

ISSN 0002-3272



Р.М.ЮРКОВА

**МИНЕРАЛЬНЫЕ
АССОЦИАЦИИ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВ
И ПОГРАНИЧНЫХ
ВУЛКАНОГЕННО-
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
северо-западного обрамления
Тихого океана
(офиолиты и нефть)**

МОСКВА

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Р.М.ЮРКОВА

**МИНЕРАЛЬНЫЕ
АССОЦИАЦИИ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВ
И ПОГРАНИЧНЫХ
ВУЛКАНОГЕННО-
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
северо-западного обрамления
Тихого океана
(офиолиты и нефть)**

Труды, вып. 483

Основаны в 1932 г.

МОСКВА
1993

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
Geological Institute

R.M.YURKOVA

**MINERAL ASSEMBLAGES OF THE OPHIOLITE METAMORPHIC
COMPLEXES AND VOLCANIC-SEDIMENTARY BOUNDARY ROCKS IN
THE NORTHWESTERN PACIFIC FRINGING**

Transactions, vol.483

Минеральные ассоциации метаморфических комплексов офиолитов и пограничных вулканогенно-осадочных пород северо-западного обрамления Тихого океана / Р.М.Юркова. — М., 1993. — 118 с. — (Тр. ГИН; Вып. 483). — ISBN 5-201-12012-1

В книге на примере северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана с использованием большого фактического материала, как оригинального, так и литературного, рассматриваются закономерности состава минеральных ассоциаций офиолитовых и пограничных вулканогенно-осадочных комплексов в ходе их полистадийной истории формирования взаимодействия и становления в предостроводужных палеозонах. Обсуждаются типы и условия формирования апоофиолитовых амфиболитов и метасоматических плагиогранитов, а также седиментогенеза и литогенеза вулканогенно-осадочных комплексов, ассоциирующихся с офиолитами.

Показана зависимость состава минеральных ассоциаций исследуемых комплексов от структурного типа палеодуг. Прослежена связь нефтегазозности терригенных кайнозойских отложений с этапами развития зоны перехода энсиматическая островная дуга—желоб и становлением офиолитов.

Ил. 41. Табл. 30. Библиогр.: 130 назв.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук *В.И.Муравьев*

Редакционная коллегия:
академик РАН *А.Л.Книппер* (главный редактор),
В.Г.Гербова, Ю.Б.Гладенков, Б.П.Золотарев

Рецензенты:
В.А.Теняков, И.М.Симанович, С.М.Тильман

The book considers the regularities of mineral assemblage composition of ophiolitic and volcanic-sedimentary boundary complexes in the course of their multi-stage history of formation and interaction within the fore-arc paleozones. The NW Pacific active continental margin is treated as an example. Both the original and reference data are provided. Discussed are types and conditions of formation of apoophiolitic amphibolites and metasomatic plagiogranites, sedimento- and litogenesis of volcanic-sedimentary complexes associated with ophiolites.

The book shows relationship between the composition of mineral assemblages of the studied complexes and the structural type of paleoarcs. The oil-gas potential of terrigenous Cenozoic deposits is related with the evolutionary stages of the ensimaticisland arc—trench transitional zone and formation of ophiolites.

Responsible editor
Doctor of Geology and Mineralogy *V.I.Muravjev*

Editorial board:
Academician *A.L.Knipper* (Editor-in-Chief),
V.G.Gerbova, Yu.B.Gladenkov, B.P.Zolotarev

В монографии на примере северо-западного обрамления Тихого океана рассматриваются возможности оценки методами геоминералогии геодинамической обстановки формирования, литогенеза и метаморфизма офиолитовых комплексов и пограничных с ними вулканогенно-осадочных серий в предостроводужных палеозонах активной континентальной окраины.

При постановке исследований по данной проблеме преследовалась цель выявить закономерности минеральных преобразований пород в полном объеме офиолитовых ассоциаций во взаимосвязи их с формированием пограничных вулканогенно-осадочных комплексов, проследить эволюцию этих преобразований в ходе зарождения офиолитовых серий в глубинных зонах литосферы и их становления в структурах активной континентальной окраины.

Для этого проведены следующие исследования.

1. Изучены минеральные преобразования пород офиолитовых и пограничных вулканогенно-осадочных серий комплексом современных петрографо-минералогических и физических методов с учетом геологической позиции изучаемых объектов в конкретных регионах: Корякском хребте, Восточной Камчатке, хребте Ширшова, Восточном Сахалине (рис. 1).

2. Прослежена эволюция условий метаморфизма пород различных частей офиолитового разреза: ультраосновного, полосчатого (расслоенного габбронорит-гипербазитового), дайкового и вулканического во времени, а также при взаимодействии их друг с другом и вулканогенно-осадочными комплексами.

3. Установлены причинно-следственные связи полистадийных минеральных преобразований пород различных комплексов с этапами формирования и становления офиолитов в структурах активной континентальной окраины.

4. Проведено сопоставление с имеющимися данными по минеральным преобразованиям пород офиолитовых ассоциаций мира, при этом главное внимание обращено на современные и древние активные континентальные окраины.

5. На основе обобщений оригинального и литературного материала сделаны оценки условий формирования и преобразования пород исследуемых офиолитовых ассоциаций и пограничных вулканогенно-осадочных пород.

В монографии представлены результаты завершающих исследований по этим проблемам. Основная часть их изложена в книге автора «Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана» [Юркова, 1991].

Ряд изложенных в монографии аспектов исследований обсуждался с коллегами по Восточной экспедиции ГИНа С.Д.Соколовым, В.П.Зинкевичем, Н.В.Цукановым, А.А.Пейве. Автор выражает свою благодарность этим исследователям.

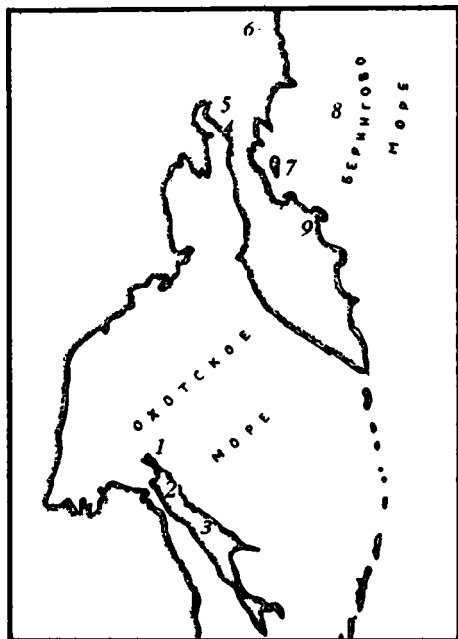


Рис. 1. Схема расположения районов исследований

1 — п-ов Шмидта; 2 — северо-восточный Сахалин; 3 — Восточно-Сахалинские горы; 4 — п-ов Мамет; 5 — Пенжинские горы, р. Таловка; 6 — Корякский хребет; 7 — о-в Карягинский; 8 — хребет Ширшова; 9 — хребет Кумроч

Автор использовал данные рентгеноструктурного и электронно-зондового анализов, профессионально выполненных А.Л.Соколовой и Б.И.Ворониным (ГИН РАН). Б.И.Ворониным была оказана большая помощь и при подготовке рукописи к изданию, за что автор особенно благодарен ему.

Книга напечатана при финансовой поддержке А/О «Вилена», генеральный директор Е.А.Кизима.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГАББРОИДОВ

Минеральные преобразования габброидов рассматриваются на примере массива разнотипных габброидных комплексов, соединенных в сложную офиолитовую ассоциацию, которая представляет офиолитовый (серпентинитовый) меланж. Это предпринято для того, чтобы оценить характер изменения габброидов различного типа, их соотношений и взаимодействия в процессе формирования массива. Полученные данные использованы для обсуждения истории становления массива в зоне офиолитового меланжа. Объектом исследований послужил массив метагабброидов на левобережье р. Каутаям в районе оз. Росомаха, входящий в состав Росомашинского офиолитового меланжа, прослеживаемого в пределах Алькатваамской структурной зоны Корякского хребта на расстоянии 75 км при ширине 5—7 км [Юркова, 1991]. Офиолиты исследуемого массива слагают ядро синформы. На юге они налегают на верхнемеловую—палеоценовую вулканогенно—осадочную серию с флишоидным чередованием пород, включенную в нижнеалькатваамский покров [Григорьев, Казимиров, Пейве, Соколов, 1980; Руженцев, Бялбжеский, Григорьев и др., 1982]. На севере и юго—западе по надвиговым нарушениям офиолитовые комплексы граничат с туфотерригенными отложениями верхней юры—нижнего мела, включенными упомянутыми исследователями в верхнеалькатваамский покров. В разной мере метаморфизованные габброиды в массиве сочетаются с породами кремнисто—вулканического комплекса, представленного спилитами, диабазами, туфами, лавами и субвулканическими телами кварцевых кератофиров (альбитофиров), и с флишоидами. Вулканы условно (есть только единичные определения ринхонеллид и конодонт) относятся к палеозою—триасу по литологическому сходству с породами эконайского комплекса [Александров, 1978; Григорьев, Казимиров, Пейве, Соколов, 1980]. Массив окружен рассланцованными серпентинитами, включающими блоки и глыбы пород, слагающих массив.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ МАССИВА МЕТАГАББРОИДОВ

Строение комплекса офиолитов показано на схематической геологической карте и разрезах (рис. 2 и 3). Карта составлена на основе данных А.А.Александрова [1978], А.Д.Казимирова и др. [Григорьев, Казимиров, Пейве, Соколов, 1980] с дополнениями автора.

Основные особенности строения и состава массива следующие.

1. Линзовидное ориентированное строение полосы метаморфизованных габброидов и амфиболитов в южной краевой части массива с горизонтом динамосланцев (филлонитов) в основании комплекса на контакте его с вмещающими туфотерригенными отложениями верхней юры—нижнего мела (см. рис. 2 и 3).

2. Присутствие в нижней части комплекса в блоке измененных полосчатых габброноритов и габбропироксенитов западной оконечности массива ориентированных линз и неправильной формы тел амфиболитов размером от $0,3 \times 1,0 \text{ м}^2$ до $0,5 \times 1,5 \text{ м}^2$ (см. рис. 3).

3. Повсеместная разной интенсивности трещиноватость пород с сеткой трещин размером от $5 \times 6 \text{ см}^2$ до $10 \times 12 \text{ см}^2$.

4. Неравномерное окварцевание пород, маркирующее сетку трещин и линзовидно—полосовую расчлененность и неоднородность массива.

5. Наличие интрузивных и субинтрузивных куполовидных тел кварцевых кератофиров и плагиогранит—порфиров с эксплозивными брекчиями в краевых

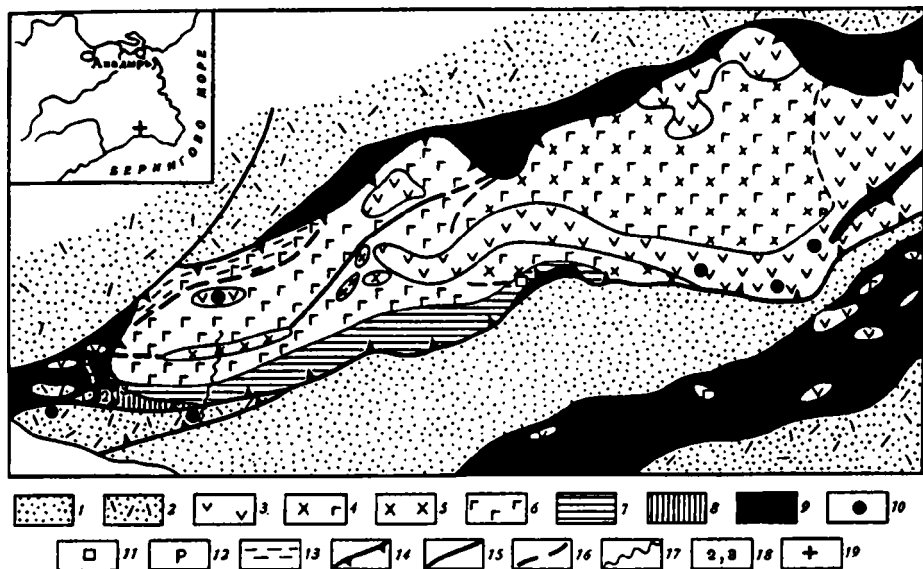


Рис. 2. Геолого-петрографическая схема массива метаморфизованных габброидов Росомашинского серпентинитового меланжа

1 — вулканогенно-осадочные отложения верхнего мела — палеоцена; 2 — туфо-терригенные отложения верхней юры — нижнего мела; 3 — кремнисто-вулканогенный комплекс палеозоя — триаса (спилиты, диабазы, альбитофиры, кремни); 4 — сложное сочетание окварцованных метагаббро, диабазов и плагиогранитов; 5 — плагиограниты; 6 — в разной мере окварцованные метагабброиды: габбро, габбродиабазы, габбропегматиты; 7 — комплекс метаморфизованных габброидов линзовидно-полосчатого строения; 8 — метагаббронориты и метагаббропироксениты с линзами амфиболитов; 9 — серпентиниты и серпентинитовые сланцы; 10 — кварцевые кератофиры; 11 — родингиты; 12 — роговики; 13 — зона интенсивного дробления метагабброидов; 14 — надвиги; 15, 16 — разломы: 15 — установленные, 16 — предполагаемые; 17 — линия прослеживания разреза I; 18 — места зарисовок разрезов II и III (см. рис. 3); 19 — местонахождение Росомашинского меланжа (на врезке)

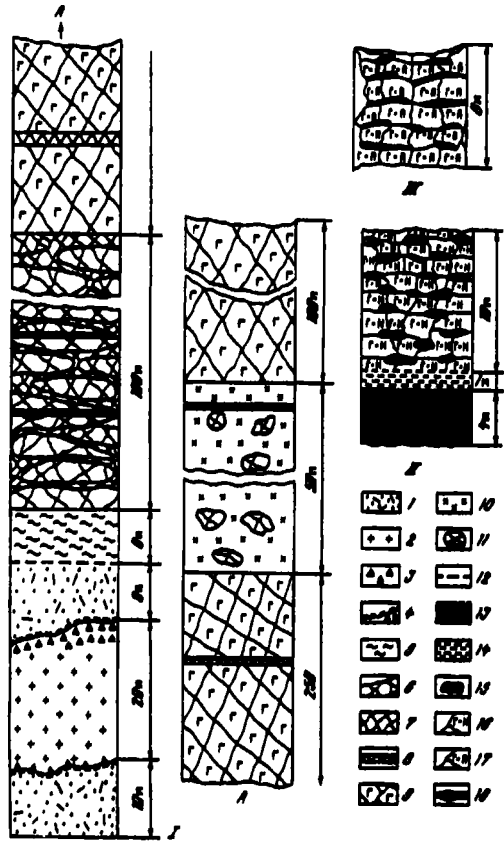
частях. Кварцевые кератофиры прорывают верхнепалеозойско-триасовые вулканиды и вмещающие туфотерригенные отложения юры — нижнего мела (см. рис. 2 и 3). При этом по туфотерригенным породам на контакте с интрузиями образуются бухитоподобные слои.

