42	0,04	0,00	0,43	0,56	2,55	1,44	0,90	1,13	0,59
Al ₂ O ₃	11,11	13,66	1,62	0,06	13,21	8,14	13,48	20,15	18,46	15,19	15,19
Cr ₂ O ₃	0,18	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe ₂ O ₃	2,57	1,36	0,48	0,62	0,54	1,80	5,65	2,91	4,69	5,76	1,82
FeO	4,46	5,14	0,79	0,14	0,44	4,18	21,63	18,43	12,10	6,34	7,13
MnO	0,09	0,14	0,03	0,01	0,03	0,07	0,34	0,15	0,16	0,24	0,13
MgO	29,44	33,54	3,31	0,00	0,55	8,88	14,34	13,05	9,72	14,21	5,91
CaO	3,07	1,00	29,79	34,73	18,08	20,03	2,77	6,05	15,56	15,06	7,34
Na ₂ O	0,25	0,08	8,03	9,06	12,45	5,20	0,17	0,20	0,11	0,32	4,60
K ₂ O	0,25	0,09	0,10	0,07	0,16	0,15	0,34	0,07	0,08	0,03	0,92
P ₂ O ₅	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,10	0,25	0,77	0,55	0,12	0,05
H ₂ O ⁺	Не опр.	10,96	Не опр.	2,38	5,29	Не опр.	9,56	Не опр.	8,62	Не опр.	2,02
H ₂ O ⁻	1,01	0,58	0,19	0,42	0,39	0,46	0,86	0,44	0,50	0,67	0,28
П. п. п.	13,42	Не опр.	4,30	Не опр.	Не опр.	6,66	Не опр.	7,79	Не опр.	7,93	Не опр.
CO ₂	Не опр.	0,00	Не опр.	0,74	0,22	Не опр.	0,00	Не опр.	2,28	Не опр.	0,00
C	"	0,14	"	0,00	0,00	"	0,00	"	0,00	"	0,00
Сумма	99,48	100,58	99,51	100,53	100,64	100,09	99,79	98,39	99,64	100,06	99,60

Пр и м е ч а н и е. Анализы обр. 445, 478, 548, 1085, 1070, 537 выполнены методом "мокрой химии" в химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитики И.В. Шумихина, И.Л. Бирюкова; остальные — в химико-аналитической лаборатории Воркутинской КГРЭ, аналитик А.Н. Морозова.

5. Магнезиально-железистый хлорит со стилпномеланом (20% об.) и единичными зернами сфена (обр. 1070). Мощность 2—3 см.

6. Метасоматическая порода состоит из магнезиального хлорита, гибшита ($N=1,682$) и гроссуляра ($N=1,730$), присутствующих в разных соотношениях. Гранаты вместе составляют до 30—40% объема. В небольшом количестве присутствуют сфен и актинолит. Последний развивается по обыкновенной роговой обманке исходной породы. Мощность слоя до 0,5—0,7 м (обр. 537, 540).

7. Амфиболитизированный габбродиабаз (обр. 1085).

В приведенной метасоматической колонке слой 5 сформирован за счет породы зоны закалки второй полудайки относительно первой. Для сравнения следует обратить внимание на особенности родингитизации вмещающих габброидов без структуры дайка в дайке. В этом случае с амфиболитизированными габбро-диабазами непосредственно граничат родингиты слоя 4 (табл. VII, в). Такая ситуация прослежена на контакте серпентинитов с дайковым комплексом в районе мыса Тумф на п-ове Шмидта (см. рис. 8). Три полудайки, внедренные одна в другую, насчитываются по тонким хлоритовым слоям, маркирующим зоны закалки в метасоматической колонке, рассмотренной далее.

Химический состав родингитов этой колонки приведен в табл. 43. Описание ведется от лежачего бока (аз.пад. 260° , $\angle 60^\circ$) к висячему в краевой части блока мощностью около 5 м, выявленного в протрузии серпентинитов в устье р. Талики. Родингиты приурочены к полосам мелкобугорчатых серпентинитов. Будины серпентинитов размером от 2×5 до 5×15 см тесно соприкасаются одна с другой, сложены черным плотным афанитовым апогарцбургитовым серпентинитом псевдоморфной структуры. В зоне контакта в направлении от серпентинитов (слой 5) к родингитам последовательно прослеживаются сначала тонколистоватые апогарцбургитовые серпентиниты в виде полосы мощностью 10—12 см (слой 4), затем — хлоритизированные серпентиниты непсевдоморфной структуры в виде слоя 3 мощностью 4—6 см (рис. 40). Серпентиниты последнего слоя характерны для вторичных серпентинитов из блоков офиолитового меланжа, надвинутых на флишюиды (см. главу первую). Они названы серпентинитами "скольжения". Непосредственное соприкосновение аподайковых родингитов (слой 1) и серпентинитов происходит через зону серпентинитовой брекчи (слой 2), которая ниже описана как первая зона метасоматической колонки (см. табл. 43).

1. Мелкощебенчатая брекчия апогарцбургитового серпентинита, сцементированная хлоритом, который составляет 25% объема породы (обр. 1009). Содержит четковидные расположенные линзочки диопсид-хлоритового состава размером до 6×15 см (обр. 1082, 1083). Содержание диопсида в линзовидных обособлениях обычно достигает 40—50%. Однако выявлены и мономинеральные линзочки с высокомагнезиальным диопсидом ($\text{Fs}_{1,0}\text{En}_{49,2}\text{Wo}_{49,8}$). Мощность зоны брекчи достигает 25—40 см, зависит от мощности родингитизированных блоков. Минимальная ее величина 5—10 см.

2. Тонколистоватые хлориты типа пенина (см. табл. 42, обр. 455). Мощность 6—10 см.

3. Метасоматическая порода, состоящая из хлорита (50—60%), пектолита (30—40%), стилпномелана (5—7%), гранатов (3—5%) и лейкоксенизированных рудных зерен. Мощность 25—40 см.

4. Мелкопластинчатый магнезиально-железистый хлорит ($\text{Mg}_{2,49}\text{Fe}_{0,33}^{3+}\text{Fe}_{1,89}^{2+}\text{Al}_{1,15}\text{Mn}_{0,01}\text{Ca}_{0,06}\text{K}_{0,01}\text{Si}_{5,94}(\text{Al}_{1,36}\text{Si}_{2,64})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ типа рипидолита [Evarts, Schiffman, 1983]. Количество ионов в нем рассчитано по данным табл. 43 после вычитания содержания окислов, входящих в состав сфена (CaTiSiO_5). Представлен в виде

Таблица 43

Химический состав метасоматических зон родингитов мыса Тумф, % мас.

Компоненты	I	4	5	8	Ia	
	1009	1005	1004	1002	1082	1083
SiO ₂	37,61	24,97	27,08	25,69	46,08	43,86
TiO ₂	0,02	1,25	1,20	1,24	0,09	0,23
Al ₂ O ₃	4,88	19,36	19,27	19,36	6,06	8,81
Cr ₂ O ₃	0,19	0,08	0,00	0,00	0,34	0,00
Fe ₂ O ₃	3,66	4,06	3,46	1,91	2,00	3,45
FeO	2,04	20,62	18,09	22,27	3,89	4,46
MgO	36,26	15,10	11,38	15,79	25,50	23,30
MnO	0,10	0,18	0,17	0,24	0,11	0,14
NiO	0,25	0,09	0,05	0,04	He опр.	He опр.
CaO	0,22	1,47	8,73	1,32	8,50	7,50
Na ₂ O	0,05	0,03	0,02	0,04	0,23	0,23
K ₂ O	0,33	0,12	0,05	0,13	0,07	0,07
P ₂ O ₅	0,12	0,67	0,62	0,57	0,02	0,03
H ₂ O ⁺	8,51	10,10	8,09	10,21	He опр.	He опр.
H ₂ O ⁻	0,79	0,27	0,29	0,26	0,57	0,62
П. п. п.	4,79	He опр.	He опр.	He опр.	6,20	6,75
CO ₂	0,30	0,00	0,00	0,00	He опр.	He опр.
C	0,16	0,24	0,10	0,73	"	"
Сумма	100,28	98,61	98,69	99,80	99,66	99,45

* Примечание. Анализы обр. 1009, 1005, 1004, 1002 выполнены в лаборатории ГИН АН СССР спектрохимическим методом на приборе У-48, разделение железа, определение воды — методами "мокрой" химии; остальные — в химико-аналитической лаборатории Воркутинской КГРЭ методом "мокрой" химии, аналитик А.Н. Морозова.

хорошо образованных пластинок, плеохроирующих от светло-зеленой окраски до бесцветных. Содержит 3—4% октаэдрических и конвертообразных коричневатых зерен сфена (обр. 1005). Мощность 1—3 см.

5. Аподиабазовая метасоматическая порода с палимпсестовой порфирированной структурой, состоит из хлорита (70—75%), гранатов (20—25%), сфена (3—5%). Мощность 40 см (обр. 1004).

6. Мелкопластинчатый магнезиально-железистый хлорит (см. зону 4). Мощность 1—1,5 см.

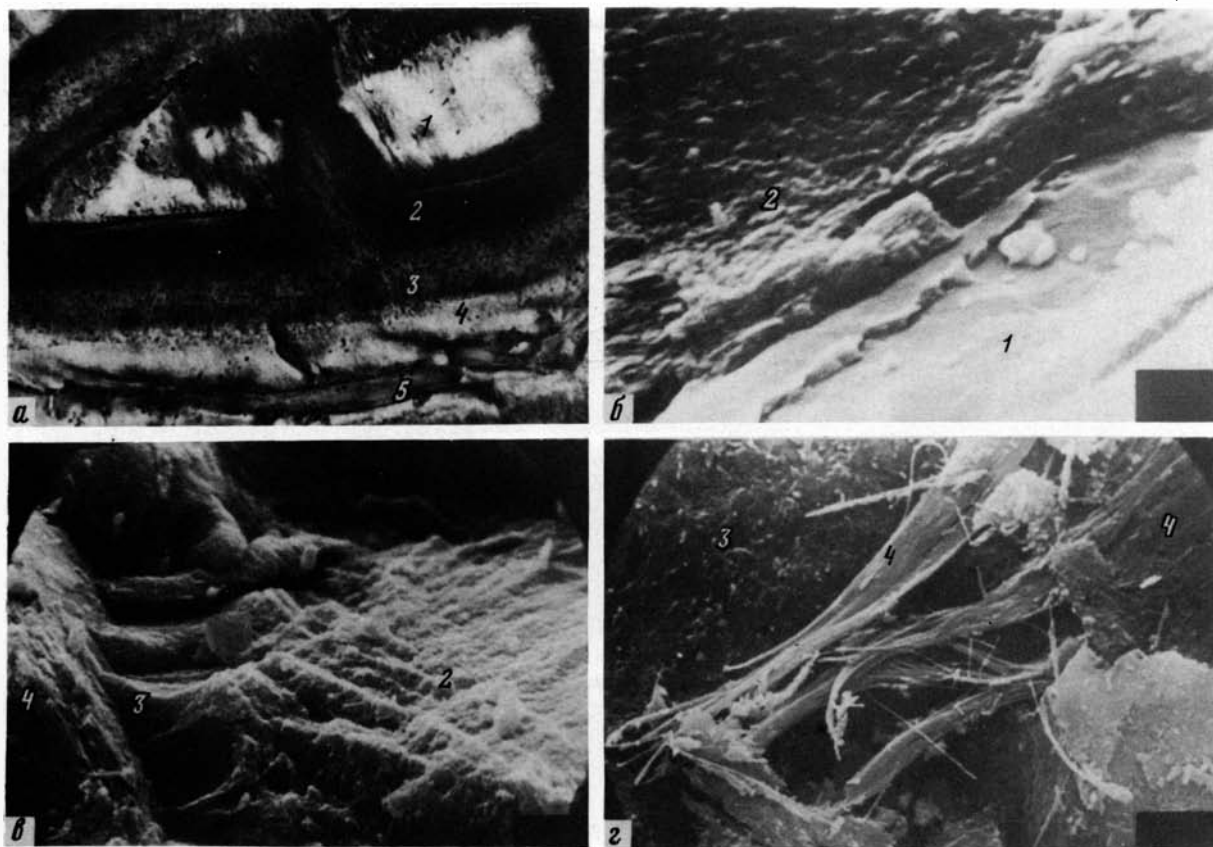
7. Метасоматическая порода зоны 5. Мощность 70—80 см.

8. Магнезиально-железистый хлорит (Mg_{2,58}Fe_{0,16}Fe_{2,02}Al_{1,16}Mn_{0,02}Ca_{0,05}K_{0,01})_{6,0}(Al_{1,32}Si_{2,68})₄O₁₀(OH)₈. Он аналогичен хлориту зон 4 и 6. Мощность невыдержанная, от 1 до 5 см (см. табл. 43, обр. 1002).

9. Карбонатизированная брекчия серпентинита. Мощность 35—40 см.

Результаты изучения около десятка родингитизированных блоков показывают, что тонкие хлоритовые слои, отмечающие зоны закалок, полудак, повторяются вначале через 0,15—0,45 м, а затем — через 0,7—1 м. Эти величины сопоставимы с изменением мощностей полудак первой серии (см. рис. 9). Хлориты внутренних зон закалки имеют магнезиально-железистый состав, отличный от магнезиальных хлоритов, сформированных непосредственно на контакте с серпентинитами. Судя по составу хлорита и локально различным палимпсестовым интерсертиальным структурам зона 8 в последней из рассмотренных метасоматических колонок является метасоматически преобразованной эндоконтактовой породой 4-й полудайки, по-видимому, сорванной при расслоении

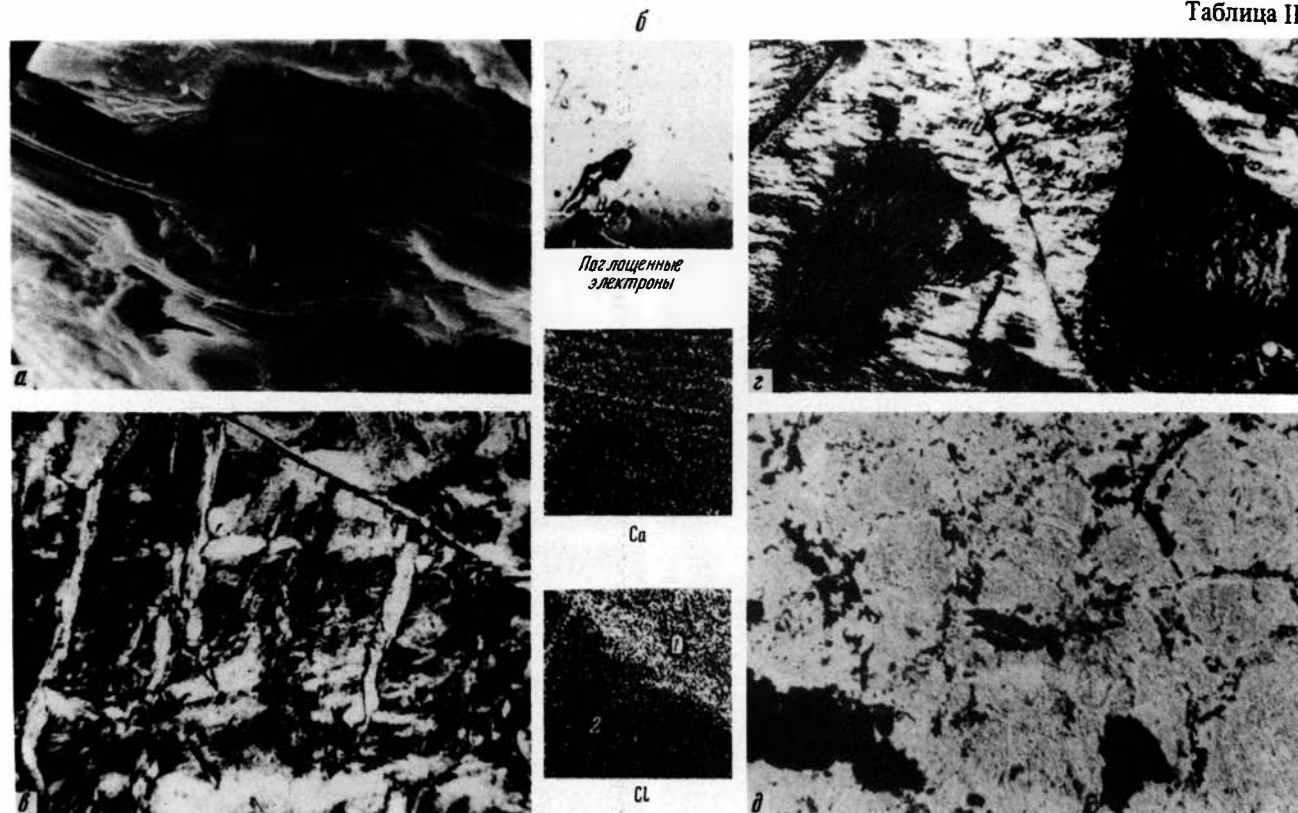
Таблица I



Строение петли в апогарцбургитовом серпентините

а — микрофото шлифа, ув. 125, без анализатора; б—г — снимки в растровом электронном микроскопе. Длина черного прямоугольника внизу: б—2, в, г — 4 мкм, 1 — оливин; 2 — антигорит с включениями железистого никеля (центральная часть полости петли), 3 — лизардит с включениями железистого никеля (краевая часть полости петли); 4 — просечка, образующая петлю (лизардит+клинохризотил); 5 — долгоживущие каналы миграции флюидов, выполненные

Таблица II



Снимки серпентинитов и серпентинитов

а — снимок бастита по ортопироксену в растровом электронном микроскопе, длина черного прямоугольника внизу 4 мкм; *б* — растровое изображение элементов в рентгеновском K_{α} излучении для серпентина (1), образованного по ромбическому пироксену (2), растр 100×100 мкм; *в-д* — микрофото шлифов серпентинитов: *в* — протрузии, ув. 32, николи +, *г* — блоков офиолитового меланжа, налегающих на вулканогенно-осадочный флишеидный комплекс, ув. 64, николи +, *д* — массивных аподунитовых, ув. 85, николи ||

Таблица III

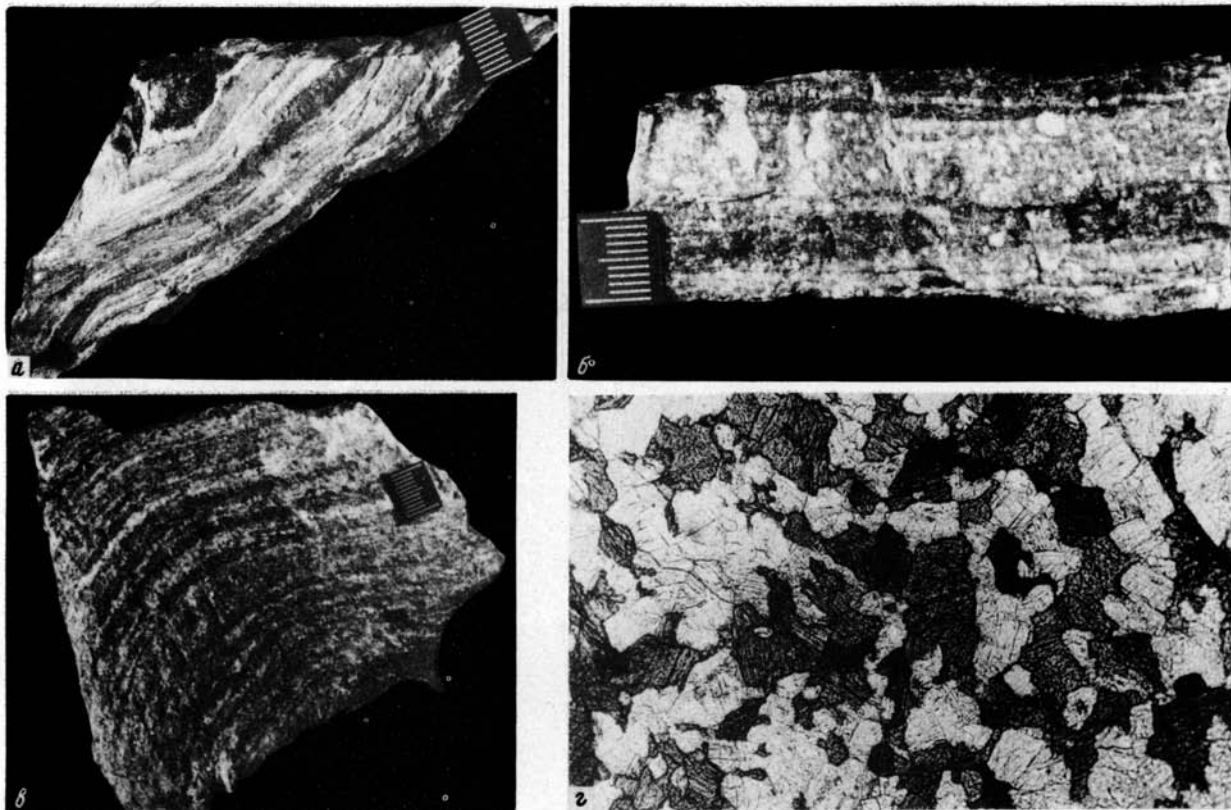
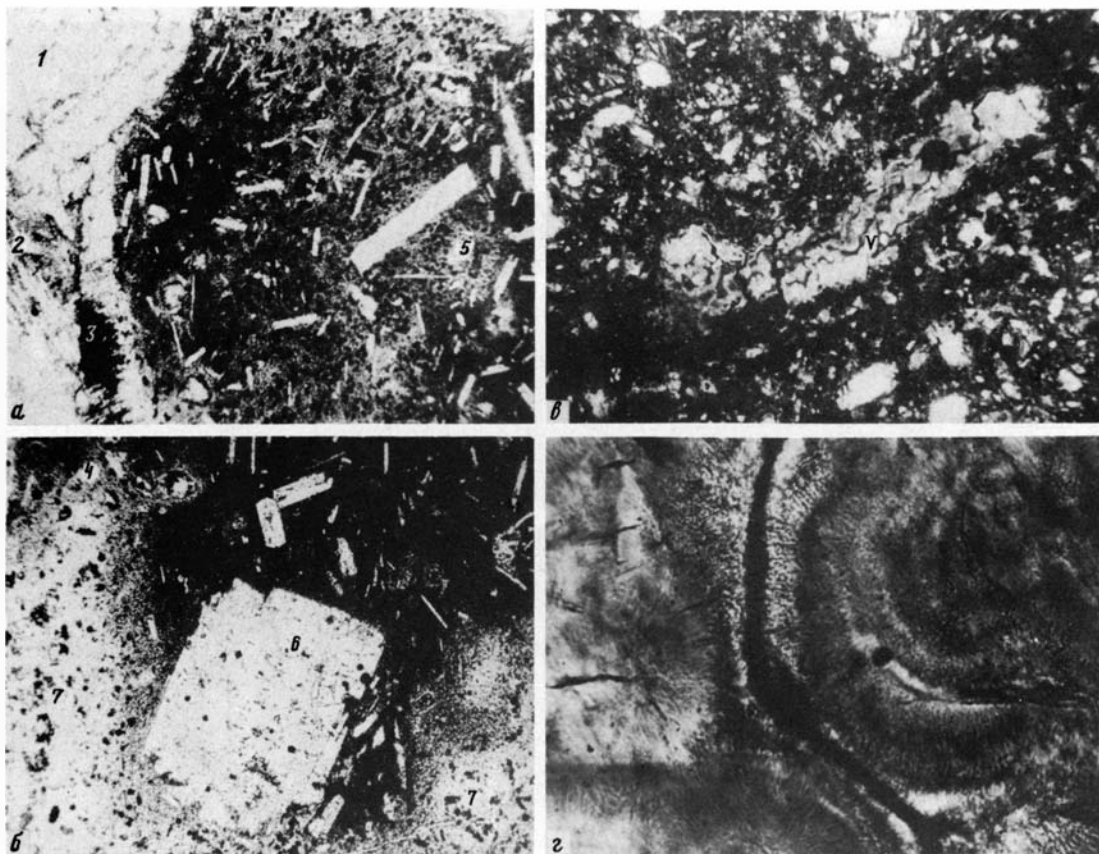


Фото штуфов амфиболовых сланцев (а) и филлонитов (б, в), уменьшено в 1,5 раза (верховье руч. Лагерного). Микрофото шлифа термального амфиболита в дайковом комплексе (г), ув. 16, николи ||

Таблица IV

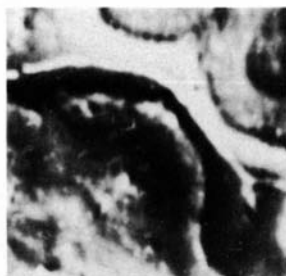
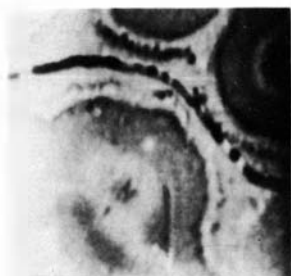


Микрофото шлифов базальтов зоны закалки

а — г — на контакте: **а, б — с габбро** (Камчатский мыс), ув. 2, 8, **в, г — с серпентинитами:** **в — локализация кавитационных везикул (V), ув. 5, черное пятно — область исследований на микроанализаторе, г — детализация строения везикул, ув. 500, николи ||.** **1—3 — измененные минералы габбро:** **1 — плагиоклаз, 2 — клинопироксен, 3 — пиритизированные рудные;** **4 — контактовая полоска хлорита; 5 — сегрегация пумпеллиита с хлоритом; 6, 7 — плагиоклазы габбро, захваченные базальтами зоны закалки:** **6 — малоизмененные, 7 — разложенные**

а

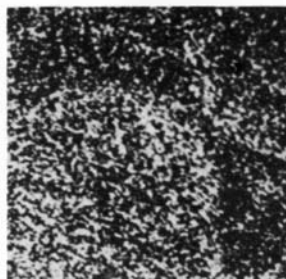
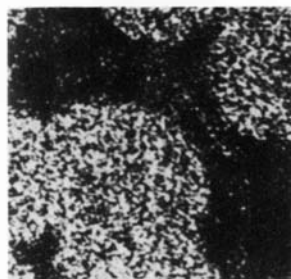
б Таблица V



*Поглощенные
электроны*

*Отраженные
электроны*

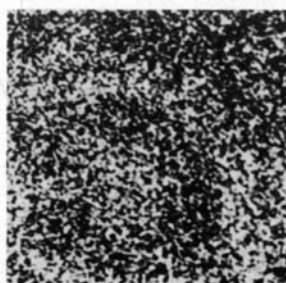
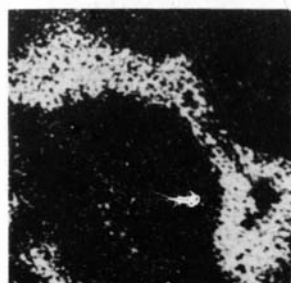
*Отраженные
электроны*



K

Fe

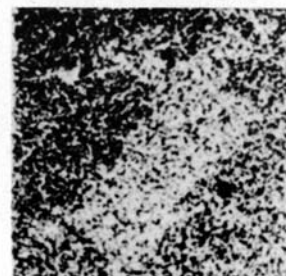
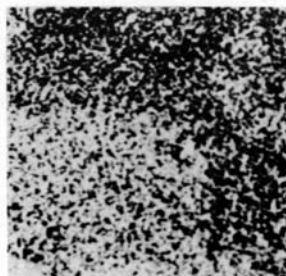
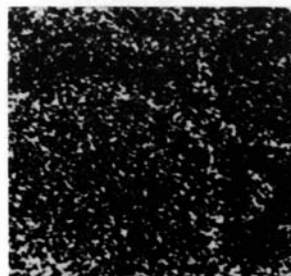
K



Ca

Al

Na



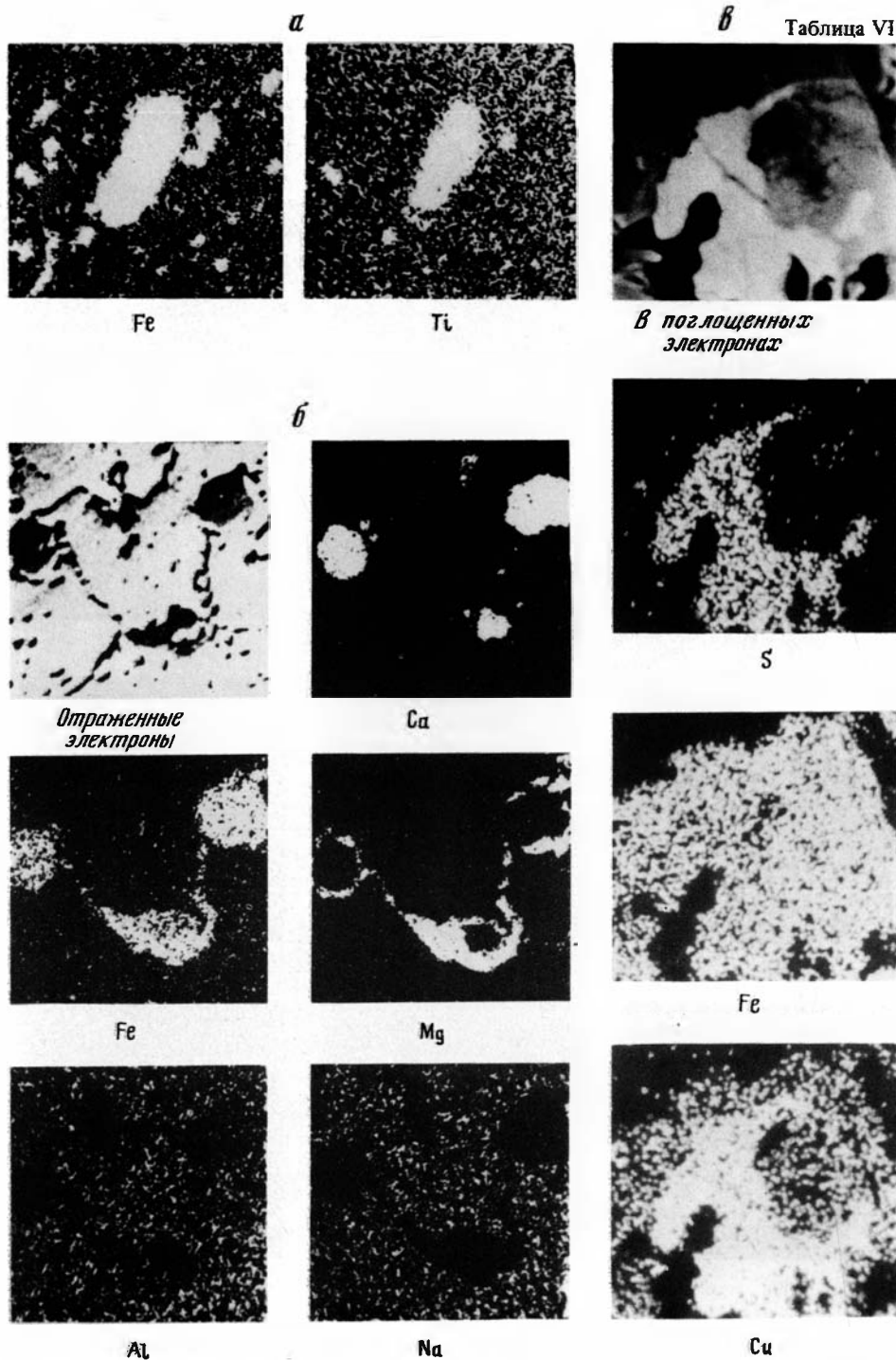
Mg

Si

Si

Растровые снимки в рентгеновском излучении $K\alpha$ (микроанализатор MS-46)

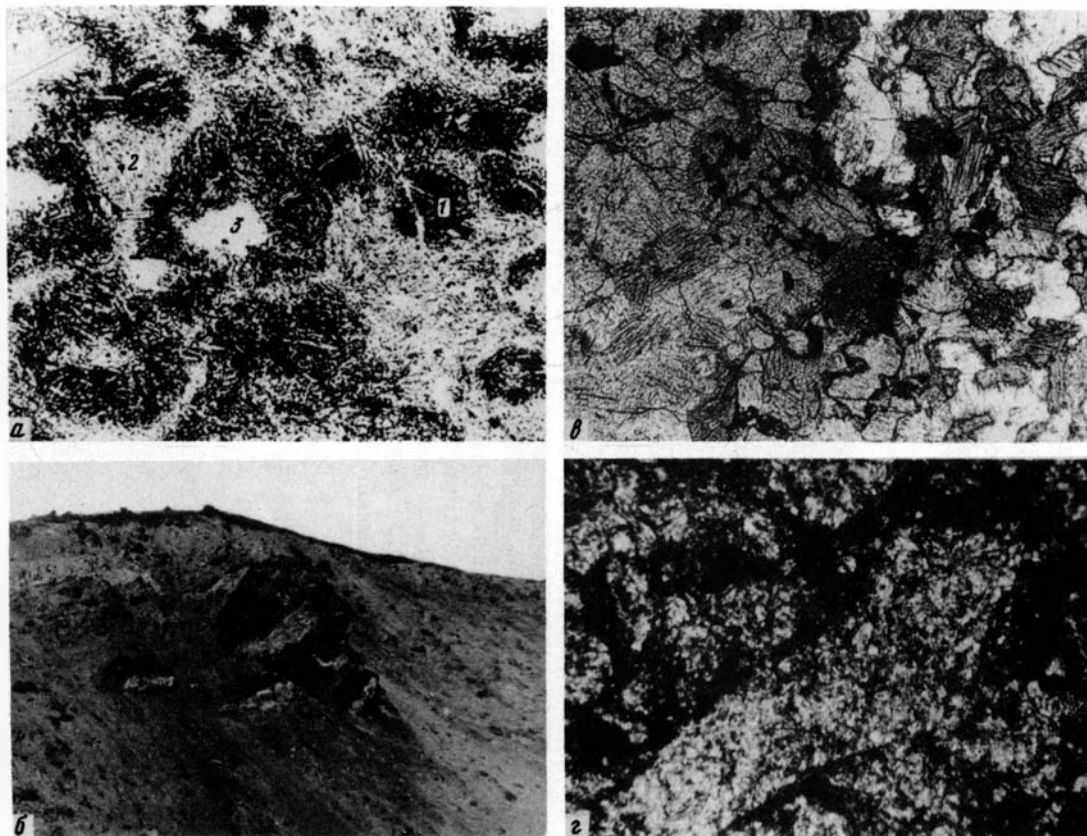
а — везикулы зоны эндоконтакта базальта; *б* — калиевый цеолит в анализиме. Растры 200×200 мкм. Светлые участки соответствуют высоким содержаниям элементов



Растровые снимки в рентгеновском излучении K_{α} (микроанализатор MS-46)

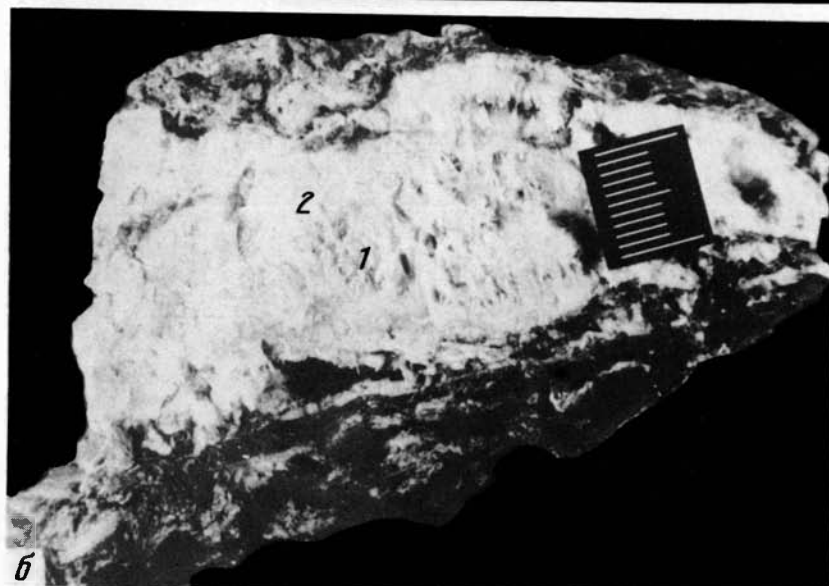
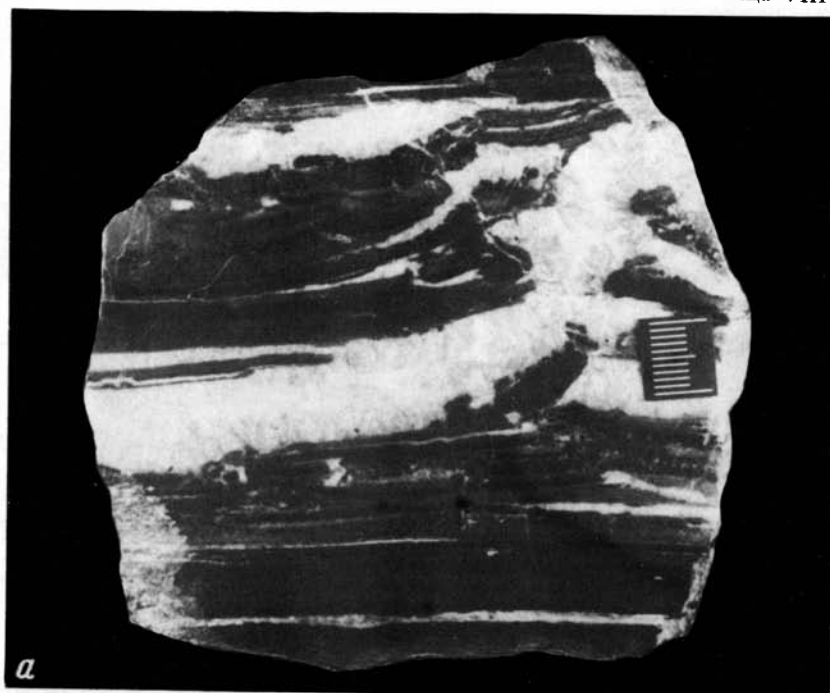
а — рудные включения, растр 26×26 мкм; *б* — гранат в анальциме, растр 200×200 мкм; *в* — сульфиды, растр 300×300 мкм. Светлые участки соответствуют высоким содержаниям элементов