6. Зона плагиоклаз-роговообманковых роговиков в восточной части массива на контакте блока габбродиабазов и диабазов с вулканидами верхнего палеозоя — триаса (см. рис. 2).

В целом обзор строения и состава исследуемого массива показывает, что он является многокомплексным образованием, в котором совмещаются породы практически всех частей офиолитового разреза: метаморфических перидотитов (серпентиниты), массивных габбро, полосчатого (габбронориты, пироксениты), дайково-силлового (габбродиабазы, диабазы) и вулканического комплексов. Последний из них включает ассоциацию пород, характерную для спилит-кератофирового комплекса. Неодинаковый характер и степень метаморфических изменений и деформаций пород по площади и в разрезе затушевывают первоначальные их соотношения и состав и создают пеструю, трудно расшифровываемую картину строения массива. Петрографическое изучение показало полистадийный характер метаморфических изменений габброидов, которые включают амфиболитизацию, амфиболитизацию, зеленокаменное изменение, гидротермально-метасоматическое окварцевание. В массиве выявлены зоны локального динамотермального метаморфизма. Термин *локальный динамотермальный метаморфизм* используется в понимании Н.А.Елисеева [1959]. Близкое содержание имеет термин *ореольный метаморфизм*, применяемый в работах Р.Г.Колмана [1979], Дж.Малпаса [Malpas, 1979] и др.

Рис. 3. Разрезы комплекса метаморфизованных габброидов

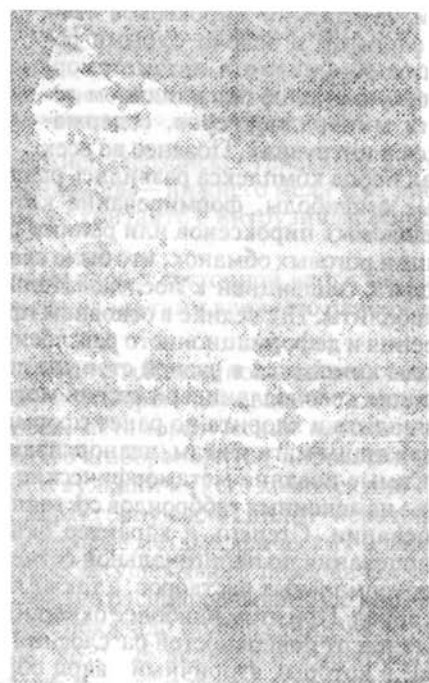
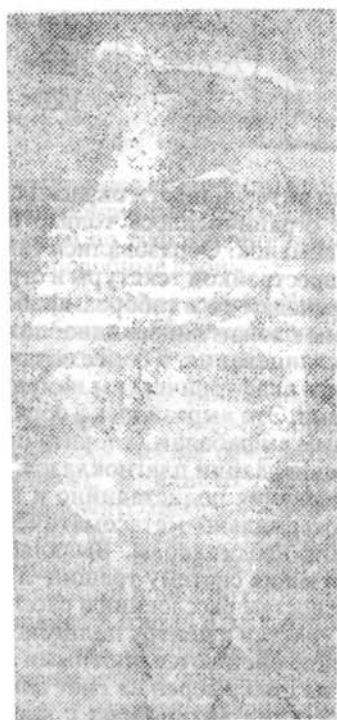
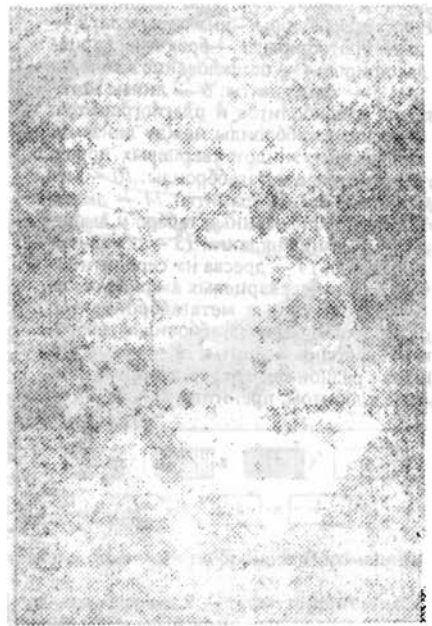
1—III — см. рис. 2. 1 — туфо-терригенные отложения верхней юры—нижнего мела; 2 — кварцевые кератофиры; 3 — брекчии кварцевых кератофиров; 4 — остеклование в контактной зоне; 5 — филлониты; 6 — линзы метагабброидов, амфиболитов и плагиогранитов; 7 — измененные габброиды между линзами; 8 — слои хлорит-эпидот-кварцевых пород; 9 — окварцованные метагабброиды; 10 — метасоматические плагиограниты; 11 — линзы и блоки метаморфизованных габбро и амфиболитов; 12 — линия надвига; 13 — серпентинитовые сланцы; 14 — дресва из серпентинитов; 15 — линзы бескварцевых амфиболитов; 16 — неокварцованные метагабброиды; 17 — окварцованные метагабброиды; габброиды и габбропироксениты; 18 — линзы амфиболитов в разной мере окварцованные и замещенные хлоритом, пренитом, гибшитом



Наиболее ранние изменения габброидов выразились в псевдоморфном замещении пироксенов темно-зелеными и зелено-бурыми роговыми обманками в автометаморфическую стадию под влиянием летучих минерализаторов, содержащихся в интрузиях. Позднее во всех

типах пород комплекса развились различные по интенсивности окраски синие-зеленые амфиболы, формирование которых не ограничивалось только объемом замещаемых пироксенов или ранних роговых обманок. Образовались также сегрегации роговых обманок, что было связано с перестройкой текстуры и структуры породы с тенденцией к последовательным переходам ее в габброамфиболиты и амфиболиты. Последние в основном приурочены к зонам линзовидно-полосового строения и деформационного расслоения и рассланцевания. В более поздний этап породы комплекса в разной степени подверглись диафорическим изменениям в условиях зеленосланцевой стадии метаморфизма. Это выразилось в образовании актинолита и хлорита по ранее сформированным амфиболам, хлорита по титансодержащим магнетитам, деанортизации и пренитизации плагиоклазов.

Самые поздние метаморфические преобразования полистадийно и неравномерно измененных габброидов состояли в гидротермально-метасоматическом окварцевании. Степень и характер окварцевания неодинаковы. Выявляется тип окварцевания по полигональной сетке маркирующих систему трещин-путей для гидротермальных растворов, а также по поверхностям расслоения и рассланцевания пород. При этом наиболее окварцованные участки к центру полигонов или на удалении от поверхностей расслоения постепенно сменяются плотными габброидами, в которых вторичный кварц образован на стыке зерен за счет замещения краевых зон плагиоклазов (рис. 4 и 5). Сегрегации актинолита с хлоритом и псевдоморфозы хлорита по рудным минералам замещались кварцем совместно с эпидотом. Прослеживаются все последовательные стадии окварцевания пород от начального замещения плагиоклазов с краев до образования разностей, имеющих состав плагиогранитов с содержанием кварца более 50%, а также моно- и поли-



минеральных (хлорит, пренит, кварц, эпидот) полос, пятен, жил и прожилков (см. рис. 5, в, з).

При описании этих пород сохраняется петрографический термин *плаггиограниты* с добавлением прилагательных *вторичные* и *метасоматические*. Для них характерны узлово-пятнистый, послонно ориентированный и брекчированный рисунок плаггиогранитизации. Метасоматические (вторичные) плаггиограниты обособляются в пределах массива в виде полос, крупных линз и неправильной формы тел размером от первых метров до первых сотен метров, как ориентированных, так и неориентированных вдоль границ массива, которые приурочены к разломам. Эти тела имеют неоднородное строение: блоковое, крупнопятнисто-сетчатое и полосчатое. Границы с окружающими породами нечеткие, сложной конфигурации, заливо- и пилообразные.

Блоки метаморфизованных габброидов, сохранившиеся внутри этих тел, имеют крупнозернистое строение. Характерны включения амфиболитизированных габбро и габбропегматитов. Выявлены также включения (до 0,15 м в длину) мелкозернистых аподиабазовых амфиболитов. Текстуры вторичных плаггиогранитов неоднородные, что обусловлено сегрегированием темноцветных минералов и кварца. Им присущи различного рода бластовые текстуры: грано-, нематограно- и лепидограно-, порфиро- и гомеобластовые. Из темноцветных минералов в различных сочетаниях содержатся синие-зеленые амфиболы, частично или полностью замещенные актинолитом и хлоритом, псевдоморфозы сложного состава (хлорит, амфиболы) по ортопироксенам, титаносодержащим магнетитам, клинопироксены и ранние роговые обманки, сохранившиеся от замещения, а также стильномелан, сформировавшийся по роговым обманкам и хлориту (табл. 1). Содержание темноцветных минералов зависит от количества кварца и изменяется от 30—20% до 10—5%. В лейкократовых разностях остатки неоднократно преобразованных агрегатов темноцветных минералов выделяются в виде островков и пленочных прокладок между зернами кварца. Наблюдаются различные стадии замещения плаггиоклазов кварцем от гранобластовых агрегатов по краям зерен с сохранением в центре участков, измененных при зеленосланцевом метаморфизме, до полных псевдоморфоз по ним (см. рис. 5, а—з).

Зерна кварца имеют большей частью извилистые лапчатые очертания. Тончайшие прожилки и скопления пелитоморфных минеральных смесей обрисовывают неоднородность растущих зерен, а также контуры и трещины спайности замещаемых плаггиоклазов и темноцветных минералов (см. рис. 5, в, з). Туфотерригенные породы верхней юры—нижнего мела также подверглись неравномерному окварцеванию. Они содержат мелкие ($5 \times 10 \text{ см}^2$) линзы кварцевого и кварц-хлорит-пренитового состава, ориентированные по направлению расщелачивания, пересечены прожилками и крупными (1,5 м) жилами кварца. Густота прожилков и количество линз с кварцем возрастают вблизи тел кварцевых кератофигов.

Таким образом, поздние гидротермальные преобразования охватывают как комплекс метагабброидов и вулканитов палеозоя—триаса, так и контактирующие с ним туфотерригенные породы J_3 — K_1 , что выражается преимущественно в интенсивном окварцевании и в меньшей мере в образовании эпидота, пренита, хлорита, альбита, стильномелана, пумпеллиита. Кварцевые кератофиры и плаггиогранит-порфиры также испытали постмагматическое окварцевание, эпидотизацию, хлоритизацию, пренитизацию, что особенно проявилось в зонах эксплозивных брекчий, где, кроме этого, наблюдаются прожилки пумпеллиита. Ассоциации новообразованных минералов (кварц, пренит, хлорит, эпидот, альбит, стильномелан, пумпеллиит) подходят как для комплексов пумпеллиит-пренит-кварцевой фации регионального метаморфизма, так и для пропилитов или кварцевых метасоматитов [Петрографический ..., 1981].

Характер минеральных преобразований, ассоциации новообразованных минералов свидетельствуют о главенствующей роли в составе гидротерм, производивших окварцевание габброидов, эндогенных флюидов, поступление которых можно связать, опираясь на литературные данные, с внедрением особого типа кислой магмы, так называемой водной, или флюидной [Аверьев, 1964; Тернер,

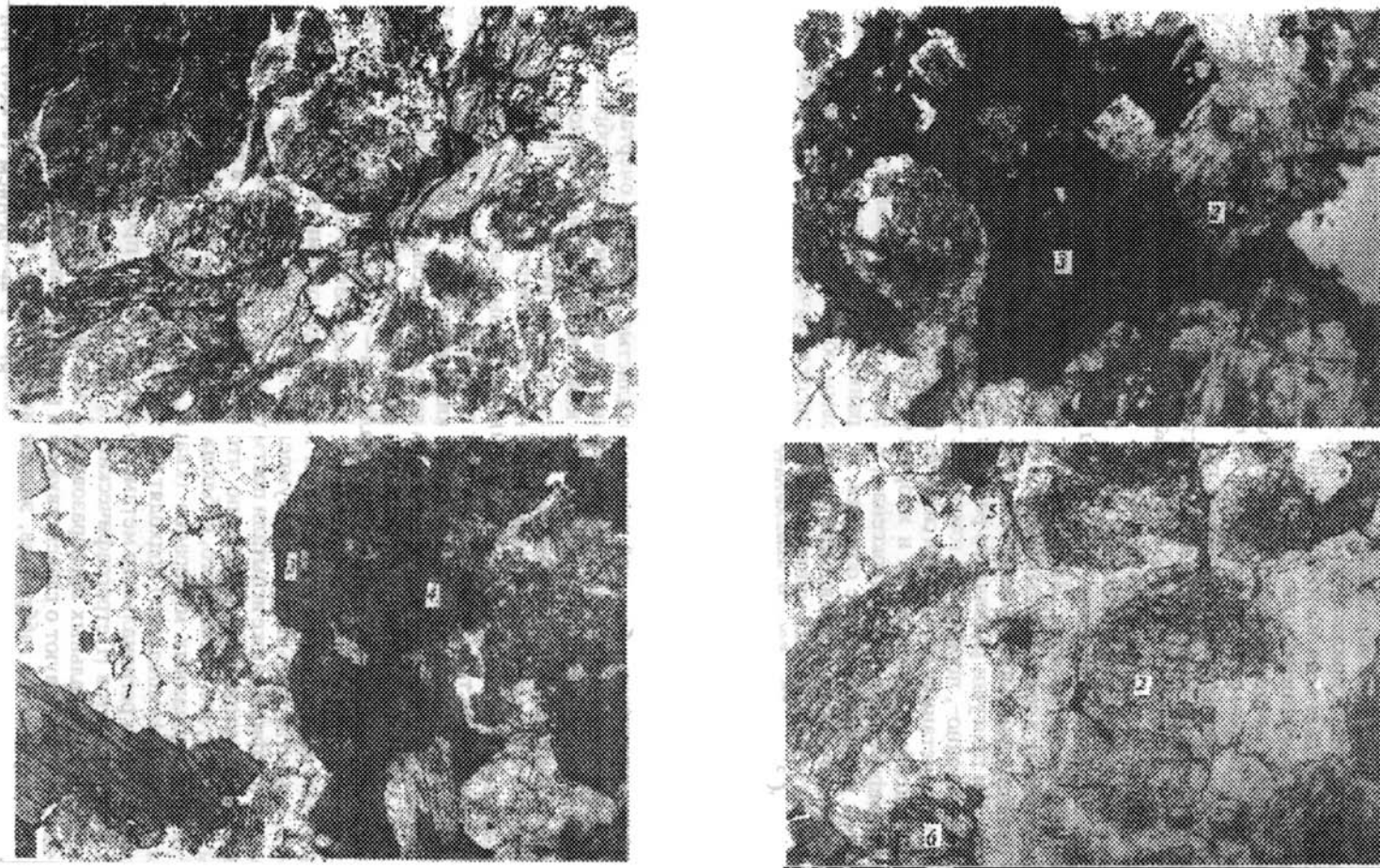


Рис. 5. Микротекстуры вторичного окварцевания метагабброидов. Увел. 16, без анализатора