Таблица VII



Снимки шлифов пород и обнажений родингитов

а — микрофото туфолавы спилит-кератофирового комплекса п-ова Шмидта: 1 — включения спилитизированного базальта, 2 — основная масса породы состава кварцевого кератофира, 3 — кварц; б — фото обнажения родингитов за счет дайковых пакетов (устье р. Талики п-ова Шмидта); в — микрофото родингита (слева) за счет вмещающего габбродиабаз-амфиболита (справа) из дайкового комплекса п-ова Шмидта, ув. 16, николи; г — микрофото родингитов за счет брекчий спилитизированных базальтов, ув. 16 николи



Снимки штуфов пород

а — фото пренитизированных гемипелагитов (полированная поверхность); б — фото слоя ксонотлита с диопсидом (гора Наанкней). 1 — диопсид, 2 — ксонотлит. Оценка увеличения по линейке

Слой	Состав	Мощность, см
5		> 50
4		10—12
3		4—6
2		25—40
1		6—10

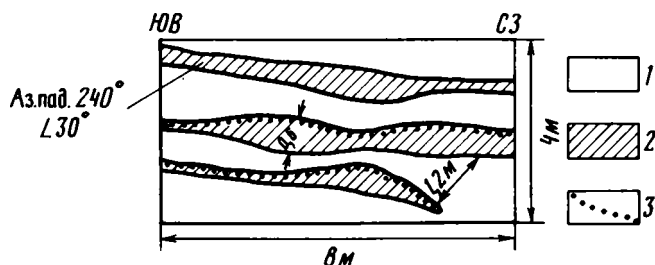


Рис. 40. Разрез контактово-реакционных слоев за счет серпентинитов

1 — хлорит; 2—5 — серпентиниты: 2 — повторно сцементированные после брекчирования, 3 — вторичные, "скольжения", 4, 5 — апогарцбургитовые: 4 — тонкослоистоватые, 5 — мелкобугорчатые

Рис. 41. Расслоение родингитизированных дайковых пород в серпентинитовой протрузии (устье р. Талики п-ова Шмидта)

1 — рассланцеванные серпентиниты; 2, 3 — слои родингитов: 2 — гранат-пектолит-хлоритовые со стильномеланом, 3 — магнезально-железистый хлорит за счет эндоконтактной породы

дайковых пакетов. О срывах и расслоении дайковых пакетов, которые происходили в процессе протрудирования серпентинитов, свидетельствуют факты перемежаемости различных частей родингитизированных пакетов с рассланцеванными серпентинитами (рис. 41). В зонах выклинивания и пережима блоков, будин и линз родингитизированные дайковые породы имеют самую тонкую (1 см) плитчатую отдельность. Краевые метасоматические зоны висячего и лежащего бока здесь большей частью отсутствуют, возможно сорваны, если опираться на данные рис. 41. Наибольшее развитие в этих участках имеют метасоматиты хлорит-гранатового состава, характерные для центральных зон колонок родингитов, с содержанием гранатов более 40—50%.

Присутствие сравнительно высокотемпературных (450—500° С) минералов (диопсид, актинолит—тремолит, антигорит, хлорит) во вмещающих серпентинитах, условия залегания и расслоения дайковых пакетов, сохранение в местах пережимов центральных наиболее высокотемпературных зон родингитов свидетельствуют от том, что серпентиниты соприкасались с горячими, долго сохранившими пластичность дайковыми образованиями, высокие температуры и пластичность которых поддерживались неоднократным внедрением флюидонасыщенной магмы. Насыщенность магмы флюидами в сочетании с явлениями десиликации и высокой подвижности кальция при биметасоматозе обеспечивала дискретное формирование почти мономинеральных хлоритовых метасоматитов за счет эндоконтактных зон, наиболее богатых флюидами. Специфика строения и состава контактовых зон серпентинитов свидетельствует о двухэтапном их становлении. Первый этап связан с внедрением дайковых пакетов в брекчированные участки апогарцбургитовых серпентинитов и образованием за счет серпентинитов диопсида с хлоритом ("горячий" контакт). Во второй этап происходило формирование вторичных серпентинитов, характерных для зон с деформациями сдвига и скольжения при повышенных (порядка 150—200° С) температурах. На удалении от 10 до 45 см от контакта одновременно или позднее происходило низкотемпературное разлитование и будинаж (см. рис. 40).

Сохранение монолитной текстуры слоев серпентинитов "скольжения" и

разлистование вмещающих апогартцбургитовых серпентинитов свидетельствуют, скорее, об одновременном их образовании или более раннем разлистывании серпентинитов. Из этого следует вывод о том, что протрудирование серпентинитов, их диапировый подъем частично совпадал с формированием или доформированием дайковых пакетов. Этот вывод обосновывается также тем, что для серпентинитов из вмещающей протрузии характерно повышенное содержание газов водорода и углекислоты, поступление которых можно связать с внедрением полудак диабазов (см. главу первую, обр. 446). Одновременность протрудирования серпентинитов и внедрения дайковых диабазов обеспечила формирование высокотемпературного серпентина—антигорита с необычной ориентировкой оси b элементарной ячейки, а именно вдоль удлинения монокристалла. Надо отметить, что повышение давления за счет стресса и экранирование серпентинитами флюидов, сопровождающих магматизм, способствовали образованию в дайковых породах магнезиальных роговых обманок и биотита [Юркова и др., 1989].

Моно- и биминеральные зоны пектолита и натролита на контакте с серпентинитами являются наложенными образованиями, связанными с обогащением гидротермальных растворов щелочами за счет эффектов экранирования, которые разбирались в главе третьей. Возможно, их формирование было ускорено в связи с внедрением кислых интрузий. Последнее предположение основано на том, что линзы и блоки будинированных даек плагиогранитов присутствуют в протрузиях серпентинитов наравне с дайковыми пакетами диабазов и габбро-диабазов и также подверглись родингитизации. Влияние флюидов, связанных с внедрением кислых интрузий, сказалось на формировании на контакте серпентинитов с плагиогранитами тонковолокнистых актинолит-тремолитовых родингитов (гора Пестрая, п-ов Шмидта) (табл. 44, обр. 444ю). В свете этих наблюдений находят объяснение данные И.С. Якшина [1984] о связи высококачественных амфиболовых нефритов с присутствием в родингитовых метасоматических колонках кварца.

Таким образом, полученные данные показывают, что формирование родингитов за счет дайковых пакетов было длительным, растянутым во времени процессом, который совпадал по времени с формированием пакетов полудак первой серии и протрудированием серпентинитов. Источниками тепла и вещества, необходимых для образования родингитов, служили метаморфизованные дайковые породы, а также магматические и постмагматические флюиды, которые стимулировали контактово-реакционные преобразования. Родингиты, несомненно сформированные по дайковым пакетам второй серии, наблюдались в ограниченном числе случаев, а именно в серпентинитовых протрузиях по границе блоков спилит-кератофирового и субщелочного базальтового комплексов (гора Кручинная, п-ов Шмидта) и в случае несорванных контактов серпентинитовых протрузий с породами основного поля дайкового комплекса. В последнем наблюдаемом случае с серпентинитами соприкасались центральные части полудак второй серии. Отчетливо зональные колонки родингитов при этом не выявлены. В первом случае наблюдалась следующая метасоматическая колонка родингитов в лежащем боку будины, наклоненной к северо-востоку под углом 50° , в поперечнике около 1,2 м (табл. 45).

1. Милонитизированный и брекчированный серпентинит с хлоритом и прожилками ксонотлита (обр. 1111). Мощность 15—20 см.

2. Магнезиальный хлорит $(Mg_{4,32}Fe_{0,16}^{3+}Fe_{0,45}^{2+}Mn_{0,01}Al_{0,81}Na_{0,06}Ti_{0,03})_{6,04}(Si_{3,34}Al_{0,66})_{4,0}O_{10}(OH)_8$ с тонкими прожилками ксонотлита (обр. 1112). Мощность 1—2 см.

3. Ксонотлит с примесью кальцита (обр. 1166). Мощность 3 см.

Таблица 44

Химический состав минералов и биминеральных смесей родингитов, % вес.

Компоненты	910	541ю	637	2876	444ю
SiO ₂	38,29	41,50	39,53	39,56	56,60
TiO ₂	0,17	0,00	0,00	0,08	0,09
Al ₂ O ₃	19,80	25,83	13,50	21,68	0,00
Fe ₂ O ₃	1,88	1,45	1,53	0,48	1,40
FeO	0,58	0,00	0,29	0,96	5,93
MnO	0,07	0,01	0,03	0,02	0,24
MgO	1,02	0,77	1,20	2,29	21,70
CaO	28,67	23,51	32,20	34,05	12,28
Na ₂ O	0,23	0,14	0,20	0,26	0,25
K ₂ O	0,10	0,24	0,07	0,14	0,09
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,05	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	3,94	5,76	4,79	1,09	0,63
H ₂ O ⁻	0,38	0,30	0,31	0,10	0,44
П. п. п.	Не опр.	Не опр.	0,89	Не опр.	Не опр.
CO ₂	4,55	0,37	0,40	0,00	0,00
C	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,70	99,92	94,99	100,71	99,65

Минералогический состав, %

Пренит	80	100	60	—	—
Датолит	—	—	40	—	—
Гроссуляр	—	—	—	93	—
Хлорит	—	—	—	7	—
Актинолит-тремолит	—	—	—	—	100
Кальцит	20	—	—	—	—

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитики И.В. Шумихина, К.А. Степанова, Е.В. Черкасова.

4. Хлорит-диопсидовая порода с небольшим количеством пренита. Диопсид составляет около 70—75% объема породы (обр. 1110). Мощность 3 см.

5. Метасоматическая порода, сложенная диопсидом, гранатом, хлоритом и везувианом (обр. 1115). Мощность 30—40 см.

6. Пренитизированный диабаз полудайки второй серии.

Следует отметить, что метасоматические образования зон 3 и 4 встречаются как вместе в одной родингитовой колонке, так и порознь в разных колонках. В том случае, когда в одном родингитизированном блоке (мощностью около 8 м) сочетаются полудайки двух серий, то переход к пакетам второй серии заметен по появлению везувиан-пренит-хлоритовых метасоматитов, сформированных за счет зоны заделки полудайки второй серии относительно первой. Будины дайковых пакетов во всех наблюдаемых случаях родингитизированы несимметрично. Висячем боку серпентиниты часто контактируют с центральными частями полудайки. Мощность родингитовых зон здесь сокращается в 2—3 раза. Наиболее отчетливо в этом случае прослеживаются хлорит-диопсидовые зоны, сформированные за счет серпентинитов. Дайковая же порода родингитизирована неравномерно, пятнисто, зональность чаще отсутствует.

Рассмотренные примеры родингитизированных дайковых комплексов показывают большую сложность использования петрохимических данных для распознавания родингитов различных типов и регионов. Сравнение необходимо проводить либо по метасоматическим колонкам в целом, либо по породам

Таблица 45

Химический состав метасоматических зон родингитов горы Кручинной, % вес.

Компоненты	1111	1112	1166	1110	1115	498	289
	1	2	3	4	5	1	3
SiO ₂	40,16	35,46	48,88	45,13	37,37	39,74	52,23
TiO ₂	0,11	0,34	0,00	0,13	0,21	0,00	0,55
Al ₂ O ₃	2,24	12,53	0,00	2,61	10,94	1,08	10,40
Cr ₂ O ₃	0,22	0,23	He опр.	0,22	0,13	He опр.	He опр.
Fe ₂ O ₃	4,61	2,07	0,36	2,67	2,79	7,08	2,01
FeO	2,29	5,40	0,00	2,97	3,79	0,80	2,16
MgO	35,66	28,98	0,00	26,27	26,29	35,21	1,76
MnO	0,17	0,14	0,00	0,20	0,17	0,06	0,04
CaO	2,11	1,68	46,23	11,71	8,73	1,23	19,08
Na ₂ O	0,12	0,27	0,34	0,20	0,08	0,07	6,98
K ₂ O	0,10	0,13	0,14	0,09	0,05	0,13	0,97
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,10
H ₂ O ⁺	11,87	He опр.	2,59	7,00	8,76	11,27	2,87
H ₂ O ⁻	0,73	1,15	0,42	0,59	0,77	1,08	0,38
П. п. п	He опр.	11,32	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
CO ₂	0,00	He опр.	1,20	0,00	0,00	2,17	0,15
C	0,00	"	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	100,40	99,71	100,16	99,80	100,09	99,92	99,68

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитики Бирюкова И.Л., Галковская Г.Ф., Шумихина И.В.; обр. 1112 — в химико-аналитической лаборатории ВКГРЭ, аналитик Морозова А.Н.

тыловых зон родингитовых колонок (зоны 5, 6). Установлено, что фигуративные точки состава диабазов и габбродиабазов из центральных частей будинированных даек в серпентинитовых блоках располагаются в основном поле пород дайкового блока (см. табл. 22, рис. 19, 20). Опыт показал, что информативными являются диаграммы соотношения CaO и Al₂O₃, отражающие специфику сочетаний в тыловой зоне родингитовой колонки главных кальциевых минералов: силикатов или алюмосиликатов [Юркова, 1981]. На этих диаграммах отчетливо проступает отличие родингитов с повышенным (> 40 % об.) содержанием гранатов, которые характерны для зон разрядки напряжений при будинаже (пережимы и выклинивания будин) и для блоков офиолитового меланжа (рис. 42). В исходных для родингитизации породах соотношение Al₂O₃ и CaO обратное тому, что устанавливается для тыловых зон родингитов. На графике соотношения MgO и CaO выделяется поле богатых MgO родингитов, сформированных по пироксенитам. В родингитах с высоким содержанием гранатов (более 40% об.) часть Al₂O₃ замещена на Fe₂O₃ (до 4%), что связано с присутствием андрадита или водного граната — гибшита. С уменьшением содержания Fe₂O₃ в составе гранатов возрастает рольgrossуляра, что фиксируется увеличением содержания CaO и Al₂O₃ (см. рис. 42).

Следующим вопросом, который будет рассмотрен в этой главе, является родингитизация вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Наиболее широко представлены родингиты, сформированные за счет брекчированных диабазов и туфов спилит-кератофирового комплекса. Они развиваются на контакте с протрузиями серпентинитов, отделяющих блоки этих пород друг от друга, а также от дайкового или субщелочного базальтоидного комплексов (см.

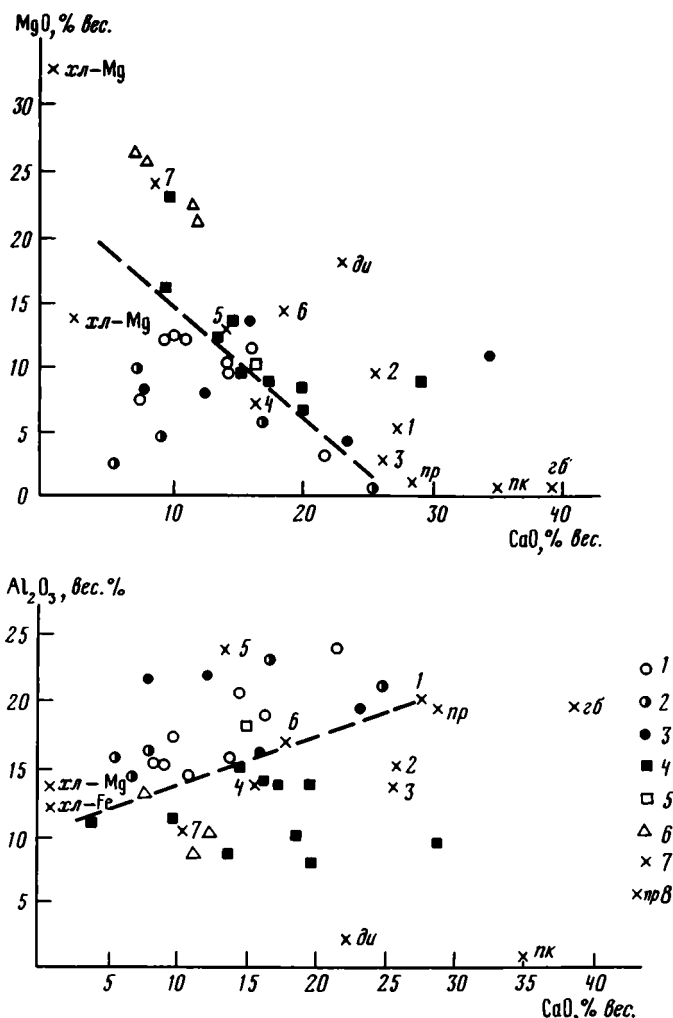


рис. 42. Соотношение CaO , Al_2O_3 и MgO в родингитах (слои 5, 6) различных офиолитовых ассоциаций
 1 — тектонические покровы Вединской зоны Малого Кавказа; 2 — полосчатый комплекс Восточного Сахалина; 3 — офиолитовый меланж п-ова Шмидта; 4 — протрузии серпентинитов и дунит-гарцбургитовый массив п-ова Шмидта; 5 — область пережима будины дайковых пакетов; 6 — родингиты за счет серпентинизированных пироксенитов; 7 — родингиты, описанные в литературе: 1 — Новая Зеландия [Marshall et al., 1911], 2 — Эйршир, Шотландия [Bloham, 1954], 3 — Калифорния [Coleman, 1966], 4 — Западный Пакистан [Bilgrami, Howie, 1960], 5, 6 — Чу-Балхашский пояс ультрабазитов [Москалева и др., 1971], 7 — Улутанский пояс [Москалева и др., 1971]; 8 — минералы родингитов: $хл-Mg$ — хлорит железисто-магнезиальный, $хл-Fe$ — хлорит железистый, $пр$ — пренит, $ди$ — диопсид, $пк$ — пектолит, $гб$ — гибшит. Пунктирная линия — направление изменения состава родингитов

рис. 8). Мощность родингитизированных полос 0,4—0,5 м. Примером могут служить контактные зоны в лежащем боку блока брекчированных пород спилит-кератофирового комплекса мыса Ханьролни на п-ове Шмидта (аз.пад. 90° , $\angle 50^\circ$). Они имеют следующее строение и состав (см. табл. 45).