1 — кварц; 2 — плагиоклаз; 3 — роговая обманка; 4 — стильпномелан; 5 — пленочное скопление темноцветных минералов; 6 — кварц по магнетиту; 7 — хлорит

Т а б л и ц а 1
Химический состав минералов по данным электронно-зондового микроанализа

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO ₂	54,15	25,16	45,31	44,82	0,00
TiO ₂	0,12	2,35	Нет	Нет	1,09
Al ₂ O ₃	2,03	14,67	25,32	31,87	1,29
Cr ₂ O ₃	0,01	Нет	0,01	0,06	0,06
FeO	7,21	28,38	0,10	0,40	87,99
MnO	0,18	0,38	0,04	Нет	0,13
MgO	14,38	9,64	0,17	0,31	0,00
CaO	21,58	1,55	27,61	11,80	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,22	0,26	0,00	5,08	0,00
K ₂ O	0,00	0,12	0,00	4,00	0,04
Сумма	99,88	82,51	98,56	98,34	90,60

Ионы	6(O)	35(O)	11(O)	Si+Al-12	4(O)
Si	1,99	7,34	3,00	6,59	0,00
Al ^{IV}	0,01	4,66		5,50	0,06
Al ^{VI}	0,08	0,38	1,98		
Ti	0,00	0,50	0,00	0,00	0,03
Ca	0,86	0,49	1,97	1,86	0,00
Mg	0,81	4,22	0,02	0,04	0,00
Fe ²⁺	0,22	6,90	0,005	0,07	1,03
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	1,87
Mn	0,01	0,08	0,005	0,00	0,01
Na	0,01	0,14	0,00	1,45	0,00
K	0,00	0,03	0,00	0,72	0,00
Wo(%)	45,2	Нет	Нет	Нет	Нет
En(%)	42,6	"	"	"	"
Fs(%)	12,2				
Ma(%)	Нет			58	
Me(%)				42	

Примечание. 1 — клинопироксен, 2 — стильпномелан, 3 — пренит, 4 — скаполит, 5 — магнетит, Ma — мариазит, Me — мейонит. Здесь и далее в таблицах 0,00 обозначает величину < 0,005, "Нет" — < 0,001.

Ферхуген, 1961]. Образование флюидного расплава можно связать с вскипанием гидротермального раствора в зонах локального понижения давления при трещинообразовании на небольших глубинах [Граменецкий, Коротаяев, 1985]. Такая ситуация могла возникать при перемещениях (протрудировании) измененных габброидов вместе с окружающими серпентинитами в субповерхностные слои.

Проявления локального динамотермального метаморфизма приурочены к полосе линзовидно-ориентированного строения (см. рис. 2). Линзы ориентированы вдоль границ надвига. Размеры их меняются незначительно (в среднем $3 \times 12 \text{ м}^2$).

Связующей массой служат рассланцованные и раздробленные габброамфиболиты со слоями гидротермально-метасоматических пород, состоящих из кварца, эпидота, хлорита, пренита. В линзах представлены начально окварцованные и амфиболитизированные диабазы, в разной мере окварцованные диабазамфиболиты и габброамфиболиты, а также метасоматические плагиограниты, сформированные по крупнозернистым амфиболитизированным и зелекаменноизмененным габбро. В нижней половине слоя мощностью 100 м преимущественная роль принадлежит линзам афанитовых метадиабазов и аподиабазовым амфиболитам. Сочетание линз метадиабазов и метагаббро, характер амфиболитизации пород,

Т а б л и ц а 2
Химический состав амфиболов (23(О)) и плагиоклазов (8(О)) по данным электронно-зондового микроанализа

Окислы и ионы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	47,65	46,16	47,56	50,63	47,94	53,25	49,16	45,92	50,93	53,02	49,05	45,83	63,91	64,79	64,66
TiO ₂	0,60	0,93	0,23	0,22	0,49	0,14	0,61	0,90	0,20	0,05	0,53	0,03	0,00	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	6,36	6,99	6,99	7,65	7,94	3,60	5,20	11,23	5,45	2,92	4,28	33,72	22,08	21,48	20,51
Cr ₂ O ₃	0,13	0,00	Не опр.	0,00	Не опр.	0,00	0,13	0,13	0,05	0,24	0,16	0,00	0,00	0,00	0,03
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	3,11*	Не опр.	5,48	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	17,45	20,66	13,41	9,86	11,77	12,64	19,19	15,00	12,24	9,80	16,68	0,37	0,23	0,20	0,22
MnO	0,25	0,42	0,38	0,13	0,25	0,25	0,04	0,18	0,22	0,22	0,30	0,00	0,00	0,00	0,05
MgO	11,44	9,18	13,82	16,73	12,90	16,96	13,30	10,66	15,50	17,90	12,73	0,00	0,09	0,08	0,22
NiO	0,01	0,06	Не опр.	0,13	Не опр.	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,00
CaO	9,99	10,26	9,92	12,08	9,83	10,89	10,85	10,47	10,71	11,02	10,41	17,17	4,86	1,72	0,62
Na ₂ O	0,97	0,85	0,77	0,52	0,13	0,39	0,44	1,98	0,56	0,30	0,84	1,51	6,16	8,80	10,71
K ₂ O	0,11	0,15	0,31	0,13	0,02	0,12	0,13	0,56	0,08	0,08	0,10	0,12	0,15	0,13	0,73
N ₂ O	Не опр.	Не опр.	2,40**	Не опр.	2,78	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,14		0,00		0,01			0,25	0,23	0,19		0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	95,10	95,66	98,90	98,08	99,54	98,25	99,05	97,28	96,17	95,75	95,10	98,75	97,48	97,22	97,77

Si	7,18	7,02	7,06	7,13	7,00	7,59	7,22	6,74	7,42	7,66	7,42	2,14	2,87	2,97	2,91
Al ^{IV}	0,82	0,98	0,94	0,87	1,00	0,41	0,78	1,26	0,58	0,34	0,58	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Al ^{VI}	0,30	0,26	0,27	0,40	0,38	0,19	0,12	0,63	0,36	0,16	0,18				
Al	1,12	1,24	1,21	1,27	1,38	0,60	0,90	1,89	0,94	0,50	0,76	1,85	1,16	1,13	1,09
Ti	0,07	0,09	0,03	0,03	0,05	0,02	0,07	0,10	0,02	0,01	0,06	0,00	0,00	0,005	0,00
Fe ³⁺	0,50***	0,64	0,34	0,24	0,60	0,00	0,00	0,51	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Fe ²⁺	1,63	1,98	1,66	0,92	1,45	1,50	2,35	1,32	1,49	1,18	2,11	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,04	0,06	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,005
Mg	2,58	2,09	3,08	3,53	2,86	3,63	2,93	2,34	3,36	3,85	2,89	0,00	0,01	0,005	0,00
Сумма	5,12	5,12	5,42	5,14	5,37	5,36	5,48	4,92	5,26	5,23	5,28	0,01	0,02	0,015	0,035
Ca	1,61	1,67	1,58	1,82	1,56	1,66	1,72	1,64	1,67	1,71	1,69	0,86	0,23	0,08	0,03
Na	0,29	0,26	0,21	0,14	0,03	0,10	0,12	0,56	0,16	0,08	0,25	0,13	0,53	0,76	0,93
K	0,02	0,02	0,05	0,02	0,00	0,02	0,02	0,11	0,03	0,02	0,02	0,005	0,01	0,005	0,04
Сумма	1,92	1,95	1,84	1,98	1,59	1,78	1,86	2,31	1,86	1,81	1,96	0,995	0,77	0,845	1,00
$\frac{Mg}{Fe + Mg}$	0,55	0,45	0,53	0,75	0,58	0,70	0,55	0,56	0,75	0,76	0,58	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Ап	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	86,8	30,2	9,6	3,0
Аб												13,2	69,8	90,4	97,0

Примечание. 1, 3—5, 7, 8 — магnezиальные роговые обманки (1, 5 — первой группы, 3, 4 — второй группы): 3 — амфиболита (см. рис. 2, 3), 4 — габбронорита (см. рис. 3), 7 — филлонита (см. рис. 3), 8 — апопироксенитового амфиболового метасоматита; 2 — железистая роговая обманка метасоматического плагиогранита (см. рис. 3); 6 — актинолит зеленокаменноизмененного и окварцованного габбронорита (см. рис. 3); 9, 10 — амфиболы окварцованного габброамфиболита (см. рис. 3); 9 — актинолитовая роговая обманка, 10 — актинолит; 11 — актинолитовая роговая обманка эндоконтактной зоны силла; 12—15 — плагиоклазы окварцованного габбро: 12 — начально окварцованного габбро, 13, 14 — амфиболита (см. рис. 3), 15 — экзоконтактной зоны силла; 5 — данные "мокрого" химического анализа; Ап — анортитовая составляющая в плагиоклазе; Аб — то же, альбитовая; * — данные ЯГР (ядерный гамма-резонанс); ** — данные микротермовесового анализа; *** — разделение ионов железа на Fe²⁺ и Fe³⁺ по данным "мокрой" химии.

мощность линз диабазов, сопоставимая с мощностью пакетов полудаек одной серии (ранних), наличие нескольких эндоконтактных зон в одной линзе, изменение зернистости пород в поперечном направлении линзы свидетельствуют о том, что разлинзованию подвергался дайковый комплекс. Строение и состав такого комплекса рассмотрены ранее [Юркова, 1991]. В данном случае важно отметить, что направление разлинзования дайковых пород совпадает с простираемием эндоконтактных слоев и полосчатости габброноритов. Для всех пород характерны прожилки кварца и пренита мощностью до 5 см, которые не пересекают границы линз. В породах, разделяющих линзы, сетка трещин более густая, чем в линзах.

Филлониты залегают в основании комплекса пород линзовидно-ориентированного строения. Они сформированы по полистадийно измененным габброидам в результате динамометаморфизма. Основная рассланцованная масса породы состоит из гранулированных, мелко раздробленных (0,01 мм) зерен амфибола, плагиоклазов, кварца, хлорита, пренита и рудного вещества. Ориентированные сегрегации пренита, хлорита и кварца составляют около 30% от массы породы. Туфотерригенные породы J_3-K_1 у контакта с филлонитами мелко раздроблены, перетерты и превращены в дресву. На удалении 2—3 м в них выявляется грубое рассланцевание, а также послойно-линзовидное и брекчиевое окварцевание и пренитизация.

Другой зоной проявления локального динамотермального метаморфизма является западная оконечность массива. Здесь с полосой серпентинитового меланжа граничат метагаббронориты, в которых заключены линзы и неправильной формы тела амфиболитов (см. рис. 2 и 3). Амфиболиты состоят из призматических и таблитчатых зерен сине-зеленой роговой обманки, имеющих прямые торцевые ограничения. Неравномерно альбитизированные несдвойникованные плагиоклазы (до Al_{30}) составляют около 15—20% породы (табл. 2). Ориентировка призматических зерен роговых обманок двоякая: предпочтительно вдоль удлинения линз и косо под углом 50—60°. Таблитчатые зерна имеют блоковое погасание. Участки перехода от амфиболита к метаморфизованным габброноритам сложены деформированными плагиоклазами (изгиб с изломами и смещением двойников, грануляция) и скоплениями пренита (см. табл. 2).

Ни амфиболиты, ни измененные габбронориты в этой зоне не подвергались окварцеванию. Окварцевание этих пород наблюдается при приближении к полосе линзовидно-ориентированного строения (см. рис. 2). Линзы амфиболитов и габброамфиболитов в этой зоне наряду с окварцеванием интенсивно деформированы, расплющены, изогнуты, выдавлены между более устойчивыми к расланцеванию блоками метагабброноритов или метагаббропироксенитов. Некоторые из линз замещены бесцветным или бледноокрашенным хлоритом вместе с пренитом и гибшитом или без них. Пироксены на участках реликтовых структур в разной мере последовательно замещены амфиболами нескольких генераций и хлоритом. Плагиоклазы гранулированы. В очень окварцованных разностях габброамфиболитов присутствует стильпноелан, замещающий роговые обманки (см. табл. 1). В северной части массива на контакте с расланцованными серпентинитами выявлены амфиболовые сланцы, образованные за счет диабазов.