1. Интенсивно милонитизированные серпентиниты с кальцитом. Мощность 20—70 см (обр. 498).

2. Тонколистоватый апотуфовый метасоматит, состоящий из хлорита с пектолитом, лейкоксеном и кальцитом. Мощность 15 см.

3. Метасоматическая порода с палимпсестовой обломочной структурой, состоит из тонкоагрегатной смеси пектолита, сфена, гибшита, хлорита, альбита (табл. VII, г). Преобладает пектолит (обр. 289). Часто в этой зоне присутствуют скопления сульфидов, кальцит, кварц, актинолит и эпидот. Мощность до 40 см.

Туфоалевролиты с радиоляриями подверглись в основном хлоритизации. Линия контакта часто имеет сложно изогнутую форму за счет внедрения линз и карманов родингитов в серпентинитовые слои. Характерно также линзовидное строение контактных зон, когда ориентированные линзы родингитов и серпентинитов размером до 20×40 см незакономерно сочетаются одна с другой по всей мощности родингитизированной полосы. По туфобрекциям субщелочных базальтов непосредственно на контакте с серпентинитами формируется зона ксонотлита мощностью до 3 см, в тыловых частях родингитов породы сложены полиминеральной тонкоагрегатной смесью (хлорит, пренит, эпидот, альбит, анальцим, альбит, пумпеллиит), часто с кварцем и кальцитом. На контакте туфобрекчий и лав субщелочных базальтов (обр. 497) с серпентинитами полосчатого комплекса горы Наанкней Корякского хребта присутствуют диопсид и ксонотлит, подробно рассмотренные далее (табл. 46). В контактных зонах серпентинизированных ультрабазитов и туфов вулканической серии мегаплагиофировых базальтов хребта Кумроч по врезам левых притоков р. Алтын прослежены родингиты с ксонотлитом. Крутые падения (70—85°), налегание туфов на ультрабазиты, повышенные (160—350°C) температуры формирования биметасоматических слоев с ксонотлитом скорее свидетельствуют о протрузивно-диапировом становлении серпентинизированных ультрабазитов в формирующихся вулканитах, чем о позднем надвиговом соприкосновении холодных пластин.

Специфика строения и состава зон родингитизации вулканогенных пород спилит-кератофирового комплекса отражает условия их формирования и показывает, что серпентиниты соприкасались с этими породами в этап их гидротермальных преобразований. Родингитизация этих пород происходила после внедрения дайковых комплексов в серпентиниты и, вероятно, в процессе одновременного субвертикального перемещения серпентинитов и вулканитов. Об этом свидетельствуют линзовидное строение контактных зон, повторная залеченность родингитовыми минералами и в целом пластичные (не катакlastические) условия деформации пограничных слоев. Гидротермальные преобразования брекчированных основных вулканитов главным образом были связаны с внедрением кислых субинтрузий, что разбиралось в предыдущей главе. При этом субвулканические тела плагиогранитов, включенные в брекчированные туфы, в результате экранирования магматических кремнещелочных флюидов серпентинитами испытали голубосланцевые метасоматические преобразования. Таким образом были сформированы рибекит-кварц-полевошпатовые породы, полностью заместившие плагиограниты (см. табл. 46, обр. 1136).

Содержание основных минералов в этой породе, % об.: рибекит 10—15, кварц 15—20, калиевый полевой шпат 15—20, альбит 50—55. При этом в метасоматитах наблюдается палимпсестовая порфириовидная структура исходных плагиогранитов. Это позволяет легко реконструировать в обнажении форму субинтрузивного обелископодобного тела размером 25×4×4 м, ориентированного длинной стороной вдоль контакта с серпентинитами (рис. 43). Образование рибекита и калиевого полевого шпата наблюдается также во вмещающих брекчированных спилитах и туфах (см. табл. 46, обр. 1134). Непосредственно на контакте с серпентинитами за счет брекчированных вулканитов, вмещающих

Таблица 46

Химический состав пород горы Наанкней и п-ова Шмидта, % вес.

Компоненты	497	606	660	1136	1136	1134
SiO ₂	46,53	42,59	28,92	65,51	64,52	50,66
TiO ₂	2,88	2,12	0,21	0,25	0,18	0,95
Al ₂ O ₃	13,75	15,83	12,00	15,05	15,50	16,08
Fe ₂ O ₃	3,91	2,19	2,56	2,92	3,35	3,85
FeO	8,54	6,49	6,34	2,55	2,16	6,19
MgO	4,17	7,28	25,62	0,00	0,81	6,84
MnO	0,30	0,17	0,28	0,17	0,17	0,15
CaO	10,26	8,60	5,86	0,98	0,72	2,80
Na ₂ O	4,33	2,57	0,50	8,13	7,83	4,55
K ₂ O	0,19	1,71	0,12	3,86	3,66	2,70
P ₂ O ₅	0,55	0,49	0,03	0,05	0,04	0,34
H ₂ O ⁺	3,34	3,36	Не опр.	0,17	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁻	0,77	0,74	0,62	0,14	0,06	0,64
П. п. п.	Не опр.	Не опр.	16,33	Не опр.	0,57	3,60
CO ₂	0,00	6,35	Не опр.	0,00	Не опр.	Не опр.
C	0,00	0,00	"	0,00	"	"
Сумма	99,52	100,49	99,39	99,78	99,57	99,35

Примечание. Анализы 606, 660, 1136 выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитики И.Л. Бирюкова, Г.Ф. Галковская; 4, 6, 7 — в химико-аналитической лаборатории ВКГРЭ.

субинтрузии, висячем боку блока пород вулканической серии сформировались альбит-гранат-хлоритовые родингиты, а в лежащем блоку — альбит-хлорит-пектолитовые метасоматиты с актинолитом, эпидотом и сфеном. Мощности полос родингитов изменяются от 0,2 до 0,5 м.

Ненарушенные зоны родингитизации на контакте серпентинитов с породами вулканогенно-осадочных флишоидных комплексов на п-ове Шмидта не удалось наблюдать. Контактные зоны в результате интенсивного дробления пород засыпаны мощными осыпями, часто поросшими кедровым и ольховым стлаником или обновлены более поздними (плиоцен) деформациями, с которыми связано внедрение в пограничные области даек щелочных диабазов (см. табл. 46, обр. 606). В последнем случае наблюдается контактовое воздействие дайковых интрузий на вмещающие туфоалевролиты и туфоаргиллиты, связанное с образованием хлорита, эпидота, кварца, гидрослюда и кальцита. При этом за счет листоватых милонитизированных серпентинитов образуются тонкие (до 3 см) слойки хлорит-кальцитового состава (см. табл. 46, обр. 660). В контактных зонах, маркированных осыпями, наблюдаются выходы гидроокисных кальциевых вод и современное цементирование серпентинитовой дресвы кальцитом или магнезитом. В монолитных блоках выходов коренных пород флишоидных комплексов этих зон наблюдается послойная и по трещинам пренизация гемипелагитов (табл. VIII, а).

Соотношение флишоидных комплексов с породами офиолитового меланжа на п-ове Шмидта, наблюдаемое в обнажениях от мыса Бойница до р. Тарыхах, позволяет предполагать, что серпентиниты вместе с пакетами дайкового комплекса были протрудированы в ритмично построенные вулканогенно-осадочные серии и позднее надвинуты на них. В зоне протрудирования офиолитовых блоков в вулканогенно-осадочные серии в современной структуре наблюдается воронкообразная чаша диаметром более 1 км (р. Тазвы) глубиной 70—150 м, дно которой засыпано дресвой и щебнем раздробленных пород офиолитового и флишоидного комплексов. Дресва, щебень, глыбы и брекчии

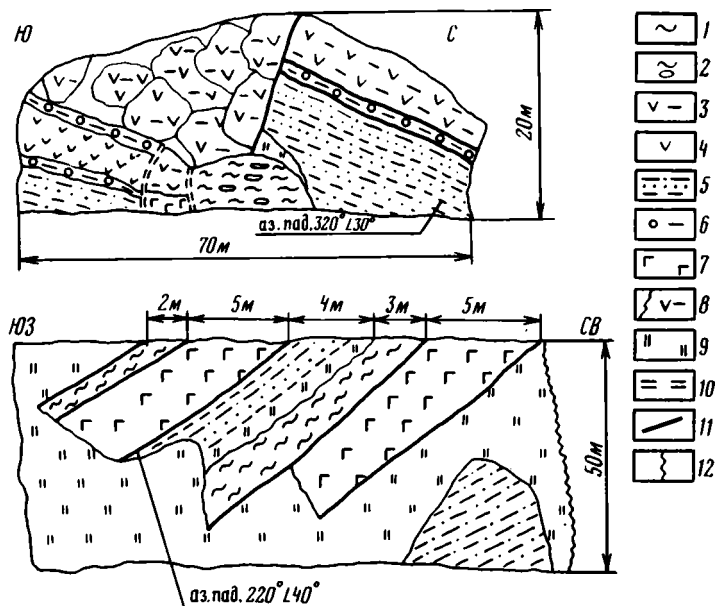
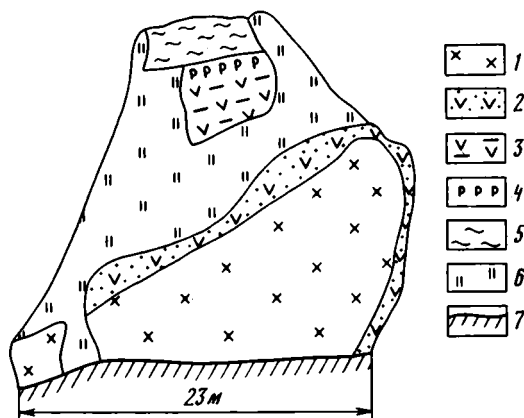


Рис. 43. Условия залегания голубосланцевых пород (п-ов Шмидта)

1 — голубосланцевые метасоматиты; 2 — апотуфовые метасоматиты; 3 — туфы спилит-кератофирового комплекса; 4 — апотуфовые родингиты; 5 — рассланцованные серпентиниты; 6 — осыпь; 7 — пляж

Рис. 44. обнажения воронкообразной структуры р. Тазы (о-ов Шмидта)

1 — рассланцованные и милонитизированные серпентиниты; 2 — то же, с мелкими будинами гидротермальноизмененных алогарцбургитовых серпентинитов; 3 — туфы и брекчии спилитизированных базальтов; 4 — то же, лавы; 5 — породы флишoidного комплекса; 6 — красноцветные радиоляриевые туфоаргиллиты; 7 — породы дайкового комплекса; 8 — обвалыно-оползневые образования за счет туфов спилит-кератофирового комплекса; 9 — ссыпь; 10 — разломные зоны; 11 — границы пород и комплексов; 12 — обрыв к Охотскому морю

пород этой зоны подверглись интенсивному воздействию окислительных вод. Они обожжены, покрыты пестроцветными (зеленоватые, бурые, беловатые) полиминеральными глинистыми пленками. В стенках воронки можно наблюдать разнообразное сочетание полос дайкового и флишоидного комплексов мощностью до 5—10 м с субсогласными дигитациями серпентинитов мощностью от 1,5 до 3 м (рис. 44). Полосы имеют встречные падения в северном и южном бортах. Породы дайкового комплекса налегают как на флишоиды, так и на вулканиты спилит-кератофирового комплекса. Часто можно наблюдать, что комплексы пород спилит-кератофировой вулканической серии, в том числе их обвальное-оползневые образования, надстраивают разрезы флишоидного комплекса (см. рис. 44).

В офиолитовом меланже частично сохранились линзы родингитов, сформированных за счет пород дайкового комплекса. В некоторых из них наблюдаются редко встречаемые в родингитах ассоциации датолита и пренита, сформированные при родингитизации габбропегматита (см. табл. 44, обр. 637). Источники бора в этом случае можно связывать с вмещающими серпентинитами или исходными габбропегматитами. В литературе известны примеры повышенного содержания бора в серпентинитах [Damodoran, Somasekai, 1974]. Источником бора могли быть также поровые растворы пород флишоидного комплекса, отжатые из них при протрудировании офиолитов. Высокая вероятность последнего из предполагаемых источников бора подкрепляется тем фактом, что В-содержащий минерал (датолит) выявлен только в родингитах, ассоциирующих с флишоидными сериями вулканогенно-осадочных пород (см. табл. 40).

Минералы-индикаторы условий формирования родингитов. Особенности состава и оптические свойства хлоритов, натролита и пектолита отчасти разбирались при описании метасоматических колонок. Было показано, что магнезиально-железистые хлориты (рипидолит) являются индикаторами родингитов, образованных за счет внутренних зон закалки полудаек диабазов в то время, как магнезиальные хлориты характерны для фронтальных зон родингитовой колонки (см. табл. 42, обр. 546, 455). При разделении смеси хлоритов (обр. 455) по методу страт [Кац, 1977] были получены плотностные монофракции в интервале 2,58—2,68 г/см³ двух типов хлоритов. Мономинеральность фракций подтверждена рентгеном. Хлорит первого типа представлен в виде бледно-зеленых пластинок с агрегатным двупреломлением в серых цветах и показателем преломления $N_m = 1,569$. Хлорит второго типа имеет аномальное двупреломление в индигово-синих и бурых тонах, отличается от первого более высоким показателем преломления $N_m = 1,580$. Петрографические взаимоотношения хлоритов показывают, что хлорит второго типа развивается за счет первого, замещая его. Данные об их составе и кристаллохимических особенностях приведены в табл. 47. Для хлорита второго типа (высокоплотностного) характерно более высокое (в 2,5 раза) содержание Al_2O_3 . При этом он отличается от первого меньшей величиной параметра b элементарной ячейки. При разделении порошков хлоритов обр. 455 на плотностные фракции были выявлены единичные зерна роговых обманок и клинопироксенов, в разной мере замещенных актинолитом и хлоритом. Они сконцентрировались в тяжелом остатке от деления, составили 2—3% объема метасоматической породы и представляют неполностью замещенные минералы исходной породы эндозоны первой генерации.

Присутствие хлоритов двух типов во фронтальной зоне колонки родингитов может быть объяснено явлениями метасоматической десиликации, характерной для биметасоматических процессов [Коржинский, 1955]. Сущность этого явления состоит в том, что кремнезем диффундирует из дайковой породы во вмещающие серпентиниты раньше, чем алюминий. Это могло привести к образованию высокоалюминиевого хлорита в более поздние стадии биметасоматоза. Однако не

Таблица 47

Содержание окислов (% мас.) и ионов (14 кислородов) петрогенных элементов в хлоритах (обр. 455)

Компоненты	Типы хлоритов		Компоненты	Типы хлоритов	
	первый	второй		первый	второй
SiO ₂	37,58	31,75	H ₂ O ⁻	0,89	0,66
TiO ₂	0,00	0,11	CO ₂	0,04	0,48
Al ₂ O ₃	6,19	15,00	C	0,00	0,09
Fe ₂ O ₃	3,03	1,86	Сумма	100,59	99,84
FeO	3,35	6,80	Si	3,57	3,04
MgO	36,33	31,43	Al ^{IV}	0,43	0,95
MnO	0,07	0,10	Al ^{VI}	0,27	0,74
CaO	0,33	1,13	Fe ³⁺	0,22	0,14
Na ₂ O	0,07	0,07	Fe ²⁺	0,26	0,54
K ₂ O	0,06	0,06	Mg	5,18	4,52
P ₂ O ₅	0,01	0,02	Ca	0,03	0,11
H ₂ O ⁺	12,64	10,28	b, Å	9,228	9,222

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитик В.Б. Рычкова.

исключено, что матрицей для хлоритов первого типа служили серпентиниты, как бы припаянные к эндоzone первой полудайки в условиях высоких температур или захваченные флюидонасыщенной магмой при ее движении в серпентинитах. Явления захвата этой магмой участков вмещающих пород разбирались в главе третьей. Таким образом, во фронтальной зоне родингитовой колонки, возможно, совмещены хлориты, сформированные как за счет серпентинита, так и за счет эндозоны первой полудайки. Пространственное разграничение вмещающей и дайковой породы в этой зоне нарушено в процессе внедрения полудак и в результате биметасоматоза. В современных условиях это выглядит как единая наружная зона родингитов с относительно равномерным распределением разных хлоритов в объеме и преобладанием второго над первым, что заметно по химическому составу их смеси (см. табл. 42, обр. 455).

Пектолит является, по-видимому, редким минералом для родингитов, поскольку описания его находок крайне ограничены и сводятся в основном к упоминанию его названия [Adib, Pamic, 1980; Колман, 1979]. В родингитах исследуемых офиолитовых ассоциаций пектолит впервые установлен автором [Юркова, 1977]. Здесь он служит индикатором родингитов, сформированных по дайковым пакетам первой серии. Породы до родингитизации подверглись амфиболитизации и альбитизации. Установлено, что эти дайковые пакеты являются образованиями, характерными для офиолитов, сформированных в палеозоне островная дуга—желоб. В связи с редкой встречаемостью пектолита приводятся данные его рентгенограммы (табл. 48). Состав, кристаллохимическая формула и данные по оптическим свойствам пектолита приводились ранее в этой главе.

Пренит — минерал, широко распространенный в родингитах [Колман, 1979]. В исследованных комплексах родингитов пренит является наиболее характерным продуктом метасоматических изменений пироксеново-плагноклазовых пород полосчатой серии и, что наиболее важно, дайковых пакетов второй серии. Показатели преломления пренитов: $N_g = 1,654—1,643$, $N_m = 1,624—1,623$, $N_p = 1,615—1,614$. Данные о составе пренитов показаны в табл. 26, 49. Для сравнения приведены катионные составы пренитов из родингитов и дайковых пород других офиолитовых комплексов. Сопоставление катионных составов пренитов

Таблица 48

Межплоскостные расстояния (d) и интенсивности отражений (I) на рентгенограммах пектолита (обр. 478)

I	d	I	d	I	d	I	d
2	7,7	96	2,90	1	2,01	17	1,705
5	6,98	20	2,72	5	1,986	1	1,667
5	5,4	20	2,58	1	1,930	5	1,657
20	3,86	10	2,41	2	1,911	5	1,594
20	2,49	17	2,31	4	1,870	5	1,563
70	3,39	50	2,287	4	1,821	10	1,541
5	3,13	20	2,159	10	1,756		
100	3,07	2	2,078	20	1,745		

Таблица 49

Содержание ионов в пренитах (11 кислорода) и тремолит-актинолите (23 кислорода)

Ионы	910	541ю	637	1395	940ю	з	к	444ю
Si	2,99	2,91	2,83	2,95	3,06	2,95	2,97	7,84
Al ^{IV}	1,01	1,09	1,17	1,05	0,94	1,05	1,03	0,00
Al ^{VI}	0,81	1,03	0,61	0,85	0,82	0,96	0,98	0,01
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	He опр.	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,11	0,08	0,14	0,08	0,09	0,05	0,01	0,15
Fe ²⁺	0,04	0,00	0,03	0,01	He опр.	He опр.	He опр.	0,68
Mg	0,12	0,08	0,21	0,01	0,00	0,01	0,00	4,51
Ca	1,91	1,77	2,03	2,09	2,10	2,00	2,03	1,82
Na	0,04	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,07
K	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	He опр.	0,00	0,01
Сумма	7,05	7,00	7,07	7,06	7,01	7,02	7,02	15,09
$100(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$	15,60	7,20	21,80	9,50	9,90	5,00	1,00	He опр.
$\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Al}^{\text{VI}}$								
Al ^{IV} + Al ^{VI}	0,95	1,19	0,87	0,91	0,84	1,00	0,99	"

Ca

Примечание. Рассчитано по данным табл. 44. Прениты: 910, 637 — после исключения: 910 — кальцита, 637 — датолита идеального состава; 1395, 940ю — см. табл. 19,21; з — родингиты Загроса [Adib, Pamic, 1980]; к — прожилки в дайковых метаднабазах Калифорнии [Evarts, Schiffman, 1983]; 444ю — тремолит-актинолит.

показывает, что наиболее высокоалюминиевые прениты сформировались при родингитизации анортитсодержащих габбропегматитов (обр. 541ю), а низкоглиноземистые — при постмагматических флюидных преобразованиях полудайки второй серии (обр. 940ю). Содержание катионов Fe^{3+} и Mg, судя по химическим анализам мономинеральных порошков пренита и электроннозондовым микроанализам, не превышает 0,08—0,09 формульных единиц (см. табл. 49).

Д а т о л и т установлен по оптическим характеристикам и данным рентгенограммы. Он имеет показатели преломления: $N_g = 1,666$, $N_p = 1,621$, $N_g - N_p = 0,045$, $cN_g = 5^\circ$. Минерал оптически отрицательный — $2V = 72^\circ$. На дифрактограммах диагностируется по отражениям с $d(hkl)$, равным 3,74, 3,11, 2,87, 2,85, с соответствующими интенсивностями в 50, 100, 35, 90 единиц. Он ассоциирует с пренитом (см. табл. 44, 49, обр. 637). Недостаток суммы окислов в химическом

анализе смеси пренита и датолита близок к содержанию VO (7,07%) в датолите идеального состава $\text{CaBSiO}_4(\text{OH})$.

В исследованных аподайковых родингитах, как уже отмечалось, присутствуют два основных типа гранатов. Гранаты первого типа имеют показатель преломления, близкий к 1,680. По содержанию Fe_2O_3 (3,5 % мас.) и параметрам элементарной ячейки $a=b=c = 12,03\text{—}12,07$ они определяют как гибшит (см. табл. 26, графа 6). Гранаты второго типа имеют показатели преломления 1,730—1,740, параметры элементарной ячейки 11,87—11,85. По составу они отнесены к гроссулярам (см. табл. 44, обр. 2876). Исходя из графика зависимости параметра элементарной ячейки гидрогранатов, которые объединяются в семейство гидрогроссуляров, от температуры их формирования, температура образования гибшитов оценивается в $270\text{—}280^\circ\text{C}$ [Carlson, 1956]. Образование гроссуляра, основываясь на данных этого графика, нужно предполагать при температурах выше 500°C . Учитывая, что петрографически устанавливается обрастание гроссуляра гибшитом и наоборот, необходимо предполагать сложную регрессивно-прогрессивную направленность метасоматических изменений дайковых пород при родингитизации. Ряд исследователей отмечают, что для формирования кальциевых гранатов и гидрогранатов благоприятны условия повышенных давлений [Yoder, 1950; Carlson, 1956; Pistorius, Kennedy, 1960]. Это предположение косвенно подтверждают данные о высоких содержаниях гранатов в зонах пережимов дайковых пакетов как областях приложения и разрядки интенсивных напряжений.

Диопсиды, формирующиеся при родингитизации, имеют большей частью тонкопризматические игольчатые формы. Они слагают одинаково и разноориентированные, часто волокнистые или скрытокристаллические агрегатные массы. Встречаются зеленые, белые и бесцветные кристаллы, размеры которых обычно не превышают 3—4 мм. Диопсиды родингитов отличаются от магматических клинопироксенов отсутствием или низким содержанием Al и Fe и предельно высоким содержанием Ca (табл. 50).

Близкие к рассмотренным составам диопсидов ($\text{Fs}_{1-2}\text{En}_{48-49}\text{Wo}_{48-50}$) имеют диопсиды из родингитов Западной Норвегии [De, 1985]. Для тех и других характерны предельно (до 50%) высокие содержания волластонитовой молекулы. Если учесть большую величину ионного радиуса Ca по сравнению с Mg и Fe, то с вышеприведенной особенностью состава исследованного диопсида, возможно, связано более высокое (9,761 Å), значение параметра a , чем обычное для диопсидов, содержащих Al и Fe до 10%, которое оценено значениями 9,745—9,748 [Clark et al., 1962] (табл. 51). Вместе с тем следует отметить, что низкое содержание катионов Fe сказалось на уменьшении параметров b (8,91 Å вместо 8,925 Å), что совпадает с данными Дж. Левиса, выведенными им на основе изучения салитов и авгитов из магматических пород о-ва Сан-Висенти Южной Атлантики [Lewis, 1967].

Диопсид является минералом, характерным для родингитов, сформированных по пироксеново-плагиоклазовым породам (см. табл. 40). Кроме того, диопсиды развиваются за счет серпентинитов на контакте серпентинитовых брекчий с пакетами полудаек как результат флюидного метаморфизма при внедрении основной магмы. Температура образования диопсида в этом случае, исходя из данных, рассмотренных в главе четвертой, может быть оценена в 450°C . Диопсид в метасоматитах преимущественно ассоциирует с хлоритом, гранатами и везувианом, реже с пренитом и ксонотлитом. Ассоциация диопсида с ксонотлитом (обр. 501) сформировалась на контакте субщелочных базальтоидных вулканитов (лавы и туфобрекчий) с серпентинит-пироксенитовым блоком полосчатого комплекса (гора Наанкней). Слои диопсид-ксонотлитового состава мощностью до

5—7 см наблюдались при непосредственном соприкосновении вулканитов с породами серпентинитов (табл. VIII, б).

Ксонотлит характерен для метасоматических колонок родингитов, сформированных по дайковым пакетам второй серии внутри протрузивного тела серпентинитов (табл. 45, 50, обр. 1166, 293), где он слагает краевые мономинеральные зоны мощностью 3—10 см. Прожилки ксонотлита (обр. 1122) выявлены в центральных частях пакетов полудаек второй серии, контактирующих с серпентинитовыми протрузиями по границе основного поля дайкового комплекса (см. рис. 8). Ксонотлит является довольно редко встречающимся минералом. В тексте рассмотрено большинство его находок. В офилитовом комплексе п-ова Шмидта на Сахалине он впервые описан автором [Юркова и др., 1975]. Впервые этот минерал был обнаружен Д. Раммельсбергом в 1866 г. на месторождении Тетела де Ксонотла в Мексике. Описанные позднее иклект и джурпант представляют собой изоструктурные разновидности ксонотлита, в которых кальций частично (до 4%) замещается магнием [Eakle, 1921; Taylor, 1954]. Ксонотлит — водный кальциевый силикат цепочечной структуры волластонитового ряда с радикалом Si_6O_{17} [Мамедов, Белов, 1955].

Большинство находок ксонотлита связано с основными и ультраосновными породами, в частности на контакте гипербазитов с вулканогенно-осадочными породами и известняками, непосредственно в серпентинитах, а также в виде прожилков в габбро-диоритах трапповой интрузии [Анненкова, 1964; Сердюченко, Каденский, 1958; Васецкий, Владимиров, 1958; Рябов, 1973]. Дж.О'Брайен описал ксонотлит, образовавшийся по волластониту на контакте родингитов с серпентинитами [O'Brien, 1973]. Как о минерале родингитов о ксонотлите упоминает Р.Г. Колман [1973]. В контактово-метасоматических породах Крестморе в Калифорнии ксонотлит найден в ассоциации со сперритом, мервинитом, афвиллитом [Eakle, 1921]. В Западной Гренландии ксонотлит в виде прожилков в ассоциации с пектолитом, натролитом, кальцитом выявлен в оливиновых платобазальтах и подушечных лавах [Kagur-Møller, 1969]. Находки ксонотлита в Японии связаны с жадеитсодержащими альбититами [Imai et al., 1972].

В лабораторных условиях ксонотлит синтезирован в довольно широком интервале температур (160—395°C) и давлений (70—225 атм) [Buckner et al., 1960; Торопов и др., 1958]. При температуре выше 400°C он неустойчив при любых давлениях и замещается волластонитом. Экспериментальные данные, так же как и геологические ситуации его нахождения, позволяют отнести ксонотлит к средне- и высокотемпературным гидротермальным минералам. Морфологически ксонотлит из родингитов представляет собой белый, иногда слабо розоватый волокнистый минерал. Волокна в общем ориентированы вдоль зон и прожилков. Однако наряду с продольно-ориентированными волокнистыми агрегатами встречаются радиальные и сферолитовые образования диаметром до 2—3 см. Это полупрозрачный минерал с шелковистым блеском и занозистым изломом. При микроскопических исследованиях двух морфологических разновидностей обнаруживается прямое погасание и положительное удлинение волокон. Показатели преломления: $N_g = 1,594 \pm 0,001$, $N_m = N_g$, $N_p = 1,585 \pm 0,001$, $N_g - N_p = 0,009$. Минерал оптически положительный, с малым углом оптических осей. При термографических исследованиях обнаруживается эндотермический пик в интервале 840—860°C, связанный с потерей конституционной воды и переходом в новую минеральную фазу — волластонит [Imai et al., 1972]. Потери воды определены в 3,33%, что сопоставимо с данными химического анализа (см. табл. 50). Данные ИК-спектроскопии в областях 1300—800 см^{-1} и 3000—4000 см^{-1} близки к приведенным в литературе сведениям об этом минерале [Imai et al., 1972].

Таблица 50

Содержание окислов (% мас.) и ионов в диоксидах и ксонотлитах

Компо- ненты	Диоксиды			Ксонотлиты										
	108	501(1)	501(2)	501	501(x)	1122	293	1509	1019	1-х	8/86	1-Д	Я	М
SiO ₂	54,41	55,17	51,14	49,06	48,91	47,79	48,46	50,22	49,66	49,54	51,17	48,70	50,68	49,58
TiO ₂	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,51	0,00	1,59	0,06	0,11	0,18	0,00	0,00	0,14	0,13	0,40	0,12	0,05	0,00
Fe ₂ O ₃	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,35	0,73	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
FeO	0,61	1,37	1,72	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,04	1,31
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	1,53	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,79
MgO	18,15	17,65	18,10	0,04	0,00	0,46	1,52	0,18	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	25,41	25,38	24,58	45,19	44,75	45,83	44,05	45,26	45,26	44,63	45,49	44,61	46,02	43,58
Na ₂ O	0,23	0,00	0,02	0,00	0,41	0,17	0,20	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00
K ₂ O	0,07	0,00	0,00	0,02	0,06	0,14	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,01	0,00	0,49	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	He опр.	He опр.
H ₂ O ⁺	"	"	"	"	2,83	2,56	2,76	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	2,96	3,70
H ₂ O ⁻	"	"	"	"	0,51	0,34	0,47	"	"	"	"	"	0,22	
CO ₂	"	"	"	"	0,98	2,15	2,08	"	"	"	"	"	He опр.	He опр.
Сумма	99,39	99,57	97,19	94,38	98,93	100,36	100,17	97,19	95,18	94,33	96,69	93,43	100,05	99,96

Ионы	6(0)			18(0)	18(0), 2(OH)			18(0)					18(0), 2(OH)	18(0)
Si	1,98	2,00	1,92	6,01	6,00	5,96	6,02	6,00	6,02	6,06	6,06	6,03	5,99	6,01
Al	0,02	0,00	0,07	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,06	0,01	0,01	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,02	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18
Mg	0,98	0,96	1,01	0,01	0,00	0,09	0,28	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,99	0,99	0,99	5,94	5,72	5,76	5,47	5,80	5,89	5,86	5,78	5,92	5,83	5,66
Na	0,02	0,00	0,00	0,00	0,10	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	4,01	3,99	4,04	11,97	11,87	11,96	11,84	11,95	12,13	11,93	11,90	11,96	11,84	11,98
H	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	2,31	2,13	2,33	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	2,33	He опр.

Примечание. Данные: 1082, 501(1), 501(2), 501, 1509, 1019, 1-х, 8/86, 1-Д — электронно-зондового микроанализа; 501(x), 1122, 293, Я — мокрого химического анализа, выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитики К.А. Степанова, И.Л. Бирюкова. Местонахождение: 1082, 1122, 293, 1509, 1019 — Сахалин, п-ов Шмидта, 501(1), 501(2), 501, 501(x) — Корякский хребет, Наанкней, 1-х, 8/86 — Камчатка, хребет Северный Кумроц, 1-Д — Малый Кавказ, офиолиты Севанской зоны, Я — из прожилка альбитита Японии, М — родингиты Тетела де Ксонотла, Мексика.

Таблица 51

Параметры элементарной ячейки диопсидов и ксонотлитов

Параметры	Диопсиды		Ксонотлиты				
	501 (1)	Д	501	293	1122	Я	М
$a, \text{\AA}$	9,761	9,745	16,95	16,96	Не опр.	17,05	16,53
$b, \text{\AA}$	8,910	8,925	7,33	7,37	"	7,36	7,33
$c, \text{\AA}$	5,273	5,248	7,03	6,99	14,0	7,01	7,4
$\beta, ^\circ$	106,14	74,13	90	90	90	90	90

Примечание. Обр. 501 (1), 501, 293 — по данным рентгенограмм А.Л. Соколовой (ГИН АН СССР); 1122 — по данным микродифракции электронов [Юркова и др., 1975]; Д, Я, М — литературные данные: Д — [Clark et al., 1962]; Я — [Imai et al., 1972]; М — [Taylor, 1954].

Принадлежность исследуемых минералов ксонотлиту однозначно установлена по результатам его изучения методами дифракции рентгеновских лучей и микродифракции электронов. Дифрактограмма порошковых образцов характеризуется совокупностью отражений, межплоскостные расстояния и относительные интенсивности которых вполне удовлетворительно совпадают с соответствующими данными, приведенными для ксонотлита другими исследователями (табл. 52). По рефлексам были определены параметры ячейки (см. табл. 51). Химические составы детально исследованных ксонотлитов показаны в табл. 45, 50. В табл. 50 для сравнения приведены данные о составе ксонотлитов из валуна альбититов в бассейне р. Охми, Япония [Imai et al., 1972] и образца из Тетела де Ксонотла Мексики [Taylor, 1954]. При сравнении катионных составов выявляются незначительные вариации по содержанию Са. Детальная информация о параметрах ячейки и степени упорядоченности структуры исследуемых образцов ксонотлита была получена с помощью метода микродифракции электронов. При этом выяснилось, что волокна не являются структурно однородными, так как для одного и того же образца выявлены как строго регулярные, так и неупорядоченные структуры, дифракционные картины которых содержат диффузные максимумы при $k = 2n+1$.

При измерении параметров ячейки по данным микродифракции электронов было установлено удвоение параметра c ($14\text{\AA}$) для ксонотлита из прожилков, рассекающих зеленокаменноизмененные породы центральной части полуострова второй серии на контакте его с протрузией серпентинитов (р. Неохе, обр. 1122). Для ксонотлитов из краевых зон метасоматических колонок родингитов, сформированных за счет дайковых пакетов второй серии (обр. 1166, 293), такое удвоение параметра c не установлено (см. табл. 51). Известно, что Дж. Гард [Gard, 1966], изучая методом микродифракции электронов синтетические и природные разновидности ксонотлитов, установил существование четырех регулярных поли типов этого минерала и двух полубеспорядочных, в структуре которых имеют место нерегулярные смещения кремнекислородных цепочек волластонитового типа на $\pm b/2$ в плоскости (100). При сопоставлении параметров ячеек разновидностей ксонотлита, синтезированных при сравнительно низких ($160\text{--}180^\circ\text{C}$) и высоких (350°C) температурах, выяснилось, что последние имеют период повторяемости вдоль оси c , как правило, вдвое (иногда вчетверо) превышающий параметр $c = 7\text{\AA}$ низкотемпературных модификаций. То обстоятельство, что для природных поли типов ксонотлита из Шотландии, образовавшихся при заведомо высоких температурах, установлен такой же период повторяемости вдоль оси c , позволяет косвенно, на основании данных о размерах ячейки минерала, судить об условиях его образования.