К продуктам локального динамотермального метаморфизма, возможно, относятся также разной зернистости почти мономинеральные роговообманковые породы гранобластовой структуры (горнблендиты). Они слагают крупную (около 50 м в поперечнике) глыбу в меланже и, судя по остаточным структурам, сформировались по пироксенитам (диаллагитам и вебстеритам). Кроме роговой обманки, в породе присутствуют хорошо ограненные кристаллы бесцветных гранатов и неправильной формы зерна черных рудных минералов в виде пойкилобластов или небольших вытянутых сегрегаций. Содержание их не превышает 5—10%. Породы такого состава перемежаются с полосами, где присутствуют сложные метаморфозы хлорита и амфиболов по ортопироксенам. Они были рассмотрены ранее [Юркова, 1991]. Прослежены последовательные переходы роговообманковых пород к будинированным, гранулированным, в разной мере перекристаллизованным ортопироксенитам.

В южной части массива выявлен комплекс родингитов, залегающих на контакте с хлоритизированными серпентинитовыми сланцами (см. рис. 2). Непосредственно на контакте с последними залегают гибшит-пренитовые, а на удалении — хлорит-пренит-гибшит-диопсидовые родингиты. Породы сформированы за счет амфиболитизированных габбропироксенов, испытали наложенные зеленосланцевые изменения и послышное оквацивание. В юго-восточной половине массива залегает интрузивное тело (силл) неравномерно окварцованных габбродиабазов и диабазов, вытянутое на расстояние более 2 км в пределах массива габброидов. В краевых частях этого тела, в частности в юго-восточной зоне контакта его с вулканическими породами, наблюдаются эндоконтактные слои роговиков мощностью 1—1,2 м. Эндоконтактные слои имеют мелкозернистое строение, состоят из таблиц и удлиненных призм плагноклаза и короткопризматических зерен бледно-буровой роговой обманки ($N_g = 1,672$). Во внутренней краевой части зоны контакта существенно возрастает роль роговой обманки, составляющей здесь около 90% породы. Внешние, нетектонизированные экзоконтактные слои представлены альбит-эпидот-актинолит-хлорит-кварцевыми породами. Минеральные парагенезисы позволяют оценить условия формирования контактовых слоев роговообманково-роговиковой ($T = 650—700^\circ\text{C}$ и $P = 1—3$ кбар) и альбит-эпидот-роговиковой ($T = 500^\circ\text{C}$) фациями контактового метаморфизма [Тернер, Ферхуген, 1961]. В зоне тектонизированного контакта интрузивного тела габбродиабазов и диабазов со сложно дислоцированными (перематыми и разлинзованными) вулканитами в результате инъекций кислой магмы происходили гидротермальные изменения вулканитов с формированием ассоциаций высокотемпературных пропилитов, которые маскируют состав более ранних экзоконтактных слоев.

В зоне непосредственного контакта рассланцованных серпентинитов и вулканоогенно-осадочных пород верхнего мела — палеоцена наблюдались выходы (мощностью около 4 м) милонитов и катаклизитов по андезито-базальтовым грауваккам и туфам, а также будинированные кремнистые породы, иссеченные прожилками кварца и кальцита. Милониты состоят из порфиробласт плагноклазов и пироксенов разной крупности (от 0,5 до 0,05 мм), сцементированных тонко раздробленной компактной пелитоморфной массой минеральных смесей. Плоскости рассланцевания вырисовываются скоплениями пирита и кварца.

МИНЕРАЛОГИЯ

В этом разделе основное внимание уделено амфиболам как наиболее чутким индикаторам условий метаморфизма [Глазовская, 1979; Ефимов, Флерова, 1981; Закруткин, 1968; Костюк, Соболев, 1965; Литвин, 1973; Лихойдов, Плюснина, Мищенко, 1981; Минералогия ..., 1981; Плюснина, 1983; Руженцев, Соколов, Юркова, 1981; Jamieson, 1981; Leake, 1965 a, b; Raase, 1974; и др.]. Амфиболы присутствуют почти во всех типах пород, отражая в своем составе полистадийный характер изменения комплекса метаморфизованных габброидов. Наиболее важным и труднорешаемым моментом в использовании амфиболов для оценки условий метаморфизма является выбор геотермобарометров. Так как состав амфиболов зависит от состава вмещающих пород, то для каждого комплекса необходимо подобрать свой оптимально корректный метод оценки температур и давлений [Лихойдов, Плюснина, Мищенко, 1981; Перчук, 1970; Leake, 1965 a, b]. Для рассматриваемого комплекса использование диаграммы фазового равновесия сосуществующих амфибола и плагноклаза, в частности диаграммы Л.Л.Перчука [1970], при определении температурных условий не представляется возможным из-за неравновесности (разностадийности) формирования ассоциирующих амфиболов и плагноклазов. По этой же причине, а также потому, что рассматриваемые ассоциации в большинстве случаев не содержат эпидота или цонзита (что служит обязательным условием использования метода) не применялся плагноклаз-роговообманковый геотермобарометр (на основе глиноземистости), предлагаемый Л.П.Плюсниной [1983].

Успешное использование тех или иных геотермобарометров связано с точностью определения состава амфиболов и, следовательно, зависит от метода их исследования и расчета кристаллохимических формул. Ошибки в определении состава вносят включения кварца, альбита, хлорита, пироксенов, титанистых и других минералов. Нами было установлено, что магнезиальная роговая обманка в зависимости от метода изучения ее состава («мокрая» химия и микронзондирование) оказывались по соотношению Al^{IV} и Al^{VI} в поле либо гранулитовой, либо амфиболитовой фаций регионального метаморфизма (см. главу II). По-видимому, наиболее достоверные данные о составе амфиболов могут быть получены при сочетании метода микронзондирования с определением содержания структурно-связанной воды микротермографическим методом, а соотношения окисного и закисного железа — с помощью ЯГР. При электронно-зондовом микроанализе амфиболов следует учитывать неодинаковость состава амфиболов, получаемых при зондировании продольных и поперечных срезов кристаллов [Grapes, 1977; Юркова, 1991]. В нашем случае различия в содержании SiO_2 достигали 2% вес. В ряде случаев, например при использовании геобарометра Е.Б.Ли́ка и П.Рааза, необходима предварительная ревизия большой выборки данных, неравноценной по методам их изучения, которая частично начата Е.Б.Ли́ком [Leake, 1965 a, b; Raase, 1974].

Анализ литературных данных показывает, что наиболее надежным показателем PT - условий образования амфиболов служит их глиноземистость, в то время как соотношение Fe^{3+} , Fe^{2+} и Mg большей частью зависит от содержания этих компонентов в исходной породе, а не от температуры и давления и, следовательно, не может служить надежным индикатором условий метаморфизма [Глазовская, 1979; Ефимов, Флерова, 1981; Закруткин, 1968; Костюк, Соболев, 1965; Лихойдов, Плюснина, Мищенко, 1981; Leake, 1965 a, b; Spray, Williams, 1980; и др.]. Соотношение Ti и $Na+K$ вследствие недостаточной изученности их поведения в кальциевых амфиболах, а также из-за ошибок, наиболее вероятных при определении их малых концентраций, предпочтительнее использовать как критерии, дополняющие оценки по глиноземистости. Исходя из приведенных данных, степень метаморфизма по кальциевым амфиболам оценивалась в относительно общем виде по фаціальным диаграммам В.В.Закруткина, составленным на основе хорошо проанализированного большого фактического материала по амфиболам метаморфических пород, учитывающих соотношение в их составе тетраэдрически и октаэдрически скоординированного алюминия, а также титана и щелочей [Закруткин, 1968].

Исследуемые амфиболы объединены в три группы. Определение их дается по классификации Е.Б.Ли́ка [Leake, 1978]. Первая группа включает зеленовато-бурые и темно-зеленые железистые и магнезиальные роговые обманки ($N_g = 1,670—1,679$) автометаморфической стадии изменения габброидов. Размеры зерен меняются в широких пределах (от 0,25 до 2 мм) в зависимости от типа пород и степени их изменения. Наиболее крупные зерна характерны для измененных габбропегматитов. На фаціальных диаграммах соотношений Al^{IV} и Al^{VI} , а также щелочей и титана фигуративные точки, отражающие состав этих роговых обманок, находятся в поле амфиболитовой фации (рис. 6; см. табл. 2). Температура образования магнезиальной роговой обманки первой группы, оцененная по усредненным изотермам распределения кальция между амфиболом и плагиоклазом с использованием геотермометра Л.Л.Перчука при допущении равновесного существования ранних амфиболов и основных плагиоклазов, определяется в 700—750°C [Перчук, 1970].

Вторая группа состоит из различных по интенсивности окраски сине-зеленых метаморфических роговых обманок ($N_g = 1,665—1,667$). Эти магнезиальные роговые обманки характерны для амфиболитовой фации метаморфизма (см. рис. 6). Наибольший интерес в этой группе представляет магнезиальная роговая обманка из линз неокварцованных амфиболитов в измененных полосчатых габброноритах. Формирование этой роговой обманки можно предполагать в условиях про-

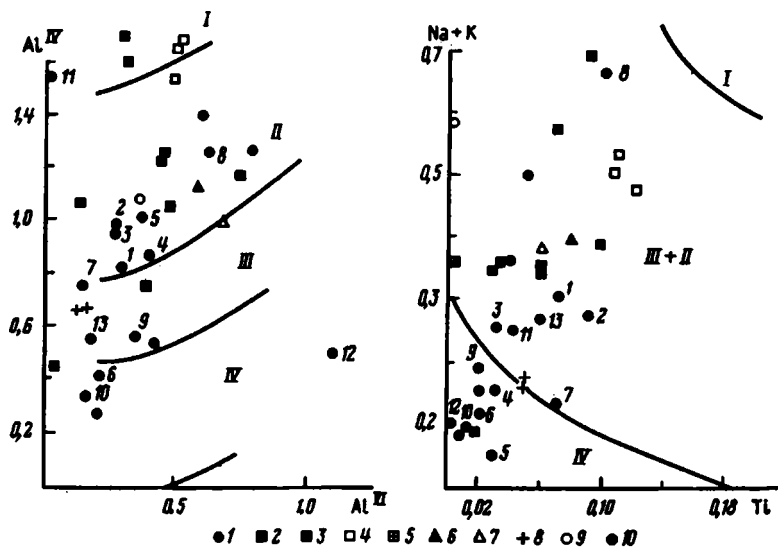


Рис. 6. Диаграммы соотношения ионов $Al^{IV} - Al^{VI}$ и $(Na+K) - Ti$ в амфиболах офиолитовых и океанических комплексов

I — метаморфизованные габброиды Росомашинского меланжа; 2—5 — амфиболиты и метагаббро комплекса Санто-Антони Ньюфаундленда [Jamieson, 1981; Suen et al., 1979]: 2—4 — амфиболиты (2 — плагиоклазовые, 3 — эпидотовые, 4 — кварцевые), 5 — метагаббро; 6, 7 — амфиболиты комплекса Баллантре, Шотландия [Spray, Williams, 1980]: 6 — высокая степень метаморфизма амфиболитовой фации, 7 — то же, низкая ступень; 8 — амфиболитовые сланцы разлома Элтанин [Кашинцев, Жданов, 1981]; 9 — горнблэндиты желоба Яп [Савельева и др., 1980]; 10 — эпидотовые амфиболиты желоба Яп [Савельева и др., 1980]; цифры рядом — номера образцов; римские цифры — поля метаморфических фаций: *I* — гранулитовая, *II* — амфиболитовая, *III* — эпидот-амфиболитовая, *IV* — зеленосланцевая

грессивного динамотермального метаморфизма. Она по особенностям химизма, независимо от способа расчета формульных коэффициентов попадает в поле амфиболитовой фации как на диаграмме $Al^{IV} - Al^{VI}$, так и $(Na+K) - Ti$, в то время, как подобные роговые обманки из вмещающих метагабброноритов занимают двойственные позиции на этих диаграммах. По соотношению Al^{IV} и Al^{VI} они находятся в поле амфиболитовой фации, а по соотношению щелочей и титана — зеленосланцевой фации (см. рис. 6, табл. 2).

Такое расхождение выявлено также для роговых обманок и из окварцованных габброамфиболитов. Это несоответствие может быть объяснено переформированием амфиболов в условиях регрессивного метаморфизма. Известно, что щелочи больше, чем титан чувствительны к падению температуры, с чем связано понижение их концентрации [Закруткин, 1968].

Мелкопятнистая альбитизация плагиоклазов в бескварцевых амфиболитах затрудняет оценку первоначального их состава. По данным электронно-зондового микроанализа, в породе сочетаются альбит (An_{10}) и андезин (An_{30}) (см. табл. 2). Если исходить из первоначального состава плагиоклаза как андезина, то по оценкам уже упоминаемого геотермометра Л.Л.Перчука, температуры образования амфиболитов устанавливаются в $450^{\circ}C$. Однако эти оценки нельзя считать надежными в связи с неопределенностью рисовки изотермы для амфиболов с кальциевостью выше 0,85. При использовании диаграммы составов сосуществующих плагиоклазов и кальциевых амфиболов Л.П.Плюсниной определяются более высокие температуры ($550^{\circ}C$) и давление в интервале 2—4 кбара [Плюснина, 1981]. Эти данные также не могут быть корректными, поскольку не соблюдалось обязательное условие использования геотермобарометра, а именно присутствие эпидота или цоизита. По данным диаграммы Е.Б.Лика и П.Рааза, амфиболы первой и второй групп сформировались при давлениях ниже 5 кбар. На линию, отмечаю-

щую 5 кбар, попадает только роговая обманка из измененных габброноритов полосчатого комплекса с тонкоагрегатным скаполитом за счет плагиоклазов. При формировании этой ассоциации пород возможно предполагать влияние стресса (см. рис. 3).

Третья группа амфиболов представлена актинолитовой роговой обманкой и актинолитом ($N_g = 1,654—1,660$), характерными для эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций регионального метаморфизма (см. рис. 6). Эти амфиболы замещают роговые обманки первой и второй групп, часто образуют волокнистые и тонкопризматические однонаправленные или радиально-лучистые агрегаты, окрашены в бледно синевато- или желтовато-зеленые цвета. Для актинолитовой роговой обманки из деформированной линзы окварцованных габброамфиболитов западной оконечности массива предполагаются, по данным Е.Б.Лица и П.Рааза, условия повышенного давления (более 5 кбар).

Отдельно рассмотрим особенности состава сине-зеленой роговой обманки ($N_g = 1,660$) из филлонитов. Она относится к магнезиальным роговым обманкам. От сине-зеленых амфиболов второй группы отличается низким содержанием алюминия и несколько повышенным титана (см. табл. 2). Положение данных о составе на фациальных диаграммах соотношения Al^{IV} и Al^{VI} , щелочей и титана свидетельствует о формировании этой роговой обманки в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Известно, что роговые обманки при грануляции, дроблении и формировании филлонитов и милонитов претерпевают изменения в составе, связанные с увеличением роли Fe^{2+} и Ti [Brodie, 1981]. Таким образом, предположительно состав амфиболов исходных пород может быть оценен как сине-зеленые магнезиальные роговые обманки второй группы.

Магнезиальная роговая обманка апопироксеновых роговообманковых пород (горнблендитов) отличается наиболее высоким из всех исследованных образцов содержанием алюминия в четверной и шестерной координации, близка по составу к роговым обманкам плагиоклазовых амфиболитов из основания пластины офиолитов комплекса Санто-Антони Ньюфаундленда. Условия ее формирования оцениваются амфиболитовой фацией (см. рис. 6). Давления превышали 5 кбар [Raase, 1974]. Предполагается ее образование в условиях локального динамотермального метаморфизма.

На фациальные диаграммы $Al^{IV}—Al^{VI}$ и $(Na+K)—Ti$ для сравнения нанесены также данные о составе амфиболов из метагаббро и амфиболитов желоба Яп и офиолитовых комплексов Ньюфаундленда и Шотландии (см. рис. 6). Из диаграмм видно, что наиболее нестабильный состав имеют амфиболы эпидотовых амфиболитов, сформированных за счет габбро и диабазов [Савельева, Добрецов, Лаврентьев и др., 1980; Jamieson, 1981]. В этих породах в одном образце сочетаются: актинолит, характерный для зеленосланцевой фации, актинолитовая роговая обманка эпидот-амфиболитовой фации, магнезиальная и железистые роговые обманки амфиболитовой фации [Савельева, Добрецов, Лаврентьев и др., 1980]. Это обстоятельство свидетельствует о неустойчивости, метастабильности минеральных ассоциаций эпидотовых амфиболитов, связанной с их существованием в условиях, пограничных между амфиболитовой и зеленосланцевой фациями метаморфизма, когда возможна незавершенность процессов изменения состава первичных компонентов.

Ортопироксены в породах комплекса не сохранились. Они псевдоморфно замещены смесью минералов со сложным текстурным рисунком, в составе которых рентгеном устанавливаются хлориты в сочетании с амфиболами. Клинопироксены, сохранившиеся от замещения, представлены диопсид-салитом (см. табл. 1, графа 1). Пластинки стильномелана ($N_g = 1,633$), присутствующие в метасоматических плагиогранитах, имеют размеры от 0,2 до 1,5 мм, плеохроируют от красно-коричневого по N_g до желто-оранжевого по N_m и бледно-золотисто-желтого по N_p . Характерно блоково-пятнистое погасание. Скаполит ($N_o = 1,582$) установлен в метагабброноритах и метагаббропироксенитах западной оконечности массива. Он псевдоморфно замещает плагиоклазы или развивается в них в

Таблица 3
Последовательность метаморфических преобразований габброидов

Метаморфические преобразования	Породы	Составы ассоциирующих минералов		Фаши метаморфизма
		Амфиболы	Плагиоклазы	
Автометаморфическая амфиболитизация	Габбро, габбродиабазы, габбропегматиты, габбронориты с роговой обманкой	Железистая и магниезная роговые обманки	От анортита до битовнита	Амфиболитовая, $T = 700-750^\circ$, $P \leq 5$ кбар
Термальная и динамотермальная амфиболитизация	Амфиболиты, габброамфиболиты, амфиболитизированные габброиды	Магниезная и железистая роговые обманки	От битовнита до андезина	Амфиболитовая ($T = 500-750^\circ$), локально $P > 5$ кбар
	Алопироксенитовые роговообманковые породы	Магниезная роговая обманка	Нет	Амфиболитовая, $P > 5$ кбар
Изменения в зоне контакта силлов габбродиабазов с вулканитами	Эндо- и экзоконтактные роговикоподобные породы	Актинолитовая роговая обманка	Олигоклаз, альбит	Роговообманково-роговиковая ($T = 550-700^\circ$) и альбит-эпидотовая ($T = 500^\circ$), контактовый метаморфизм
Зеленокаменные изменения	Метабазиты за счет габброидов	Актинолит, актинолитовая роговая обманка	То же	Зеленосланцевая ($T = 350-500^\circ$), локально $P > 5$ кбар
Гидротермально-метасоматическое окварцевание	Окварцованные метагабброиды, вторичные плагиограниты, хлорит-пренит-эпидот-кварцевые породы с пумпеллитом	Железистая и магниезная роговые обманки, актинолит, сохранившийся от ранних стадий метаморфизма	От битовнита до альбита	Гидротермалитов и метасоматитов ($T = 300-400^\circ$), ($P = 2-4$ кбар)
Динамометаморфические: разминерование, филлонитизация	Амфиболовые филлониты	Магниезная роговая обманка	Олигоклаз-альбит	Зеленосланцевая ($T = 350-500^\circ$)
Катакластические	Милониты, катаклазиты по грауваккам и туфам	Нет	Обломочные, лабрадор-олигоклаз	Милонит-катаклазитовая

Примечание. Приводятся составы, соответствующие определенным этапам метаморфизма. Без скобок приведены температуры и давления, оцененные по геотермобарометрам (см. текст), в скобках — по литературным данным [Плюсина, 1983; Тернер, Ферхуген, 1961].

виде тонкоагрегатных вкраплений; имеет неоднородное двупреломление, связанное с грануляцией псевдоморфоз. Для минерала характерно высокое содержание K_2O , что, по-видимому, связано с привнесом этого компонента флюидами (см. табл. 1). Образование скаполита можно предполагать в результате высокотемпературного ($700^\circ C$) пневматолитового изменения основных плагиоклазов при участии стресса [Годуников, 1975]. На стрессовые деформации могут указывать ориентированные линзы амфиболитов и состав роговых обманок, ассоциирующих со скаполитом. Последовательность и условия метаморфических преобразований габброидов, оцененные по минералогическим данным, представлены в табл. 3.

ПЕТРОГЕОХИМИЯ

Фигуративные точки, отвечающие составам метагабброидов и амфиболитов на диаграмме AFM, группируются в поле, вытянутом вдоль стороны M—F. Большая часть рассматриваемых пород оказывается более железистыми относительно средних составов океанических габбро и апогаббровых амфиболитов, а также мафических кумулятов офиолитовых комплексов (рис. 7).

По составу ближе всего к океаническим габбро и амфиболитам находятся неокварцованные метагаббронориты и амфиболиты из полосчатого комплекса. Для зеленокаменноизмененных и окварцованных пород характерно заметное увеличение доли окислов железа в сумме окислов. Та же тенденция наблюдается для мафических кумулятов офиолитовых комплексов [Колман, 1979]. Содержание щелочей в метаморфизованных габброидах в основном более 1% и возрастает преимущественно за счет Na_2O за исключением скаполитизированных габброноритов (рис. 8).

Точки, отражающие соотношение щелочей и кремнезема в этих породах, располагаются выше линии, разделяющей толеитовые и щелочные базальты [MacDonald, Katsura, 1964]. Выше этой разграничительной линии оказываются точки состава основных и ультраосновных пород, претерпевших высокотемпературные метаморфические изменения: скаполитизированные габбронориты и алопироксенитовые роговообманковые породы. Сюда же попадают амфиболиты и габброамфиболиты Япского желоба, а также амфиболиты высокой ступени метаморфизма, сформированные за счет спилитов на контакте с серпентинитами в комплексе Баллантре Шотландии. Апогаббровые амфиболиты исследуемого комплекса близки по составу к амфиболитам офиолитового комплекса Санто-Антони Ньюфаундленда: окварцованные — кварцевым и эпидотовым, неокварцованные — плагиоклазовым (рис. 8). Диабазы выделяются относительно высокими содержаниями щелочей и кремнезема, которые выше средних содержаний в базальтах Срединно-Атлантического хребта.

Вторичные плагиограниты отличаются от магматических плагиогранитов Корякского хребта более низкими содержаниями щелочей и кремнезема, близкими к значениям в так называемых «океанических» [Колман, 1979]. По содержанию SiO_2 они находятся в интервале между средним составом континентальных гранодиоритов и трондьемитов, отличаются низкими значениями щелочей и тенденцией к повышению роли суммарного железа, что более характерно для кварцевых диоритов. Содержание щелочей в них находится в интервале значений, присущих кварцевым кератофирам Корякского хребта. Особенно отчетливо это выявляется для K_2O (см. рис. 8). Еще более выразительна связь кварцевых кератофиров и вторичных плагиогранитов по содержанию меди. Зеленокаменные изменения и окварцевание габброидов и диабазов способствовали понижению концентраций Cr, Ni и не столь отчетливо Co (см. рис. 8). Содержание этих элементов во вторичных плагиогранитах зависит от состава исходных пород, характера их изменений до окварцевания и степени окварцевания. Так, высокие содержания Cr и Ni габброноритов наследуются апогабброноритовыми неокварцованными амфиболитами. Потери Ni и Cr метагабброидами связаны с разрушением ранних амфиболов и формированием актинолита и хлорита, т.е. с преобразованием пород гидротермальными растворами. В то же время для гидротермально измененных

пород (зеленокаменное изменение и окварцевание) намечается тенденция к повышению роли V и Cu.

Источником V и Cu могли служить постмагматические растворы, связанные как с внедрением диабазов, так и кварцевых кератофигов. Для этих пород соответственно устанавливается относительно высокая роль V и Cu (см. рис. 8). Следует отметить, что максимальные высокие содержания V и Cu характерны для пород с гидротермальными изменениями начальной стадии. Увеличение степени зеленокаменного изменения и окварцевания не ведет к увеличению их концентраций. Сохранность рудных минералов при этом не имеет решающего значения. Наиболее высокие содержания V (350 г/т) и Cu (205 г/т) выявлены в начально зеленокаменноизмененных и окварцованных метагаббро, в которых рудные компоненты псевдоморфно замещены хлоритом. Известны примеры, когда высокие содержания V обусловлены большим содержанием рудных минералов, как первичных, так и новообразованных в породах, в частности в филлонитах. Для апопироксенитовых роговообманковых пород характерны низкие содержания всех рас-

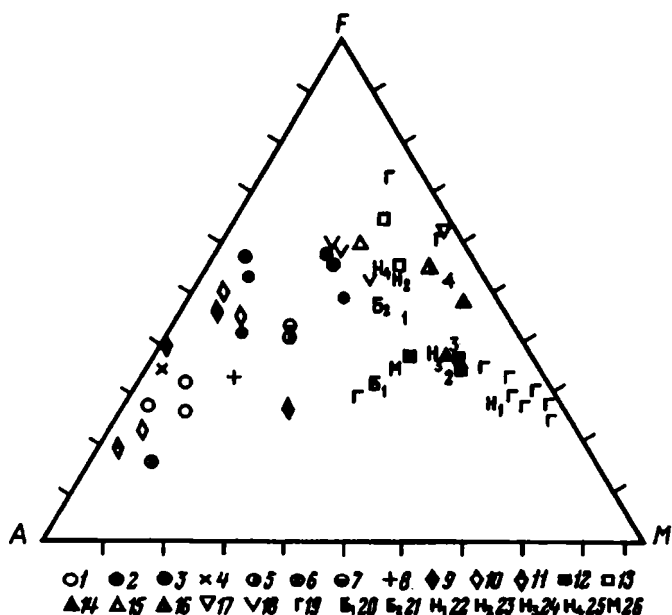


Рис. 7. Диаграмма *AFM*. Здесь и далее в % $A = Na_2O + K_2O$, $F = FeO_{\text{суммарное}}$, $M = MgO$

1 — плагиограниты магматические Четкинвьямского меланжа Корякского хребта; 2 — плагиограниты метасоматические Росомашинского меланжа; 3 — океанические плагиограниты, комплекс Троодос, Кипр [Колман, 1979]; 4 — альбитовый гранит, Орегон [Колман, 1979]; 5 — кварцевый диорит среднего химического состава [Дэли, 1936]; 6 — трондьемит, Норвегия [Тернер, Ферхуген, 1961]; 7 — тоналит, Южная Калифорния [Тернер, Ферхуген, 1961]; 8 — гранодиорит среднего состава [Дэли, 1936]; 9 — кварцевые кератофиры Корякского нагорья; 10 — кварцевые кератофиры офиолитовых комплексов Троодос и Калифорнии [Колман, 1979]; 11 — кварцевый кератофир [Заварицкий, 1961]; 12—18 — породы комплекса метаморфизованных габброидов Росомашинского меланжа: 12 — метагаббронориты неокварцованные, 13 — метагаббро в разной мере окварцованные, 14 — амфиболиты без кварца, 15 — амфиболиты окварцованные, 16 — апопироксенитовая роговообманковая порода, 17 — филлонит, 18 — аподиабазовые метабазиты; 19 — мафические кумуляты офиолитовых комплексов Кипра, Ред-Маунтина, Омана, Папуа, Вуринос [Колман, 1979]; 20 — амфиболиты низкой степени метаморфизма амфиболитовой фации комплекса Баллантре, Шотландия [Spray, Williams, 1980]; 21 — то же, высокой степени; 22 — метагаббро комплекса Санто-Антони Ньюфаундленда, среднее по 4 анализам [Jamieson, 1981; Suen et al., 1979]; 23—25 — амфиболиты, там же [Jamieson, 1981; Suen et al., 1979]; 23 — кварцевые, среднее по 23 анализам, 24 — плагиоклазовые, среднее по 12 анализам, 25 — эпидотовые, среднее по 9 анализам; 26 — амфиболитизированные и амфиболитизированные габбро Срединно-Атлантического хребта, среднее по 4 анализам [Bonatti et al., 1975]. Цифры на диаграмме: 1 — габбро континентальное [Дэли, 1936]; 2 — габбро океаническое [Лутц, 1980]; 3 — амфиболиты Яяского желоба, среднее по 3 образцам [Савельева и др., 1980]; 4 — амфиболитовые сланцы разлома Элтанин, среднее по 6 анализам [Кашинцев, Жданов, 1981]