Таблица 52
Данные порошковых рентгенограмм ксонотлитов

hkl	1		2		hkl	1		2	
	d	I	d	I		d	I	d	I
002	8,47	4	8,50	20	?	1,817	9	—	—
100	7,03	38	7,05	40		—	—	1,756	30
012	5,42	1	—	—	?	1,745	2	—	—
004	4,26	30	4,27	40	325	1,706	11	1,710	40
311	3,89	1	3,90	20	325	—	—	1,687	20
014	3,62	44	3,65*	70	332	1,679	1	—	—
200	3,49	8	—	—	?	—	—	1,655	20
202					029	1,646	4	1,639	20
202	3,24	100	3,23	70	240				
121					1.0.10	1,616	2	—	—
023	3,08	9	3,07	100		—	—	1,598	10
212					421				
212	3,00	1	—	—	421	1,573	7	1,575	20
123	2,83	9	2,83	50	423	1,521	2	1,519	30
204									
204	2,70	36	2,71	40	244	1,517	2		
016	2,63	10	2,65	20	146	1,491	1,5		
221									
221	2,50	3	2,51	40	425	1,427	1		
300	2,330	16	2,34	30	152	1,415	1		
302									
302	2,248	15	2,25	30	0.2.11	1,389	8		
304	2,037	13	2,04*	85	250	1,353	3		
321									
321	1,948	61	1,95*	85	329	1,345	4		
504	—	—	—	—	504	1,330	7		
040	1,834	2	1,84	40	427				
					521	1,314	2		

*Основные диагностические рефлексы.

Примечание. 1 — обр. 501 (см. табл. 50); 2 — образец из Тетела де Ксонотла [Taylor, 1954].

Используя данные, приводимые Дж. Гардом, можно предполагать относительно высокие (350° С) температуры образования ксонотлита из прожилков. Ксонотлиты из краевых зон метасоматических колонок, сформированных за счет пакетов полудаек второй серии, исходя из этих же данных, сформировались при более низких температурах (160—180°С). Последний вывод совпадает с представлениями, высказанными ранее в этой главе о том, что моно- и биминеральные краевые зоны кальциевых силикатов и алюмосиликатов родингитов являются поздними, наложенными образованиями. В связи с тем что ксонотлит (обр. 501), сформированный на контакте субщелочных базальтоидных вулканитов с полосчатым комплексом, не изучен методом микродифракции электронов, оценка температуры его образования вышеприведенным способом

невозможна. Судя по ассоциации его с диопсидом (обр. 501-1), он здесь представлен высокотемпературной модификацией.

Геологические и петрографо-минералогические данные, полученные в ходе изучения родингитов, позволяют сделать основные выводы об условиях их формирования, отражающие специфику становления офиолитов в эвгеосинклинальных комплексах активных континентальных окраин.

1. Родингиты являются полистадийными метасоматическими образованиями регрессивно-прогрессивного рядов, сформированными в интервале температур 500—550 — 160—180° С в процессе диапирового становления серпентинизированных гипербазитов, которое сопровождалось дайковым и эффузивным основным и кислым магматизмом и седиментацией вулканогенно-осадочного флишоидного комплекса. Серпентиниты существовали до родингитизации и способствовали родингитизации пограничных и внедренных в них дайковых пород, выступая в роли физических и химических экранов.

2. Источниками Са, так же как и других химических компонентов, необходимых для формирования родингитов, служили исходные магматические породы и связанные с магматизмом флюиды. Обогащение кальцием гидротермальных растворов, циркулирующих в контактовых зонах, прежде всего связано с ранней альбитизацией плагиоклазов дайкового или спилит-кератофирового комплексов. Из подобных растворов, претерпевших многократную циркуляцию при условии экранирования Са серпентинитами, могли сформироваться кальциево-гидроокисные воды, повсеместно присутствующие в массивах серпентинизированных ультрабазитов и служащие главным доводом в пользу популярной гипотезы о синхронности процессов родингитизации и серпентинизации.

3. Протрузивные серпентиниты и вулканиты спилит-кератофирового комплекса были в разной мере брекчированы до родингитизации. Во время родингитизации предполагаются их одновременные пластические субвертикальные перемещения.

4. В процессе протрудирования офиолитов во флишоидные комплексы можно предполагать деформирование родингитов за счет борсодержащих поровых растворов вулканогенно-осадочных пород.

5. Катакластические деформации на завершающих этапах становления офиолитов способствовали разрушению биметасоматических зон родингитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований свидетельствуют о том, что связующим звеном разнородных и разрозненных частей разреза рассматриваемых офиолитов служат дайковые серии (пакеты и рои даек и полудаяк, реже одиночные дайки диабазов, габбродиабазов и габбро). Они пронизывают все комплексы офиолитов, начиная с дунит-гарцбургитового, и в этом смысле являются весьма важными индикаторами условий образования офиолитовой ассоциации в целом. Формирование дайкового комплекса реконструируется в основании внешней (фронтальной) части примитивной островной дуги. Взаимоотношения дайкового комплекса с остальными членами офиолитовой ассоциации не позволяют предполагать значительных горизонтальных перемещений офиолитов до внедрения даек. Ряды минеральных преобразований пород офиолитового разреза в целом показывают смену условий метаморфизма от глубинных до субповерхностных фаций при активном участии на разных уровнях глубинности эндогенных фронидов. Эволюция магматизма прослеживается от глубинных фаций (лерцолиты, габбронориты) к гипабиссальным (дайковые серии диабазов и плагиогранитные интрузии) и эффузивным подводным (спилиты, кварцевые кератофиры).

Для рассматриваемых офиолитовых ассоциаций показательно следующее: 1) возможность ранней серпентинизации дунит-гарцбургитового комплекса на значительной глубине (40—50 км) в мантии; 2) непрерывный ряд разнотемпературных (от 900 до 100—150° С) контактово-реакционных взаимоотношений всех пород (и магмы) офиолитового разреза с серпентинитами; 3) протрудирование блоков офиолитов в спилит-кератофировый комплекс одновременно с субвертикальными перемещениями вмещающих пород; 4) одновременность протрудирования серпентинитов и внедрения в них дайковых пакетов; 5) протрудирование блоков офиолитов в пограничные вулканогенно-осадочные комплексы, сформированные автокинетическими потоками; 6) сочетание в одном массиве офиолитов или в офиолитовом меланже блоков вулканитов островодужного спилит-кератофирового комплекса и субшелочных базальтоидов, характерных для океанических поднятий или абиссальных плато; тем и другим присущи биметасоматические взаимодействия с серпентинизированными ультрабазитами.

Формирование офиолитовой ассоциации в целом представляется возможным связать с развитием магматическо-метаморфического диапира в литосферном клине над сейсмофокальной зоной. В пору господства в геологии идей мобилизма автор обращает внимание на гипотетическое пока (на уровне интуитивного мышления) представление о том, что сейсмофокальные зоны можно оценивать как области концентрированного локализованного космического воздействия на Землю. Такое воздействие могло стимулировать (главным образом энергетически) развитие здесь многомерных и разностильных геологических процессов, ведущих к созданию офиолитовой ассоциации. Это предположение может быть напоминанием ученым не отрешаться от того, что им в данное время не известно, следуя заветам "живой этики" Н.К. Рериха.

Для целей практической геологии на основе представлений о большой роли эндогенных флюидов, несущих Ni, Cr, Fe, Cu, в монографии сделаны выводы, касающиеся прогнозирования сульфидных руд в верхних частях разрезов спилит-кератофировых и субсинхронных вулканогенно-осадочных (флишоидных) комплексов. Показана связь серпентинизации в восстановительных условиях с формированием минерализации платиноидов. Данные об условиях локализации и составе родингитов, детально рассмотренных в работе, необходимы для практики поисков и оценки месторождений подолочных камней.

ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов Л.В., Банников О.Л., Андреева Т.А. Зависимость состава газовой фазы гипербазитов от их химизма и генезиса // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976. С.64—74. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 305).
- Агафонов Л.В., Пинус Г.В. Родингиты офиолитовых зон восточной части Центрально-азиатского складчатого пояса // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С.105—112.
- Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С.133—179.
- Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
- Алексеев Э.С., Кузнецова И.А. Объяснительная записка к Государственной геологической карте масштаба 1:200 000. Серия Корякская. Лист Р—58—XXIX. М.: Недра, 1980. 36 с.
- Анненкова Г.А. Ксонотлит из Кельбаджарского района Азербайджанской ССР // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1964. Вып. 15. С. 184—188.
- Артемов В.Р., Кузнецова В.Н. Проблема серпентинизации в свете современных представлений о минералогии серпентинитов // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1969. С.168—175.
- Арыштаев С.А., Васильев Б.Д. О природе плагиогранитов и кварцевых порфиров района Ипчульского месторождения // Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. М.: Наука, 1984. С.39—49.
- Балакина Л.М. Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С.198—209.
- Баркер Ф. Трондземит: Определение, геологическая обстановка и гипотезы образования // Трондземиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 9—18.
- Белгородский Е.А. О генезисе кислых вулканитов некоторых контрастных формаций геосинклиналей // Докл. АН СССР. 1983. Т.270, № 3. С. 683—686.
- Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1961. 176 с.
- Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н. Верхнемеловые образования подводного хребта Ширшова: Берингово море // Докл. АН СССР. 1983. Т.273, № 5. С. 1183—1186.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189—217.
- Борисенко Л.Ф. Руды ванадия. М.: Недра, 1983. С. 61—72.
- Борсук А.М., Геншафт Ю.С., Цветков А.А. Магматизм и эволюция Алеутской островной дуги // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С.116—142.
- Боуэн Н.Л., Таттл О.Ф. Система $MgO-SiO_2-H_2O$ // Вопросы физикохимии в минералогии и петрографии. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. С.23—50.
- Буалло Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 148 с.
- Варлаков А.С. О серпентинизации альпинотипных гарцбургитов // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1978. № 3. С.54—63.
- Васецкий И.П., Владимиров Б.Н. Тамбавтэзмский ксонотлит // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1958. Вып. 13. С.122—129.
- Васильев В.И., Колесник Ю.Н., Бердичевский Г.В. Самородный железоникель из серпентинитов Восточно-Саянского гипербазитового пояса // Докл. АН СССР. 1976. Т.23, № 4. С.969—972.
- Васильев В.И., Колесник В.К., Рублев А.Г. Абсолютный возраст интрузивных пород подводных возвышенностей Охотского моря // Там же. 1984. Т.278, № 6. С.1426—1429.
- Велинский В.В. Серпентинизация гипербазитов // Геология и геофизика. 1978. № 3. С.52—62.
- Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан—континент. Новосибирск: Наука, 1979. 248 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 283).
- Винчелл А.Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. 530 с.
- Витовская И.В., Бугельский Ю.Ю. Никеленосные коры выветривания. М.: Наука, 1982. 178 с.
- Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974. 115 с.
- Геологический словарь. М.: Недра, 1978. Т.2. 385 с.

Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 259 с.

Гил Дж.Б., Сторн А.Л. Мiocеновые низкокальцевые дациты и трондjemиты островов Фиджи // Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 456—470.

Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука, 1984. 221 с.

Говоров И.Н. Происхождение океанических базальтов по петрохимическим данным // Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис. М.: Наука, 1983. С. 24—38.

Головкин А.В. Листвениты и рoдингиты офиолитовых поясов Узбекистана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент, 1984. 22 с.

Голынкин И.Н., Закарнадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Вариации состава базальтов в разных геодинамических обстановках рифтогенеза // Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983. С. 17—37.

Граменецкий Е.Н., Коротаев М.Ю. Термодинамические условия стабильности и петрологическое значение флюидных расплавов // Термодинамика в геологии: Всесоюз. симпозиум. Суздаль, 12—14 марта 1985: Тезисы. Черноголовка, 1985. Т. 1. С. 149—150.

Граменецкий Е.Н., Котельников А.Р. Экспериментальная петрография. М.: Недра, 1984. 207 с.

Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 26 с.

Гранник В.М. Петрохимические особенности метабазитов Сусунайского метаморфического комплекса. Южно-Сахалинск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. 26 с.

Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения Янравайского аккреционного комплекса: Корякское нагорье // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 110—140.

Григорьев В.Н., Шалиро М.Н. Верхнемеловые вулканы перешейки Камчатки // Тихоокеан. геология. 1986. № 4. С. 58—66.

Грудинин М.И., Секерин А.П. Самородное железо в гипербазитах Шаманского массива // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, № 5. С. 1208—1210.

Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.И. Эволюция парагенезисов платиновых минералов в альпинотипных гипербазитах // Геология руд месторождений. 1986. № 5. С. 16—33.

Дмитриев Ю.И., Соловova И.П., Долиннина Ю.В., Муравичская Г.Н. Петрология базитов Филиппинского моря по данным глубоководного бурения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 4. С. 19—23.

Дриц В.А., Слонимская М.В., Степанов С.С. и др. О роли восстановленных флюидов в процессах серпентинизации ультрабазитов // Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 102—113.

Добрецов Н.Л. Глобальные геологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.

Добрецов Н.Л., Козак А.П., Молдавцев Ю.Е. и др. Сопоставление и петрографо-минералогическая характеристика офиолитов и метаморфических пород Полярного Урала // Петрология

и метаморфизм древних офиолитов: На примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977. С. 92—125. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 368).

Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляр Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижневендские офиолиты. М.: Наука, 1985. С. 133—148.

Егоров А.Е., Егорова М.Г., Подзорова Д.И. Петрографическая и петрохимическая характеристика метаморфических пород Сахалина и некоторые вопросы их происхождения // Метаморфические комплексы острова Сахалин. Южно-Сахалинск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1969. С. 42—72.

Еникиолопов Н.С. Влияние сдвига на скорость процессов полимеризации // Международ. симпозиум по хим. физике. Тез. докл. М., 1981. С. 83—86.

Ершова З.И., Дмитриев Р.В. О выделении водорода при нагревании амфиболов // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 6. С. 1455—1458.

Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 229 с.

Жамойда А.И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972. 243 с.

Жуховицкий А.А., Шварцман Л.А. Физическая химия. М.: Металлургия, 1976. 251 с.

Заварицкий А.Н. Дунит Нижнетагильского массива на Урале с глубины 500 м // Вестн. Геол. ком. 1925. № 4. С. 35—38.

Закарнадзе Г.С., Магакян Р.Г., Цамерян О.П. Проблемы раннеальпийской эволюции Малого Кавказа в свете геохимических данных о вулканических сериях островодужного типа // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 150—166.

Закруткин В.В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2. 1968. Ч. 97, вып. 1. С. 15—23.

Злобин С.К., Закарнадзе Г.С. Геохимические черты островодужных plutонических комплексов и их палеоаналогов // Геохимия. 1985. № 11. С. 1567—1577.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хантайширинский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблемы офиолитов // Геотектоника. 1978. № 1. С. 19—42.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Томуртогов О., Коптева В.В. Офиолиты Западной Монголии // Рифейско-нижневендские офиолиты. М.: Наука, 1985. С. 7—19.

Калушин Ю.Л. О металлогенической специализации мантии // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 2. С. 462—466.

Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 266—287.

Кац М.Я. Анализ гетерогенности минералов. М.: Наука, 1977. 290 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 306).

Кашинцев Г.Л., Фрих-Хар Д.И., Абрамова Е.Е. Петрография и минералогия магматических пород впадины Хесса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 5. С. 14—24.

Кебезинский К.Б., Кебезинский В.В., Томурхуу Д., Доржнамжаа Д. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Монголии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты. М.: Наука, 1985. С. 19—33.

Колесник Ю.Н. Проблемы генезиса и температурные фации родинитов // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 97—104.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.

Колман Р.Г., Донато М.М. Еще раз об океанических плагногранитах // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 118—130.

Колосов А.В., Пилипенко В.П., Таран Ю.А. Окклюдирующие газы "плутонического" и "вулканического" типов гранитоидов в пределах Курило-Камчатской зоны // Вулканология и сейсмология. 1984. №1. С. 36—44.

Коптева В.В., Кузмин М.И., Томуртоогоо О. Строение верхней части разреза офиолитов Боян-Хонгорской зоны офиолитов // Геотектоника. 1984. №6. С. 39—54.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 336—456.

Коржинский Д.С., Зотов Н.А., Перцев Н.Н. Трансмагматические флюиды и метаматизм // XXVII Междунар. геол. конгр. Петрология: Секция С-09. Доклады. М.: Наука, 1984. Т.9. С. 259—262.

Корыткова Э.Н., Косулина Г.И., Махарова Т.А. Экспериментальное воспроизведение процесса серпентинизации оливины // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 3. С. 70—76.

Кузнецов П.П., Симонов В.А. Офиолиты и рифты. Новосибирск: Наука, 1988. 150 с.

Куренков С.А. Сложные дайковые комплексы мезозойских траппов в бассейне р. Нижней Тунгуски // Докл. АН СССР. 1984. Т.279, №6. С. 1436—1440.

Куренков С.А., Перфильев А.С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация // Геотектоника. 1984. №5. С. 3—14.

Куталин В.А. Динамометаморфическая сегрегация магматических расплавов и рудных компонентов в верхней мантии // Геология и геофизика. 1977. №8. С. 3—10.

Кушев В.Г., Миронов А.Г. Происхождение щелочных пород в свете данных о флюидном мантийном потоке // Там же. 1980. №3. С. 3—12.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О самом южном месторождении платины на Урале // Изв. СПб. политехн. ин-та. 1910. Вып. 13. С. 21—36.

Леонтьев А.Н. Гранитондней магматизм и вопросы геодинамики. М.: Наука, 1982. 199 с.

Леснов Ф.П. Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1986. 135 с.

Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Кузнецова И.К. Щелочной амфибол группы кроссит-родусит из альбититов Южно-Шимановского гипербазитового массива // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976. С. 85—92. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 305).

Летников Ф.А. Особенности флюидного режима формирования мантийных пород // Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980. С. 5—20.

Летников Ф.П., Карпов И.К., Киселев Ю.В. и др. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 185 с.

Лодочников В.Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие. Л.; М.: ОНТИ, 1936. 386 с. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 38).

Ломидзе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 192 с.

Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 139 с.

Лути Б.Г., Петерсилье И.Ф., Каржавин В.К. Состав газообразных веществ верхней мантии Земли // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, №2. С. 440—443.

Малпас Дж. Две контрастирующие трондьемитовые ассоциации из перемещенных офиолитов в Западном Ньюфаундленде: Первое сообщение // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 339—353.

Мамедов Х.С., Белов Н.В. Кристаллическая структура ксонотлита // Докл. АН СССР. 1955. Т. 104, №4. С. 615—618.

Маракушев А.А. Серпентинизация гарцбургитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. №7. С. 5—20.

Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1974. Вып. 4. С. 102—130.

Марин Ю.Б., Скублов Г.Т., Ванштейн Б.Г. Петрохимическая эволюция фанерозойских гранитондных формаций. Л.: Недра, 1983. 145 с.

Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30—70.

Маршинцев В.К., Барашков Ю.П. Некоторые вопросы серпентинизации кимберлитов // Геология и геофизика. 1979. № 11. С. 51—57.

Меланхолина Е.Н. Габброиды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан // Геотектоника. 1978. № 3. С. 128—136.

Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношение структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 214 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 434).

Москалева В.Н., Иванова В.П., Касатов Б.К. О рудингитах из ультраосновных интрузий Казахстана и определении их минерального состава методом термографии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 1. С. 75—85.

Наседкин В.В. Петрогенезис кислых магм. М.: Наука, 1975. 207 с.

Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р. и др. Тектоническое строение хребта Ширшова: Берингово море // Геотектоника. 1985. №3. С. 21—37.

Никольский Н.С. Условия кристаллизации некоторых восстановленных минеральных фаз и их петрогенетическая информативность // Вулканология и сейсмология. 1984. №1. С. 45—57.

Основные породы. М.: Наука, 1985. 480 с. (Магматические горные породы; Т.3).

Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 217 с.

Павлов Н.В., Григорьева И.И. Интенсивность серпентинизации гипербазитов главного рудного поля Кемпирсайского массива и ее изменения с глубиной // Геология руд. месторождений. 1981. №4. С.18—29.

Панейх Н.А., Соболев С.Ф., Петрова Т.Л., Меламедов С.В. Природа амфиболитов Кемпирсайского и Мамытского массивов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 2. С.25—37.

Пейве А.А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 99 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 393).

Пейве А.А., Казимиров А.Д. Основной магматизм полуострова Камчатский мыс // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С.41—58.

Перфильев А.С., Херасков Н.Н. Диабазовые комплексы и проблема тектонической расслоенности океанической коры // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С.64—101. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).

Перчук Л.Л. Равновесия порообразующих минералов. М.: Недра, 1970. 391 с.

Перчук Л.Л. Сосуществующие минералы. Л.: Недра, 1971. 413 с.

Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 334 с.

Пинус Г.В. К проблеме офиолитов: Генетические черты венд-кембрийских офиолитов Монголии // Геология и геофизика. 1983. № 9. С.11—22.

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Взаимоотношения членов офиолитовых ассоциаций Центральноазиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1979. № 11. С.10—20.

Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 287 с.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 190 с.

Пирс Дж.А., Липпард Дж.С., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Вулканические и связанные с ними осадочные процессы в современных и древних окраинных бассейнах. М.: Мир, 1987. С.134—165. (Геология окраинных бассейнов).

Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 158 с.

Полезные ископаемые Австралии и Папуа. М.: Мир, 1980. Т.78, № 1. 242 с.

Покровский Б.Г. Изотопы кислорода и водорода как индикаторы условий образования глубинных пород // Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. С.86—96.

Покровский Б.Г. Изотопный состав водорода и кислорода как индикатор условий преобразования офиолитовых комплексов: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. М., 1984. 21 с.

Пополитов Э.И., Волынец О.И. Геохимические особенности продуктов кислого вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и проблема

генезиса кислых магм // Геохимическая модель земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континентов к Тихому океану. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С.19—27.

Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента коры. М.: Наука, 1972. 22 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234).

Разницын Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 104 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 371).

Рамдор П. О широко распространенном парагенезисе рудных минералов, возникающих при серпентинизации // Геология руд. месторождений. 1967. № 2. С. 32—43.

Речкин А.Н. Офиолиты Восточного хребта полуострова Шмидта (о-в Сахалин) // Структурный анализ дислокаций. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. С.116—129.

Речкин А.Н. Роль офиолитов в структуре Сахалина // Корреляция эндогенных процессов Дальнего Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С.102—120.

Ринггауд А.Е. Состав и строение Земли. М.: Наука, 1981. 113 с.

Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. 320 с.

Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1987. 90 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 411).

Рождественский В.С., Речкин А.Н. Эволюция офиолитового магматизма Сахалина // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 40—44.

Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г. Новые ассоциации самородных элементов в гипербазитах // Геология и геофизика. 1984. № 4. С.38—44.

Руженцев С.В., Яблочкин С.Г., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136—188.

Руженцев С.В., Соколов С.Д., Юркова Р.М. Тектоническое брекчирование и связанные с ним вторичные изменения пород меланократового фундамента: Корякское нагорье // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 171—172.

Рябов В.В. Пектолит и ксонотлит из Талнахской дифференцированной трапповой интрузии // Геология и геофизика. 1973. № 9. С. 128—132.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 242 с.

Савельева Г.Н., Степанов С.С. Эволюция энстатитов при высокотемпературных деформациях гарцбургитов Войкаро-Сынынского массива: Полярный Урал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 47—55.

Седова И.С., Глебовицкий В.А. Развитие ультраметаморфизма в условиях амфиболитовой фации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 2. С. 46—60.

Селиверстов В.А. Офиолиты Восточной Камчатки // Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: Наука, 1978. С. 177—237.

- Сендеров Э.З., Хитаров Н.И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М.: Наука, 1970. 283 с.
- Сердюченко Д.П., Каденский А.А. Ксонотлиты и пектолиты Кавказских и других месторождений // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2. 1958. Ч. 87, вып. 1. С. 31—47.
- Слободский Р.М. Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1981. 133 с.
- Слодкович В.В., Леснов Ф.П. Геология и некоторые вопросы петрологии Березовского мафит-ультрамафитового плутона: Остров Сахалин // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976. С. 53—63. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 305).
- Слуцкий А.Б., Хитаров Н.И., Ходырев О.Ю. Устойчивость серпентина и талька в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ при высоких давлениях по данным термогравиметрического анализа // Геохимия. 1984. № 3. С. 314—322.
- Смирнова Т.А. Теллурическое железо в ультраосновных породах Кемпирсайского плутона // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2. 1970. Ч. 99, вып. 6. С. 745—748.
- Сорохтин О.Г., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П. и др. Магматические породы хребта Муссау: Каролинское море, Тихий океан // Докл. АН СССР. 1985. Т. 235, № 1. С. 191—195.
- Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 167 с.
- Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. М.: Недра, 1966. Ч. 1. 55 с.
- Сухов А.Н. Вулканогенный комплекс Олюторского хребта: Корякское нагорье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 11. С. 12—27.
- Сычев П.М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М.: Наука, 1966. 124 с.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 590 с.
- Торопов Н.А., Никогосян Х.С., Бойкова А.И. Синтез и исследования некоторых свойств гилленбрандита и других гидросиликатов кальция // Тр. V совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 44—54.
- Устинов В.И., Уханов А.В., Гриненко В.А. Изотопный состав кислорода ксенолитов мантин из кимберлитовой трубки "Обнаженная": Северная Якутия // Геохимия. 1981. № 6. С. 937—941.
- Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов: На примере Урала. М.: Наука, 1975. 286 с.
- Филатова Н.И. Позднекайнозойские—ранне-мезозойские вулканические пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1984. 32 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 253 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гушин А.В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Наука, 1985. 273 с.
- Хаин В.Е. Окраинно-континентальные и межконтинентальные геосинклинальные пояса: Сопоставление особенностей развития // XXVII Междунар. геол. конгр. Тектоника: Доклады. М.: Наука, 1984. С. 60—62.
- Хесс Г. История океанических бассейнов // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 9—26.
- Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. М.: Наука, 1976. 196 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 281).
- Хэйс Д. Окраинные моря Юго-Восточной Азии: Их геофизические характеристики и структура // XXVII Междунар. геол. конгр. История и происхождение окраинных и внутренних морей: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 2. С. 30—44.
- Цветков А.А. Магматизм Алеутской дуги и проблемы петрогенеза островодужных изверженных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 4. С. 3—19.
- Цуканов Н.В., Зинкевич В.П. Тектоника хребта Кумрох: Восточная Камчатка // Геотектоника. 1987. № 6. С. 63—77.
- Червяковский С.Г. Средне-верхнепалеозойская гранитизация в Магнитогорской зоне на Южном Урале, ее характер и масштабы // Магматические комплексы Среднего и Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 21—32.
- Чехов А.Д., Бычков Ю.М., Левашова С.В., Петров А.Н. Верхний триас в северо-восточной части Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1984. № 2. С. 62—66.
- Шараскин А.Я. Строение и тектоно-магматическая эволюция дна Филиппинского моря // XXVII Междунар. геол. конгр. История и происхождение окраинных и внутренних морей: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 3. С. 44—56.
- Шараскин А.Я., Закариндзе Г.С. Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 221—228.
- Шеймович В.С. Геологическое положение кайнозойских гранитоидов Камчатки и их генезис // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 2. С. 445—448.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
- Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 227 с.
- Щедрин Н.Ф., Золотухин В.В. О дайках долеритов и габбро-долеритов в Имангдинском районе (северо-западный борт Тунгусской синеклизы) и их поисковом значении на сульфидные медно-никелевые руды // Геология и геофизика. 1980. № 3. С. 35—48.
- Щека С.А., Куренцова Н.А. Магматизм главных структурных элементов океанов и зон их сочленения с континентами // Геология дальневосточных окраин Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 103—119.
- Зварт А. Минералогия и химизм третичных и

современных дацитовых, латитовых, рнелитовых и родственных саллических вулканитов // Трондземиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 19—98.

Юркова Р.М. Родингиты офиолитового комплекса полуострова Шмидта (Сев. Сахалин) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 2. С. 101—109.

Юркова Р.М. Родингиты различных структурных зон мезозойских офиолитовых комплексов Сахалина и Малого Кавказа // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 113—120.

Юркова Р.М., Пейве А.А. Кварцевые кератофиры и плагиограниты в офиолитовых комплексах Сахалина и Корякского хребта // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 96—118.

Юркова Р.М., Пейве А.А., Воронин Б.И. Типы амфиболитов северо-западной окраины Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 44—62.

Юркова Р.М., Пейве А.А., Зинкевич В.П., Черкашин В.И. Амфиболиты хребта Ширшова (Берингово море) // Там же. 1985. № 7. С. 9—28.

Юркова Р.М., Пейве А.А., Каледа К.Г., Казмиров А.Д. Метаморфические изменения комплекса габброидов при формировании субконтинентальной коры Корякского хребта // Геотектоника. 1984. № 6. С. 56—83.

Юркова Р.М., Слонимская М.В., Даянх Б.А., Дриц В.А. Водород и метан в серпентинах различных генетических типов: (На примере Сахалина и Корякского нагорья) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 2. С. 420—425.

Язев Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулканоплутонический пояс. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 156 с.

Якшин И.С. Нефритоносные метасоматиты в гипербазитах Восточно-Саянского пояса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1984. 17 с.

Adib D., Pamic J. Rodingites from the southeastern parts of the Neyriz ophiolite, complex in the Zagros range, Iran // Arch. sci. 1980. Vol. 3, N 2/3. P. 281—290.

Arnason B., Sigurgeirsson T. Deuterium content of water vapour and hydrogen in volcanic gas at Surtsey Iceland // Geochim. et cosmochim. acta. 1968. Vol. 32, N 10. P. 807—813.

Ashley P.M., Franklin B.J., Ray A.S. Plagiogranites in the Coolac ophiolite suite, New South Wales, Australia // Geol. Mag. 1983. Vol. 120, N 1. P. 10108.

Bailey S.W. Structure of layer silicates. Ch. 1 // Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification. L.: Miner. Soc., 1980. P. 3—124.

Beccaluva L. Ophiolites and actualism: petrological constraints // Ofioliti. 1982. Vol. 7, N 2/3. P. 109—111.

Benson W.N. The origin of serpentinites // Amer. J. Sci. 1918. Vol. 46, N 7/8. P. 693—731.

Bilgrami S.A., Howie R.A. Mineralogy and petrology of a rodingite dike Hindubach, Pakistan // Amer. Miner. 1960. Vol. 45, N 7/8. P. 791—801.

Bishop A.C., Key C.H. Nature and origin of

layering in the diorites of SE Jersey, Channel Islands // J. Geol. Soc. London. 1983. Vol. 140, N 3. P. 921—937.

Bloomer S.H., Hawkins J.W. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana trench and island arc ophiolite // Tectonics and geological evolution Southeast Asian seas and islands. Wash. (D.C.): Amer. geophys. union, 1983. Pt 2. P. 294—317.

Bloxam T.W. Rodingite from the Cirvan-Ballantrae complex, Ayrshire // Miner. Mag. 1954. Vol. 30, N 227. P. 525—528.

Bøe R. Rodingite from Lindas, Western Norway // Norsk geol. tidsskr. 1985. Vol. 65, N 4. P. 301—320.

Bowden P., Batchelor R.A., Chappell B.W. et al. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: A discussion // Phys. Earth and Planet. Inter. 1984. Vol. 35, N 1. P. 1—11.

Brown P.F. A sheeted dyke complex within the Coolac ophiolite, Southeastern New South Wales // J. Geol. Soc. Austral. 1979. Vol. 26, N 3. P. 411—417.

Buckner D.A., Roy D.M., Roy R. Studies in the system $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. II. The system $\text{CaSiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ // Amer. J. Sci. 1960. Vol. 258, N 132. P. 132—147.

Canad. Miner. 1979. Vol. 17, N 4. P. 673—831.

Capedri S., Garuti G., Rossi A. Rodingites from Pindos. Constraints on the rodingite problem // Neues Jb. Miner. Abh. 1978. Vol. 132, N 3. P. 242—263.

Carlson E.T. Hydrogarnet formation in the system lime — aluminasilica — water // US Nat. Bur. Stand. J. Res. 1956. Vol. 56. P. 327—335.

Clark S.P., Scharer J.F., Neufville J. Phase relations in the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6-\text{CaAl}_2\text{SiO}_6-\text{SiO}_2$ at low and high pressure // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1962. Vol. 61. P. 59—69.

Coleman R.G. New Zealand serpentinites and associated metasomatic rocks // N.Z. Geol. Surv. Bull. N.S. 1966. Vol. 76. P. 79—86.

Coleman R.G. Tectonic inclusions serpentinites // Arch. sci. 1980. Vol. 33, N 2/3. P. 89—101.

Coleman R.G. Preaccretion tectonics and metamorphism of ophiolites // Ofioliti. 1984. Vol. 9, N 3. P. 205—222.

Coleman R.G., Keith T.E. A chemical study of serpentinitization Burro Mountain, California // J. Petrol. 1971. Vol. 12, N 2. P. 311—328.

Cooper A.F., Reay A. Lithology field relationship and structure of the Poanamu ultramafics from the Whitcombe and Hokitika Rivers Westland, New Zealand // N.Z. J. Geol., Geophys. 1983. Vol. 26. P. 359—379.

Cortesogno L., Lucchetti G. Ocean floor metamorphism of metagabbros and striped amphibolites (T. Marlo, Southern Tuscany, Italy) // Neues Jb. Miner. Abh. 1984. Vol. 148, N 3. P. 276—300.

Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification / Ed. C.W. Brindley, G. Brown. L.: Miner. Soc., 1980. P. 14—17.

Cusumano J.A., Dalla Bella R.A., Levy Ricardo B. Catalysis in coal conversion. L.: Acad. press, 1978. 193 p.