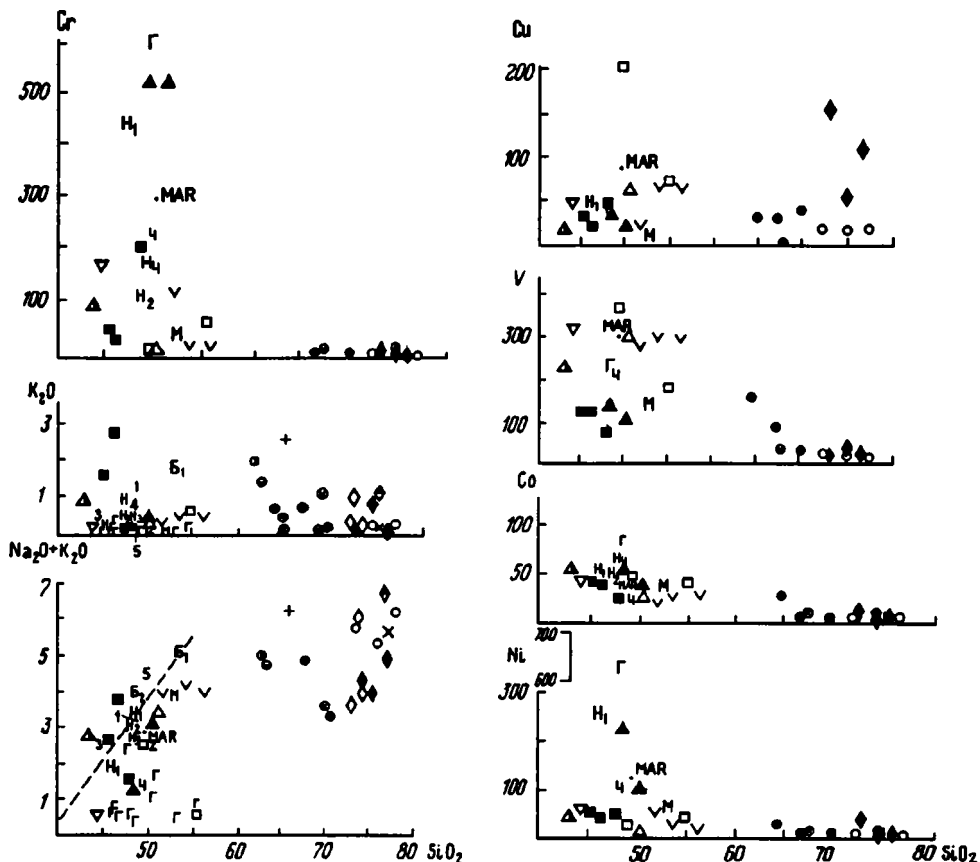


Рис. 8. Диаграммы соотношения щелочей, рассеянных элементов (Cr, Ni, Co, V, Cu) и кремнезема в метаморфизованных габброидах.

Условные обозначения см. на рис. 7. MAR — средний состав базальтов Срединно-Атлантического хребта [Колман, 1979]

считываемых рассеянных элементов, кроме V и Cu. Это отличает их от магматогенных горнблендитов ультраосновного комплекса и позволяет предполагать, что в их образовании принимали участие флюиды, связанные с формированием дайкового комплекса.

Таким образом, в целом петрогеохимический состав габброидов в разной мере изменен под влиянием метаморфических преобразований пород и, по-видимому, не может безоговорочно использоваться для обсуждения генезиса исходных пород. В порядке сравнения следует отметить, что сходные содержания V, Cr, Cu установлены в метагаббро и диабазах полимиктовой брекчии, вскрытой скв. 453 в Марианском трюге и в дайковых диабазах, драгированных с островодужного склона Марианского желоба [Sharaskin, 1982; Шараськин, Закариадзе, 1982; и др.].

ОБСУЖДЕНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВА

Исходя из покровной тектоники Корякского хребта, массив расценивается как фронтальный останец офиолитов Майницкой структурной зоны, перемещенной к югу и залегающей на покровно-чешуйчатой структуре верхнеалькатваамского комплекса [Руженцев, Бялробжеский, Григорьев и др., 1982]. Положение нижнемайницкого (серпентинитовый меланж) и верхнеалькатваамского (J_3 — K_1) покровов, в состав которых входил исследуемый массив при их формировании, по

данным палинспастических реконструкций устанавливается в пределах островодужного поднятия [Руженцев, Бялобжеский, Григорьев и др., 1982]. По мнению С.В.Руженцева с соавторами, меланж представляет собой серпентинитовое мессиво с глыбами (блоками, пластинами) гарцбургитов, дунитов, пироксенитов, габбро, плагиогранитов, амфиболитов, зеленых сланцев, вулканогенно-кремнистых пород и известняков палеозоя.

Изучение строения, состава и специфики метаморфических преобразований пород показывает, что исследуемый массив не является случайной смесью разнородных глыб офиолитов, а представляет собой «выколотый» блок комплексов офиолитов, сформированный как единое целое в относительно высокотемпературных условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Становление массива в туфотерригенных отложениях верхней юры—нижнего мела можно предполагать в результате подъема «выколотого» блока, сопровождаемого серпентинитами, о чем свидетельствуют контактово-реакционные слои родингитов ($T = 300\text{—}400^\circ$). С реализацией одностороннего давления связано образование филлонитов в зоне непосредственного контакта габброидов и туфотерригенных пород. Протрузивное становление блока сопровождалось рассланцеванием серпентинитов и разлинзованием габброидов отнюдь не в субповерхностной зоне, о чем свидетельствуют преобразования пород в условиях зеленосланцевой, эпидиот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Линзы амфиболитов, сформированные в условиях повышенных ($P > 5$ кбар) давлений, приурочены к юго-западной зоне выклинивания и пережима блока в области разрядки напряжений.

Сходство вмещающих туфотерригенных пород (пекульнейская свита) с гемипелагическими образованиями современных бассейнов показывает, что формирование протрузий могло происходить в области островодужного склона. Подобные ассоциации метаморфизованных габброидов присутствуют на внешних (прижелобовых) склонах современных энсиматических островных дуг [Геология ..., 1980; Initial ..., 1982; Злобин, Закариадзе, 1985; и др.]. Так, амфиболиты и зеленые сланцы в ассоциации с ультрабазитами, амфиболитизированными габбро, кварцсодержащими габброноритами, диабазами и зеленокаменноизмененными пиллоу-базальтами были драгированы в виде обломков, глыб и брекчий с островного склона желоба Яп (7150—7500 и 7650—8200 м). Обломки и брекчии пород офиолитовой ассоциации, включая разные ультрабазиты, габбро, габбронориты, родингиты, диабазы, спилитизированные базальты, породы марианит-бонинитовой серии, а также кремнистые и туфотерригенные породы, были драгированы с островного склона Марианского желоба южнее о-ва Гуам [Геология ..., 1980].

Силы габбродиабазов и диабазов в рассматриваемом массиве завершают этап магматизма, связанный с формированием дайкового комплекса. Они внедрились в вулканы спилит-кератофирового комплекса. Ранее автором [Юркова, 1991] было показано, что эти вулканические комплексы присутствуют в основании энсиматических островных дуг. Установлено, что габбро-дайковый комплекс был окварцован как до этапа разлинзования и будинажа всего блока пород, так и после. Это заставляет предполагать разноглубинное внедрение в них кислых расплавов. Возможно, окварцевание габброидов началось раньше и продолжалось дольше, чем окварцевание вулканических и туфотерригенных пород. Формирование же милонитов и катаклазитов за счет пород вулканогенно-осадочного комплекса позднего мела—палеоцена связано с поздними подвижками в контактной зоне в субповерхностных условиях.

ГЛАВА ВТОРАЯ АМФИБОЛИТЫ

Основой для типизации амфиболитов послужил комплекс данных об амфиболитах и амфиболитизированных породах в офиолитовых комплексах Восточного Сахалина, Корякского хребта, Камчатского мыса, Олюторского хребта, хребта Кумроч и Вывенско-Ватынской зоны Камчатки [Юркова, 1991]. Проведено сопоставление с результатами изучения амфиболитов подводного хребта Ширшова в Беринговом море, которые рассмотрены в этой главе. Исследования включали детальный разбор геологических условий нахождения амфиболитов и амфиболитизированных пород, минералого-петрографическое восстановление полистадийной истории метаморфизма, оценки *PT*-условий амфиболитизации по существующим геотермобарометрам. Типизация касается плагиоклазово-роговообманковых амфиболитов и габброамфиболитов, характерных для рассматриваемых регионов, а также амфиболовых сланцев и амфиболовых филлонитов, ассоциирующихся с амфиболитами.

Трудности определения *PT*-условий формирования плагиоклазовых амфиболитов были связаны с полистадийным характером метаморфизма регрессивной и прогрессивной направленности, с незавершенностью процессов минерального преобразования и сохранением продуктов нескольких этапов метаморфизма. Это потребовало тщательного геологического и петрографического изучения объектов. В ряде случаев проводилось специальное исследование по восстановлению первичного состава измененных плагиоклазов. В том случае, когда удавалось определить состав плагиоклазов, равновесных с роговыми обманками, использовались известные геотермобарометры Л.Л.Перчука и Л.Л.Плюсниной, в остальных — по соотношению Al^{IV} и Al^{VI} и $(Na+K) - Ti$ оценивались фации метаморфизма по диаграмме В.В.Закруткина [Закруткин, 1968; Перчук, 1970; Плюснина, 1983]. Названия амфиболам давались по классификации Б.Лица [Leake, 1978].

АМФИБОЛИТЫ ХРЕБТА ШИРШОВА В БЕРИНГОВОМ МОРЕ

Особенности состава и вторичных изменений амфиболитов подводных структур окраинных морей рассмотрены на примере изучения амфиболитов хребта Ширшова в Беринговом море по материалам драгировок в 29-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» в 1981 году. Выбор объекта был обусловлен тем, что хребет Ширшова является продолжением береговых структур геосинклинальной системы Корякского нагорья, где детально изучались амфиболиты офиолитовых комплексов континентальных блоков, обрамляющих краевые моря в северо-западной части Тихого океана (рис. 9).

О составе коренных пород хребта было известно только по образцам двух драгировок в его южной части. Они представлены туфами андезитов и альбитизированными туфами. Возраст их, датированный $K-Ar$ методом, определяется как средний миоцен (16,8 млн лет). Возраст пород северной части хребта принимается за позднемиоценовый по аналогии с Олюторской зоной либо оценивается как миоценовый, когда хребет рассматривается в качестве древнего рифта, разделяющего Командорскую и Алеутскую впадины с субокеаническим типом коры. Отсутствие геологических сведений и неоднозначность интерпретаций геофизических данных послужили причиной многообразных трактовок его геологической природы: островная дуга, спрединговый центр, внутриокеаническое поднятие или структура, сформированная в позднем мезозое при прохождении плиты Кула над горячей точкой вблизи трансформного разлома субмеридионального простира-

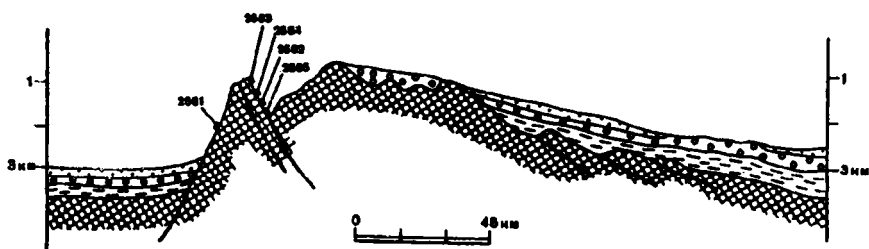
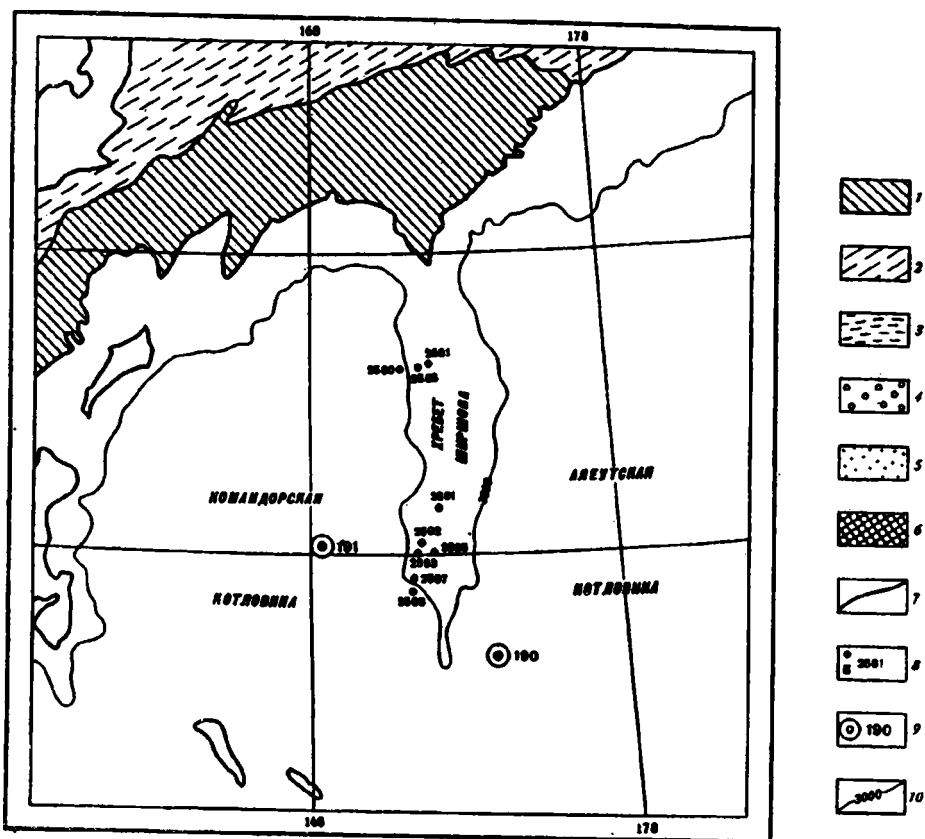