- Dal Piaz G.V.* Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico tra serpentinite e rocce increcassanti nelle Alpi Occidentali Italiane // *Rend. Soc. ital. miner. e petrol.* 1969. Vol. 25, N 3. P. 263—315.
- Dal Piaz G.V., Battistini C.Di., Gosso G., Venturelli C.* Rodingitic gabbro dykes and rodingitic reaction zones in the upper Valtouranche — Breuil area, Piemonte Ophiolite Nappe // *Ital. W. Alps Arch. Sci.* 1980. Vol. 33, N 2/3. P. 161—179.
- Damodoran K.T., Somasekai B.* Geochemistry of boron in ultrabasics of Nuggihalli shist belt, Karnataka state // *Proc. Acad. Sci. Ind. A.* 1974. Vol. 79, N 6. P. 1112—1121.
- Davies H.L., Jaques A.L.* Emplacement of ophiolite in Papua New Guinea // *Ophiolites and oceanic lithosphere.* Oxford etc.: Blackwell, 1987. P. 341—349.
- De A.* Petrology of dike emplaced in the ultramafic rocks of Southeastern Quebec and origin of the rodingite // *Geol. Soc. Amer. Inc. Mem.* 1972. Vol. 132. P. 489—501.
- Dimroth E., Woussen G., Roy D.W.* Geologic history of the Saguenay region, Quebec (Central Granulite Terrain of the Grenville Province): a working hypothesis // *Canad. J. Earth. Sci.* 1981. Vol. 18, N 6. P. 1506—1521.
- Eakle A.S.* Jurupaite — a new mineral // *Amer. Miner.* 1921. Vol. 6, N 2. P. 107—109.
- Emmet F.F.* The petrography and geochemistry of corona-bearing dolerites from the Jotun Nappe, Central Southern Norway // *Miner. Mag.* 1982. Vol. 66. P. 43—46.
- Ernst W.G.* Interpretation synthesis of metamorphism in the Alps // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 84, N 6. P. 2053—2078.
- Espinosa A.* Rodingite of the Los Arules ophiolite sequence in the Western Cordillera of the Columbian Andes // *Arch. sci.* 1980. Vol. 3, N 2/5. P. 337—350.
- Evans B.W.* Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1977. Vol. 5. P. 397—447.
- Evarts R.C., Schiffman P.* Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto Ophiolite, California // *Amer. J. Sci.* 1983. Vol. 283, N 4. P. 289—340.
- Forster M.D.* Interpretation of the composition of trioctahedral mica // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1960. N 354-B. P. 11—49.
- Foster M.D.* Interpretation of composition and a classification of the chlorites // *Ibid.* 1962. N 414-A. P. 1—33.
- Frost B.R.* Contact metamorphism of serpentinite, chlorite blackwall and rodingite at Paddy Go — Easy Pass, Central Cascades, Washington // *J. Petrol.* 1973. Vol. 16, N 2. P. 272—313.
- Frost B.R.* Formation of plagioclase peridotite by contact metamorphism, Icicle Creek, central Cascades, Washington // *Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr.* 1974. Vol. 6. P. 179—180.
- Gard J.A.* A system nomenclature for the fibrous calcium silicates and a study of xonotlite polytypes // *Nature.* 1966. Vol. 211, N 5053. P. 1078—1079.
- Gass I.G., Lippard S.J., Shelton A.W.* The ophiolite in the Oman: the open university project // *Episodes.* 1985. Vol. 8, N 1. P. 13—20.
- Girardeau J., MarCoux J., Allegre G.J. et al.* Tectonic environment and geodynamic significance of the Neo Cimmerian Donqiko ophiolite, Bangong-Nujiang suture zone, Tibet // *Nature.* 1984. Vol. 307, N 5. P. 27—31.
- Girardeau J., Mercier J.C.C., Youking Tang.* Petrology of the Donqiao-Xainxa ophiolite (North Tibet, China): Evidence for its formation in a supra — subduction zone environment // *Ophioliti.* 1986. Vol. 11, N 3. P. 235—262.
- Gresens R.L.* Blueshist alternation during serpentinization // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1969. Vol. 24, N 2. P. 93—143.
- Hall A., Ahmed Z.* Rare earth content and origin of rodingites // *Chem. Erde.* 1984. Vol. 43, N 1. P. 45—56.
- Hess H.H.* The problem of serpentinization and the origin of certain chrysotile asbests, talk and soapstone deposits // *Econ. Geol.* 1933. Vol. 28, N 7. P. 634—657.
- Hinrichen T., Schürman K.* Synthese und Bildung bedingungen des pumpellyites // *Naturwissenschaften.* 1968. Bd. 55, N 3. S. 131—132.
- Hodges F.N., Papike J.J.* DSDP site 334: magmatic cumulates from oceanic layer 3 // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 23. P. 4135—4151.
- Honnorez J., Kirst P.* Petrology of rodingites from the equatorial Mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic significance // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1975. Vol. 49, N 3. P. 233—257.
- Hossain M.A.* Contribution a l'etude du vapore-formage du metane en gaz de synthese en presence du cobalt support et cobalt massif: Le grade de docteur d'etat es sciences. P., 1977. 15 p.
- Houghton B.F.* Low-grade metamorphism of the takitimu Group, western Southland, New Zealand // *N.Z. J. Geol. Geophys.* 1982. Vol. 25, N 1. P. 1—19.
- Iishi K., Saito M.* Synthesis of antigorite // *Amer. Miner.* 1973. Vol. 58, N 7. P. 915—919.
- Imai N., Otsuka R., Chihara K. et al.* Xenolite from the Ohmi district Niigata Prefecture, Japan // *J. Jap. Assoc. Miner., Petrogr., Econ. Geol.* 1972. Vol. 67, N 3. P. 63—75.
- Initial reports of the Depp Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1981. Vol. 59. 815 p.; 1982. Vol. 60. 929 p.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A quite to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canad. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8, N 5. P. 523—548.
- Irving A.* Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alcalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle // *Amer. J. Sci. A.* 1980. Vol. 280. P. 989—426.
- Ishii T.* Pyroxene geothermometry of basalts and an andesite from the Palau-Kyushu and West Mariana ridges, Deep Sea Drilling Project, leg 59 // *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project.* Wash.

(D.C.): US Gov. print. off., 1981. Vol. 59. P. 693—718.

Jamieson R.A. Metamorphism during ophiolite emplacement — the petrology of the St. Antony complex // *J. Petrol.* 1981. Vol. 22, N 3. P. 397—449.

Karig D.E. Origin and development of marginal basins in Western Pacific // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76, N 8. P. 2542—2561.

Karup-Møller S. Xenotile-pectolite and natrolite-bearing fracture veins in volcanic rocks from Nugsuaq West Greenland // *Medd. Grønland.* 1969. Vol. 186, N 2. P. 21—29.

Kasipathi C., Radhakrishna T. Genetic aspects of ore mineral assemblages in the ultramafic rocks of Indus ophiolites of Dras, Kashmir Himalaya, India // *Ofioliti.* 1984. Vol. 9. Suppl. 36.

Kirby G.A. The petrology and geochemistry of dikes of Lizard ophiolite complex, Cornwall // *J. Geol. Soc. London.* 1984. Vol. 141, pt 1. P. 53—59.

Kiyosu Y. Hydrogen isotopic compositions of hydrogen and methane from some volcanic areas in Northeastern Japan // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 62, N 1. P. 41—52.

Kuniyoshi S., Liou J.G. Contact metamorphism of the Karmutsen volcanics, Vancouver Island, British Columbia // *J. Petrol.* 1976. Vol. 17, N 1. P. 73—99.

Kuno H. Fractionation trends of basalt magmas in lava flow. // *J. Petrol.* 1965. Vol. 6, N 2. P. 302—321.

Laurent R. Regimes of serpentinization and rodingitization in Quebec Appalachian ophiolites // *Arch. sci.* 1980. Vol. 33, N 2/3. P. 312—320.

Leach T.M., Rodgers K.A. Metasomatism in the Wairere Serpentine King Country, New Zealand // *Miner. Mag.* 1978. Vol. 42, N 321. P. 45—62.

Leake B.E. The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism // *Geol. J. Spec. Iss.* 1965a. N 1. P. 299—306.

Leake B.E. The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and asubcalciferous amphiboles // *Amer. Miner.* 1965b. Vol. 50, N 7/8. P. 843—851.

Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // *Ibid.* 1978. Vol. 63, N 11/12. P. 1023—1058.

Lewis J.P. Unit-cell dimensions of some aluminous natural clinopyroxene // *Ibid.* 1967. Vol. 52, N 1. P. 41—54.

Liou J.G. Analcime equilibria // *Lithos.* 1971. Vol. 4, N 4. P. 389—402.

Lippard S.J., Rex D.C. K—Ar ages of alkaline igneous rocks in the northern Oman mountains, NE Arabia, and their relations to rifting, passive development and destruction of the Oman Tethys // *Geol. Mag.* 1982. Vol. 119, N 5. P. 497—503.

Lorand J.P. Preliminary report on the cupronikeliforous opaque assemblages in ultramafic rocks from the Bay of Islands ophiolite complex (Newfoundland) // *Ofioliti.* 1984. Vol. 9. Suppl. 41.

Lorenz B.E., Fountain J.C. The South Lake igneous complex, Newfoundland: a marginal basin — 162

island arc association // *Canad. J. Earth Sci.* 1982. Vol. 19, N 3. P. 490—503.

Macdonald A.R., Fyfe W.S. Rate of serpentinization in sea floor environments // *Tectonophysics.* 1985. Vol. 116, N 1/2. P. 123—135.

Maresch W.V., Massone H.-J., Gzank M. Ordered and disordered chlorite/biotite interstratifications as alteration products of chlorite // *Neues Jb. Miner. Abh.* 1985. Vol. 152, N 1. P. 79—100.

Marshall P., Bell R.A., Clarke E.C. The geology of Dun Mountain Subdivision Nelson // *N.Z. Bull. Geol. Surv.* 1911. Vol. 12. P. 96.

Maruyama Sh., Suzuki K., Liou J.G. Greenshist-amphibolite transition equilibria at low pressures // *J. Petrol.* 1983. Vol. 24, N 4. P. 583—604.

Mason R. A trondhjemite vein in the Sulitjema Gabbro, Norway, and its implications for the Sulitjema ophiolite // *Geol. Mag.* 1983. Vol. 118, N 5. P. 252—531.

Matley D.P., Marsh N.G., Tarney J. The geochemistry, mineralogy and petrology of basalts from the West Philippine and Parece Vela Basins and from Palau-Kyushu and West Mariana Ridges — Deep Sea Drilling Project leg 59 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1981. Vol. 59. P. 753—800.

Miller R.B. The ophiolite Ingalls complex, North-Central Cascade Mountains, Washington // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1985. Vol. 96, N 1. P. 27—42.

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. Vol. 274, N 4. P. 321—355.

Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites // *J. Geol.* 1975. Vol. 83, N 2. P. 249—281.

Moody J.B. Serpentinization: A review // *Lithos.* 1976. Vol. 9, N 2. P. 125—136.

Moores E.M. Origin and emplacement of ophiolites // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1982. Vol. 20, N 4. P. 735—760.

Mposkos E., Perdicakis V. Petrology of glaucophane metagabbros and related rocks Samos, Aegean Islands (Greece) // *Neues Jb. Miner. Abh.* 1984. Vol. 148, N 1. P. 43—63.

Mullen E.D. Evolution of forearc ophiolites, Eastern Oregon, USA // *Ofioliti.* 1984. Vol. 9. Suppl. 47.

Müller G., Strauss K. Mass balances of spilitization and of similar metasomatic processes in keratophyres and picrites from Rhenohercynian Piles // *Chem. Erde.* 1984. Vol. 43, N 4. P. 279—293.

Natland J.H. Petrography and mineral compositions of gabbros recovered in Deep Sea Drilling Project hole 453 on the western side of Mariana through // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1982. Vol. 60. P. 579—600.

Natland J.H., Hekinian R. Hydrothermal alteration of basalts and sediments at Deep Sea Drilling Project site 456, Mariana through // *Ibid.* 1982. Vol. 60. P. 759—766.

Natland J.H., Tarney J. Petrological evolution of the Mariana arc and back-arc basin system — a synthesis of drilling results in the South Philippine sea // *Ibid.* 1982. Vol. 60. P. 877—908.

- Nüsch K.H. Stabilitätsbeziehungen von Prehnite und Pumpellyit-haltigen Paragenesen // Contrib. Miner. and Petrol. 1971. Vol. 30, N 3. P. 240—260.
- Noyes H.J., Wones D.R., Frey F.A. A tale of two plutons: petrographic and mineralogic constraints on the petrogenesis of the Red Lake and Eagle Peak plutons Central Sierra Nevada, California // J. Geol. 1983. Vol. 91, N 4. P. 353—379.
- O'Brien J.P., Rodgers K.A. Xonotlite and rodingite from Waicare, New Zealand // Miner. Mag. 1973. Vol. 39, N 302. P. 233—240.
- Ogawa Y., Naka J. Emplacement of ophiolitic rocks in forearc areas: example from Central Japan and Izu-Mariana-Yap island arc system // Ophiolites and oceanic lithosphere. Oxford etc.: Blackwell, 1987. P. 291—301.
- O'Hara M.J. Mineral paragenesis in ultrabasic rocks // Ultramafic and related rocks. N.Y.: Blackwell, 1967. P. 393—408.
- Ohnestetter M., Ohnestetter D. Comparison between Corsican albitites and oceanic plagiogranites // Arch. sci. 1980. Vol. 33, N 23. P. 201—219.
- Olson E.J. High temperature acid rocks associated with serpentinite in Eastern Quebec // Amer. J. Sci. 1961. Vol. 259, N 5. P. 329—347.
- Pallister J.S. Structure of the sheeted dike complex of the Samail ophiolite near Ibra, Oman // J. Geophys. Res. B. 1981. Vol. 86, N 4. P. 2661—2672.
- Pallister J.S., Gregory R.T. Composition of the Samail ocean crust // Geology. 1983. Vol. 11, N 11. P. 638—642.
- Pe-Piper G., Panagos A., Varnavas S. The volcanic rocks of Melidoni (Locris, Greece) // Neues Jb. Miner. Abh. 1981. Bd. 143, N 1. S. 102—111.
- Phillips A.H., Hess H.H. Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks // Amer. Miner. 1936. Vol. 21, N 6. P. 333—361.
- Pistorius C.W.F.T., Kennedy G.C. Stability relations of grossularite and hydrogrossularite at high temperatures and pressures // Amer. J. Sci. 1960. Vol. 258, N 4. P. 247—257.
- Raase P. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism // Contrib. Miner. and Petrol. 1974. Vol. 45, N 3. P. 231—236.
- Rift Costa Rica, leg 83 // Joides. J. 1981. Vol. 7, N 3. P. 35.
- Rosencrantz E. The structure of sheeted dikes and associated rocks in North Arm massif, Bay of Islands ophiolite complex and the intrusive process at oceanic spreading centers // Canad. J. Earth Sci. 1983. Vol. 20, N 5. P. 787—801.
- Rothery D.A. The base of sheeted dyke complex, Oman ophiolite implications for magma chambers at oceanic spreading axes // J. Geol. Soc. London. 1983. Vol. 140, pt 2. P. 287—296.
- Schiffman P., Liou J.G. Crystallization of coarse-grained prehnite and pumpellyite in hydrothermal experiments and its petrologic implications // Neues Jb. Miner. Abh. 1983. Vol. 146, N 3. P. 242—257.
- Scott R.B. Petrology and geochemistry of arc tholeites on the Palau-Kyushu Ridge, site 448, Deep Sea Drilling Project, leg 59 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1981. Vol. 59. P. 681—692.
- Seki Y., Oki Y., Odaka S. et al. Metamorphism and vein minerals on North Tanzava Mountains, Central Japan // J. Jap. Assoc. Miner., Petrol., Econ. Geol. 1971. Vol. 66, N 1. P. 1—29.
- Sharaskin A.Ya. Petrography and geochemistry of basement rocks from five leg 60 sites // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1982. Vol. 60. P. 647—656.
- Sharaskin A.Ya., Putschin I.K., Zlobin S.K., Kolesov G.M. Two ophiolite sequence from the basement of the Tonga arc // Ophioliti. 1983. Vol. 8, N 3. P. 411—430.
- Sholl D.W., Creager J.S. Geologic synthesis of leg 19 (DSDP) results: far North Pacific and Aleutian ridge and Bering sea // Ibid. 1973. Vol. 19. P. 897—913.
- Sivell W.J. Low-grade metamorphism of the Brock Street volcanics D'Urville Island, New Zealand // N.Z. Geol. Geophys. 1984. Vol. 27, N 3. P. 167—190.
- Spulber S.D., Rutherford M.T. The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: An experimental study // J. Petrol. 1983. Vol. 24, N 1. P. 1—25.
- Suzuki Y., Kirino Y. Reactions between natural serpentinite and quartz under hydrothermal conditions // Miner. J. 1984. Vol. 12, N 2. P. 47—71.
- Tatsumi Y., Hamilton D.L., Hesblitt R.W. Transport of incompatible elements associated with the dehydration of serpentinite in a dewatered-going slab // Progr. Exp. Petrol. VI Progr. Rep. Res., N.E.R.C., 1984. Cambridge, S.a. P. 92—100.
- Taylor H.F.W. The identity of jurapaite and xonotlite // Miner. Mag. 1954. Vol. 30, N 224. P. 338—341.
- Taylor T.R., Vogel T.A., Wilband J.T. The complex dikes at Mount Desert Island maine: An example of coexisting acidic and basic magmas // J. Geol. 1980. Vol. 88, N 4. P. 433—444.
- Wenner D.B., Taylor H.P. (Jr.). Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes // Amer. J. Sci. 1973. Vol. 273, N 3. P. 207—239.
- Wenner D.B., Taylor H.P. (Jr.). D/H and O^{18}/O^{16} studies of serpentinization of ultramafic rocks // Geochim. et cosmochim. acta. 1974. Vol. 38, N 8. P. 1255—1286.
- Williams H., Malpas J. Sheeted dike and brecciated dikes rocks within transported igneous complex. Bay of Island, W. Newfoundland // Canad. J. Earth Sci. 1972. Vol. 9, N 9. P. 1216—1229.
- Wilshire H.G. Mantle metasomatism: the REE story // Geology. 1984. Vol. 12, N 7. P. 395—398.
- Wood D.A., Joron J.L., Marsh N.G. et al. Major- and trace element variations in basalts from the North Philippine Sea drilled during deep sea drilling project leg 58 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. Print. Off., 1980. Vol. 58. P. 873—894.

Wood D.A., Marsh N.G., Tarney J. et al. Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana through arc fore-arc and trench, site 453 through 461, deep sea drilling project leg 60 // *Ibid.* 1982. Vol. 60. P. 611—646.

Wood D.A., Mathey D.P., Joron J.L. et al. A chemical study of 17 selected samples from the the basement cores recovered at sites 447, 448, 449, 450, 451, deep sea drilling project leg 59 // *Ibid.* 1981. Vol. 59. P. 743—752.

Yagi K. Petrochemical studies on the alcalic

rocks of the Morotu district, Sakhalin // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1963. Vol. 64, N 4. P. 769—810.

Yoder H.S. Stability relations of glossularite // *J. Geol.* 1950. Vol. 58, N 3. P. 221—253.

Yoder H.S. Spilites and serpentinites // *Annu. Rep. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1966. Vol. 65. P. 269—279.

Yokoyama Sh. Late Mesozoic to early tertiary basic — acid dike swarms in the Chugoku, Setouchi District, Southwest Japan // *J. Sci. Hiroshima Univ. Sec. "C".* 1984. Vol. 8. P. 165—187.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Серпентинизация ультрабазитов.....	7
Глава вторая	
Минеральные преобразования пород полосчатого комплекса.....	32
Глава третья	
Минеральные преобразования дайкового комплекса и вмещающих его пород.....	47
Глава четвертая	
Строение, состав и минеральные преобразования спилит-кератофировых комплексов	107
Глава пятая	
Родингиты	130
Заключение	154
Литература	155

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one	
Serpentinization of ultramafic rocks.....	7
Chapter two	
Mineral transformations of rocks of banded complex.....	32
Chapter three	
Mineral transformations of dike complexes and associated rocks.....	47
Chapter four	
Structures, composition and mineral transformations of spilite-keratophiric complexes	107
Chapter five	
Rodingites.....	130
Conclusions.....	154
References.....	155

Научное издание

Юркова Раиса Михайловна

**МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
ОФИОЛИТОВЫХ И ВМЕЩАЮЩИХ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ
КОМПЛЕКСОВ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ
ТИХОГО ОКЕАНА**

Труды, вып. 464

*Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор А.В. Копп

Художник А.Г. Кобрин

Художественный редактор В.Ю. Яковлев

Технический редактор О.В. Аредова

Корректор З.Д. Алексеева

Набор выполнен в издательстве
на компьютерной технике

ИБ № 48493

Подписано к печати 28.11.90

Формат 70 × 100¹/₁₆. Бумага офсетная № 1

Гарнитура Кириллица. Печать офсетная

Усл. печ. л. 13,7 + 0,7 вкл. Усл. кр.-отт. 14,7

Уч.-изд. л. 16,5. Тираж 600 экз.

Тип. зак. 978. Цена 3 р. 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