Рис. 9. Схема расположения станций драгирувания и схематический профиль через северную часть хребта Шишов [Непрочнов и др., 1985]

1 — 2 — тектонические зоны южной части Корякского нагорья; 1 — Олюторская, 2 — Корякская-Западнокамчатская; 3—5 — осадочный чехол Берингова моря: 3 — толща С (N^1_2 и древнее), 4 — толща В ($N^3_1-N^2_2$), 5 — толща А (N^3_2-Q); 6 — акустический фундамент; 7 — разломы; 8 — станции драгирувания; 9 — скважины; 10 — изобаты, м

ния, и другие [Непрочнов, Седов, Мерклин и др., 1985; Ben-Avraham, Cooper, 1981; Scholl, Creager, 1973]. Изучение геологических материалов рейса показывает асимметричную структуру хребта с крутым западным склоном, где нередко обнажается фундамент, и более пологим восточным, что может быть следствием надвигов или взросов. Западный склон сильно расчленен. Общая амплитуда крутой западной стенки хребта достигает 3,5—4 км. На профилях непрерывного сейсмического зондирования для этого склона выявляется несколько ступеней акустического фундамента, полого погружающегося в восточном направлении, которые можно связать с наличием перемежающихся блоков или пластин. Хребет

разделен на три почти равных блока: северный (станции 2581—2585), центральный (станции 2591—2597), южный (без станций драгирования). Установлено, что центральный блок опущен относительно северного на 400—600 м. По геоморфологическим данным границей между блоками может быть крутой разлом. Палеонтологические датировки драгированных пород показывают присутствие нескольких возрастных комплексов. Средне-позднетриасовый возраст устанавливается для единичных блоков кварцитов и микрокварцитов неясного генезиса из драги центрального блока (станция 2591), по данным изучения коллекции радиолярий и конодонт Н.Ю.Брагиным и М.Я.Пятаковой. Присутствие верхнемелового-палеогенового комплекса кремнистых пород в центральном блоке (станции 2593, 2595) подтверждено изучением радиолярий, характерных, по определению В.С.Вишневской, для кампан-маастрихт-нижнепалеогеновых отложений окраин Тихого океана [Богданов, Вишневская, Сухов, 1983]. Палеогеновые кремнистые туфы, туффиты и трепелы центрального блока на станциях 2593, 2596 датированы Д.И.Витухиным и Г.Х.Казариной по комплексам диатомей, радиолярий и силикофлагеллят. В верхнемиоценовый комплекс включаются диатомиты, отекулиты, песчаники, конгломераты станций 2585 северного блока и 2596 центрального блока, которые содержат, по определению Г.Х.Казариной, позднемиоценовую диатомовую флору. Эти отложения, по-видимому, коррелируются с толщей В в Алеутской и Командорской впадинах [Цуканов, Вишневская, Казарина, Витухин, 1984].

Формирование хребта после обсуждения геолого-геофизических данных, полученных при выполнении рейса, предполагается в виде линейной зоны скупивания на границе двух различно построенных впадин при компенсации растяжения, возникшего в Командорской впадине в олигоцене, а возможно, и раньше — в позднем мелу-палеоцене [Непрочнов, Седов, Мерклин и др., 1985]. Следует отметить, что в Командорской впадине тепловой поток вдвое более высокий, чем в Алеутской.

Амфиболиты, как коренные породы фундамента, представляют интерес для изучения в качестве индикаторов условий метаморфизма, которые указывают на геодинамический режим региона. В этом случае при оценке параметров метаморфизма могут быть получены дополнительные данные, подтверждающие или опровергающие выводы об условиях формирования хребта. В монографии наравне с амфиболитами рассматриваются метагабброиды и апогаббровые метаморфические породы с целью поисков исходной породы для амфиболитов.

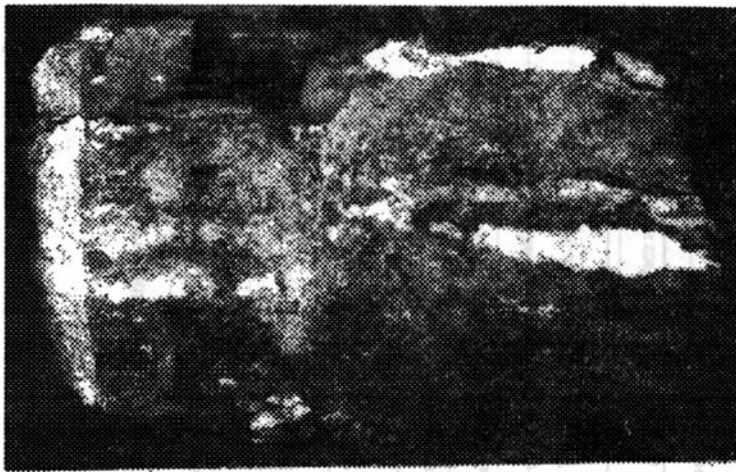
ПЕТРОГРАФИЯ

Состав коллекции изученных амфиболитов, а также метагабброидов и других метаморфических и магматических пород, драгированных вместе с амфиболитами, приведены в табл. 4 совместно с данными первичной документации коллекции образцов. Ниже описаны различные типы пород и их взаимоотношения.

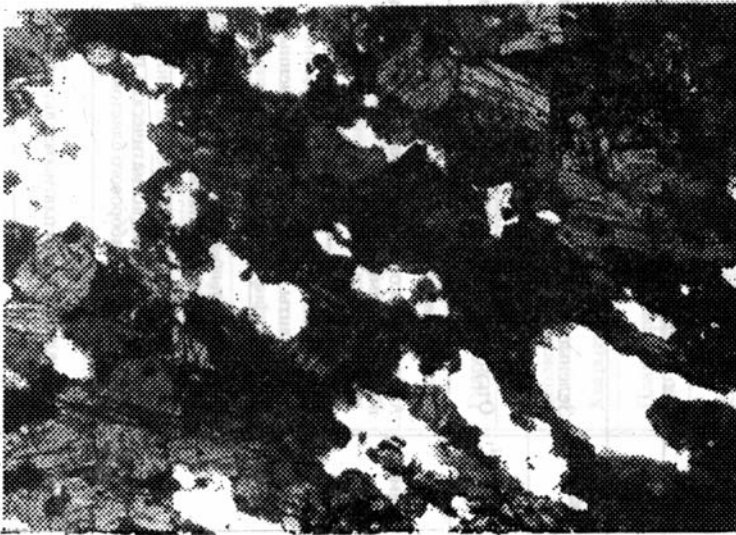
Амфиболиты. Амфиболиты представляют собой породы полосчатой ориентированной или неориентированной массивной текстуры неравномерной, мелко- и среднезернистой структуры. Полосчатость имеет двойную природу. Сингенетичная полосчатость обусловлена чередованием полос, сложенных преимущественно темноокрашенной до черного роговой обманкой и плагиоклазом. Вторичная полосчатость сформирована наложенными поздними послыдными изменениями пород, в которых главная роль принадлежит окварцеванию (рис. 10). Размеры зерен, слагающих амфиболиты, обычно не превышают 1—1,5 мм. Есть разности, где таблитчатые порфиробласты и призмы буровато-зеленых и сине-зеленых метаморфогенных роговых обманок достигают в длину 2—2,5 мм.

Крупность зерен и их ориентировки могут быть неодинаковыми в разных слоях (рис. 11). Породы меланократовые. Содержание темноцветных минералов изменяется от образца к образцу в пределах 70—85%. В их состав кроме обыкновенной роговой обманки входят рудные минералы сложного состава.

Их количество в различных амфиболитах изменяется в интервалах 1,3—5 и 5—7 до 10%. На долю измененных плагиоклазов приходится от 15 до 30%.



а



б

Рис. 10. Окварцованный амфиболит

а — макрофото, без увел., б — микрофото, увел. 24, без анализатора; белое — кварц

Мелкие (0,06 мм) зерна апатита призматической и дипирамидальной формы наблюдаются в виде включений в роговых обманках и реже в плагиоклазах. Сфен присутствует как продукт изменения титанистых рудных минералов.

Вторичные минералы (кварц, альбит, эпидот, хлорит, редко — серицит) развиваются за счет плагиоклазов. Амфиболиты пересечены прожилками мощностью 0,03 мм, поперечными и диагональными к полосчатости или ориентированными вдоль полосчатости. Они сложены альбитом, эпидотом, хлоритом и кварцем в разных сочетаниях. Самые поздние прожилки выполнены желто-зеленым смектитом, присутствие которого подтверждено рентгеноструктурным анализом по наличию разбухающих слоев (рефлекс 16,6 на дифрактограмме, снятой с препарата, насыщенного этиленгликолем). Образование смектита, замещающего, кроме того, краевые зоны роговых обманок в выветрелых образцах, наиболее вероятно связывать с гальмиролитическим изменением породы. Подробно состав минералов рассматривается далее. Следует обратить внимание на то обстоятельство,

Т а б л и ц а 4
Первичное описание коллекции драгированных образцов и изученные петрографические типы пород

Станция, глубина (м)	Окатанность, размеры. Состав обломков и глыб	Изученные петрографические типы пород	Номера образцов; виды анализов
1	2	3	4
2583, 1000-890	Остроугольные, до 30 см. Рассланцованные гидротермально измененные породы	Зеленые кварц-хлорит-актинолит-эпидотовые сланцы	С; 1
	Мелкая галька. Кислые эффузивы, базальты, граниты, песчаники	Отсутствовали в коллекции изученных образцов	Не изучались
2584, 1235-1175	Угловатые, до 15 см. Крупнозернистые амфибол-плагиоклазовые амфиболиты	Амфиболиты ориентированной и неориентированной текстуры, слабо зеленокаменноизмененные	2584, 2584-4, 2584-5; 1, 2, 3, 4, 5
		Амфиболиты зеленокаменноизмененные	2584-3; 1, 2, 3, 4, 5
		Гидротермально-метасоматические породы (амфибол, альбит, эпидот, хлорит) апогаббровые, апогабброноритовые и апогабброамфиболитовые	2584-1, С; 1
		Гидротермально-метасоматическая порода эпидот-хлорит-альбитового состава за счет апогаббрового бластомилонита	2584-2; 1
	Галька, до 5 см. Кислые эффузивы, граниты, кремнистые породы	Миндалекаменный плагиобазальт неоднородной структуры	С; 1
		Кварцевый кератофир	106; 1, 2, 4

2585, 1900-1600	Угловатые, до 3-15 см. Амфибол-плаггиоклазовые амфиболиты с полосчатым распределением плаггиоклаза и амфибола	Амфиболиты полосчатые, слабо зеленокаменноизмененные	5-12/2, 5-12/3; 1, 2, 3, 4, 5
		Амфиболиты полосчатые, в разной мере зеленокаменноизмененные за счет плаггиоклаза	5-12/1, 5-12/5, 5-12/6, 5-12/10; 1, 2, 3, 4, 5
		Габброамфиболит	C; 1
		Амфиболит с порфиробластами клинопироксена	C;1
		Габбродиабаз, зеленокаменноизмененный	C; 1
		Габбро амфиболовое, зеленокаменноизмененное	C; 1
		Габбро меланократовое, гранулированное	C; 1
		Бластомилониты апогаббровые и апогабброноритовые, плаггиоклазово-вообманково-пироксеновые, в разной мере зеленокаменноизмененные	5-12/8, 2555, 5-12/4; 1, 2, 3, 4
		Гидротермально-метасоматическая порода, апогаббровая	C; 1
		Гидротермальная кварц-альбит-хлоритовая с цеолитом порода (пропилит)	5-12/9; 1
		Базальт милонитизированный и пропилитизированный (хлорит, альбит, цеолиты)	5-12/7; 1,
		Кварцевые кератофиры	8-12/1; 1
		Плаггиограниты вторичные (гидротермально-метасоматические) за счет габбро и габброамфиболита	C; 1
		Кварцевые кератофиры	8-12/3, 8-12/4, 8582; 1, 3, 4
Эксплозивная брекчия кварцевого кератофира	8-12/2; 1		

1	2	3	4
2585, 1900-1600	Неправильной формы с залитыми гранями. Доломиты, песчаники, брекчии	Отсутствовали в коллекции изучаемых образцов	Не изучались
2591, 1035-675	Неокатанные, от 1-2 до 10-15 см. Базальтоиды: долериты, шлаковые и афировые базальты	Габбродиабаз амфиболитизированный и слабо зеленокаменноизмененный	124; 1
		Субщелочной оливиновый базальт с титанавитом	128; 1, 3, 4
	Биотитовый габбро-пироксенит, габбро-диорит, андезит-базальт, кислые туфы окварцованные, с вкраплениями пирита, тонкопосочатые кремнистые глины и кремнистые породы	Отсутствовали в коллекции изучаемых образцов	Не изучались
	Галька, 2-5 см. Те же породы, а также габбро, плагиограниты, калиевые граниты, кислые эффузивы, песчаники	Отсутствовали в коллекции изучаемых образцов	Не изучались
2591, 970-675	Плитчатые глыбы, 12-25 см. Измененная лава или лавобрекчия. Оливиновый базальт с пустотами	Лавобрекчия плагиобазальта фосфатизированная	161; 1, 3, 4
		Миндалекаменный оливиновый базальт	162-1, 162-2; 1, 3, 4
	Неокатанные, от 2-3 до 7-12 см. Афировые и порфиновые базальты с оливин-пироксеновыми скоплениями	Миндалекаменный базальт с сегрегациями оливина и клинопироксена	163; 1, 3, 4
	Туфы базальтов, лейкократовые и меланократовые габбро, габбропироксениты, туфопелиты, песчаники, глины, глинисто-кремнистые породы	Милонит базальта, гидротермально измененный	164; 1, 3, 4,

	Гальки и угловатые, но хорошо окатанные обломки от 1-2 до 5-10 см. Риолиты, граниты, андезиты, базальты, габброиды, биотитсодержащие меланократовые породы, амфиболиты, туфопесчаники, туфопелиты, кремни	Не изучались	Не изучались
2593, 1460	Глыба 40×10 см. Меланократовые габброиды и долериты	Пироксеновые габбро, зеленокаменноизмененные в условиях флюидно-статического метаморфизма	240; 1, 2, 3, 4, 5
		Роговообманково-плагноклазовая роговиковоподобная порода	240-1; 1
	Остроугольные и угловатые до 20-30 см. Фрагмент зоны секущего контакта между афировым и раскристаллизованным базальтом	Зеленокаменноизмененный габбродиабаз	240-1; 1
		Амфиболитизированный и зеленокаменноизмененный диабаз мелкозернистый	242; 1, 3, 4, 5
	Остроугольные и угловатые, от 5-10 до 20-30 см. Меланократовый базальт, андезит, туфы основных пород, пелиты и кремни	Вулканогенная глина с ориентированными линзовидными сегрегациями тонкозернистого альбита	230; 1
Гальки, 3-5 см, редко 10-20 см. Граниты, базальты, кислые эффузивы, андезиты	Не изучались	Не изучались	

Примечание. Анализы: 1 — петрографический; 2 — минералогический; 3 — петрохимический; 4, 5 — геохимический (элементы-примеси: 4 — V, Cr, Co, Ni, Cu; 5 - Pb, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce); C — шлифы коллекции А.Н.Сухова.

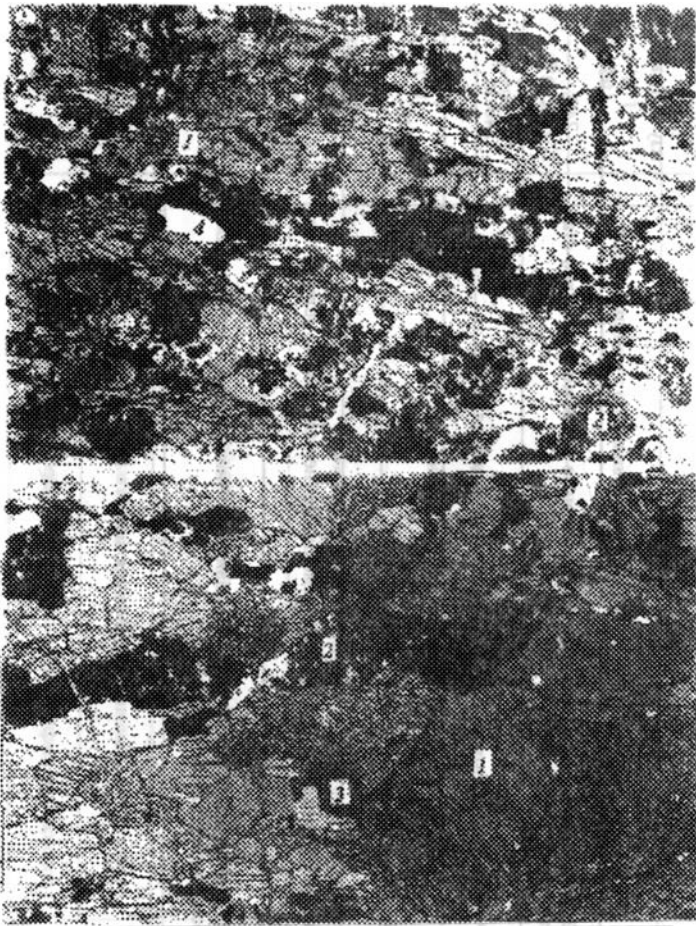


Рис. 11. Амфиболиты. Увел. 26, без анализатора
 1 — роговая обманка; 2 — плагиоклаз; 3 — рудное зерно; 4 — кварц

что в амфиболитах с буровато-зеленой роговой обманкой (обр. 5-12/6) сохранились участки переходной породы от среднезернистого габбро к амфиболиту с таблитчатыми зернами деанортитизированного плагиоклаза и сегрегациями буровато-зеленой роговой обманки. Те и другие участки породы подверглись послойному окварцеванию с образованием гранобластических агрегатов и порфиробласт кварца, замещающих плагиоклазы.

На станциях 2584 и 2585 северного блока одновременно с амфиболитами драгами подняты обломки пород, составляющие в совокупности серию переходных разностей от измененного габбро к амфиболиту. Это гидротермально-метасоматически измененные и ранее частично перекристаллизованные среднезернистые габбро с сегрегациями обыкновенных роговых обманок (обр. 2584-1), переходные к габброамфиболиту, а также габброамфиболиты и амфиболиты, сохранившие клинопироксены исходной породы в виде порфиробласт. Перечисленные породы, как и амфиболиты, в разной мере окварцованы и избирательно, чаще всего послойно, замещены сегрегациями эпидота, хлорита, альбита. Такая же ассоциация минералов, включающая, кроме того, цеолиты, характерна для гидротермально измененных основных пород и гидротермальных пород типа пропилитов (обр. 5-12/7 и 5-12/9), драгированных вместе с амфиболитами. Ассоциация гидротермальных минералов, характерная для среднетемпературной фации пропилитов, и в особенности выборочное интенсивное окварцевание пород при

поиске источников гидротермальных растворов в сопоставлении с данными, рассмотренными в первой главе, настраивает на предположение о формировании субвулканических тел при субинтрузиях магмы кислого состава. Подобный пример рассматривался для амфиболитов из офиолитового комплекса Корякского хребта (см. гл. I). Такое предположение оправдано потому, что одновременно драгированы обломки кварцевых кератофиров и их эксплозивных брекчий (см. табл. 4, обр. 8–12/1, 8–12/3, 8–12/4, 8582).

Кварцевые кератофиры. Эти породы имеют порфиристую и гломеропорфиристую структуры с микроаллотриоморфной, микропойкилитовой и сферолитовой структурами основной массы, сочетающимися в одном образце. Вкрапленники состоят из призматических и таблитчатых кристаллов сдвойникового альбита и оплавленных сложной конфигурации зерен кварца. У вкрапленников есть реакционные оторочки шириной 0,09 мм на контакте с основной массой породы. Оторочки сложены сферолитовыми и ориентированными тонкопризматическими агрегатами альбита. Порфиробласты кварца (вторичного) часто замещают центральную зону вкрапленников альбита. Кроме того, по ним развивается микрочешуйчатый серицит или микрозернистый кальцит. Темноцветные минералы вкрапленников нацело замещены микрозернистыми сегрегациями эпидота, травяно-зеленого хлорита, гидромусковита, апатита, сфена и кальцита в разных сочетаниях. Вкрапленники рудных минералов имеют сложный состав. В центральных частях они содержат включения магнетита, а по краям и в виде прожилков развивается лейкоксен. Эксплозивные брекчии кварцевых кератофиров подверглись послемагматическому окварцеванию.

Следует, однако, отметить, что обломки кислых магматических пород из драгировок большинством исследователей не всегда оправдано относятся к материалу ледового разноса [Баранов, Басов, Гладких и др., 1984; Рудник, Меланхолина, 1984]. Степень овальности, принимаемая за окатанность обломков, не может служить поводом в пользу ледового разноса, поскольку окатывание обломков и глыб в данном случае практически не происходит. Кроме того, следует заметить, что обломки при разрушении кислых вулканитов, а в особенности эксплозивных брекчий, чаще имеют близкие к изометрическому овальные очертания и небольшие размеры, что, по-видимому, связано с особенностями их отдельности и хрупкостью. Хрупкие острые «шпильки» обломков, кроме того, должны быстро обламываться при перемещении с крутых склонов и в процессе драгирования. В то же время породы ориентированной текстуры (в частности, амфиболиты) дают при разрушении послойно ступенчатые сколы, принимаемые за остроуголоватость. Характеристика обломков кислых пород в первичной документации как угловатых, но хорошо окатанных, по-видимому, не отражает реальной их формы (см. табл. 4, станция 2591). Таким образом, формальное исключение эффузивных и субвулканических пород с кислым составом магм из состава коренных пород обедняет геологические сведения о породах фундамента хребта Ширшова и мешает расшифровке его геологической структуры. Тем более, что присутствие кислого гранитного материала в магматических комплексах желобов и хребтов океана и активных континентальных окраин подтверждается не только драгировками вне областей ледового разноса, но и наблюдениями на островной суше [Геология ..., 1980; Брайан, 1983; Гил, Сторн, 1983; Sharaskin, Putschin, Zlobin, Kolesov, 1983]. По-видимому, аллохтонное происхождение, беспрекословно принимаемое в отношении кислых пород в областях действия ледового разноса, неоправданно.

Обращает на себя внимание, что в составе обломков со станции 2585 присутствуют породы, сформированные при далеко зашедшем процессе окварцевания метагаббро и габброамфиболитов, которые имеют состав плагтигранитов (см. табл. 4). Такого же типа вторичные плагтиграниты описаны для Корякского хребта в первой главе.

Наибольший интерес при поиске исходных пород для амфиболитов представляют полосчатые плагтиоклазово-пироксеновые, апогаббровые и апогабброноритовые blastsмилониты (рис. 12):

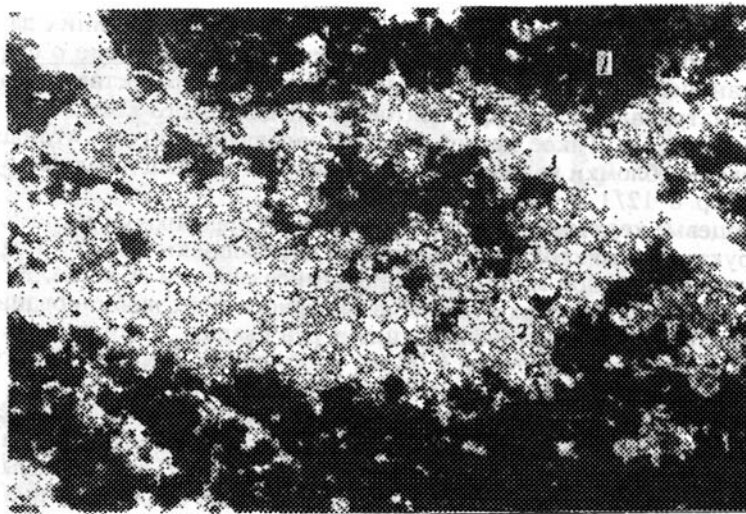


Рис. 12. Бластомилонит. Увел. 16, без анализатора
1, 2 — полосы: 1 — измененного плагиоклаза, 2 — клинопироксена; 3 — кварц

Т а б л и ц а 5
Химический состав минералов (мас. %) из габбро (обр. 240) и бластомилонитов (обр. 5-12/4)

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49,77	52,10	50,40	49,70	30,20	35,60
TiO ₂	0,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	2,31	1,90	3,90	3,00	16,60	18,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,20	0,00	0,00	0,70	0,40
FeO	6,56	7,50	12,80	13,20	19,00	11,60
MnO	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	21,56	16,20	14,70	15,30	20,20	16,30
CaO	18,08	20,10	13,10	11,00	0,30	2,60
Na ₂ O	0,00	0,00	0,40	0,00	0,00	0,50
K ₂ O	0,00	0,00	0,10	1,30	0,00	2,40
Сумма	98,96	98,00	95,40	93,50	87,00	87,40
Ионы	6(O)	6(O)	23(O)	23(O)	10 катионов	
Si	1,85	1,96	7,48	7,56	3,13	3,63
Al	0,10	0,08	0,68	0,54	2,01	2,16
Ti	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,03
Fe ²⁺	0,20	0,23	1,58	1,67	1,64	0,99
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,20	0,91	3,28	3,49	3,14	2,50
Ca	0,71	0,81	2,08	1,79	0,02	0,28
Na	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,10
K	0,00	0,00	0,02	0,25	0,00	0,31
Сумма	4,08	4,00	15,24	15,30	10,00	10,00
$\frac{Mg}{Fe^{2+} + Mg}$	0,86	0,80	0,67	0,68	0,66	0,72

П р и м е ч а н и е. 1, 9, 12, 13 — данные количественного электронно-зондового микроанализа, остальные — данные полуколичественного анализа, точность $100 \pm 3\%$; 12, 13 — минералы обр. 5-12/4, остальные — обр. 240; 1, 2 — клинопироксены: 1 — центральная наиболее сохранившаяся часть зерна, 2 — то же краевая; 3 — актинолитовая роговая обманка за счет клинопироксена (2); 4 —

Содержание клинопироксена в них изменяется от обломка к обломку: то клинопироксен преобладает над плагиоклазом, то наоборот. Есть обломки, где клинопироксены замещаются или сочетаются с буровато-зеленой роговой обманкой, такой же, как в амфиболитах. В серии обломков можно проследить последовательное нарастание роли роговой обманки вплоть до образования пород, где чередуются пироксеновые, роговообманковые и плагиоклазовые слои.

Послойные сегрегации клинопироксенов состоят из порфириблест (0,5 мм) исходного гранулированного авгита и гранобластических агрегатов новообразованных зерен салита размером 0,05—0,1 мм. Зерна баркевикита, а также буровато-зеленой роговой обманки такой же размерности вкраплены в гранобластический агрегат новообразованных клинопироксенов. Мономинеральные слои состоят из буровато-зеленой роговой обманки. В порфириблестах (0,6 мм) двойникового измененного плагиоклаза наблюдаются полосы деформации. Некоторые из них деформационно изогнуты. Гранобласты (до 0,2 мм) плагиоклазов почти нацело замещены полиминеральным пелитоморфным агрегатом (сосюрит). Бластомилониты подверглись тем же гидротермальным изменениям, что амфиболиты и метагаббро, в том числе интенсивному окварцеванию. В одной с бластомилонитами драге подняты породы промежуточной стадии формирования бластомилонитов. Это гранулированные меланократовые пироксеновые габбро.

Помимо динамотермально метаморфизованных габброидов и амфиболитов в северном блоке (станция 2585) драгированы габбро и габбродиабазы, зеленокаменноизмененные в условиях термального метаморфизма. Эти изменения де-

7	8	9	10	11	12	13
51,40	60,50	0,16	10,10	39,00	43,79	54,13
0,00	0,00	53,94	39,40	5,70	1,94	0,16
28,80	26,30	0,12	3,80	5,60	7,73	1,72
0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00
1,20	0,40	38,53	39,00	15,50	14,57	10,45
0,00	0,00	0,91	0,70	0,00	0,16	0,25
1,00	0,30	0,08	1,20	11,00	12,65	11,76
11,30	3,60	0,09	6,00	12,00	9,62	20,97
6,00	8,60	0,00	0,00	0,50	1,41	0,26
0,00	0,70	0,00	1,60	0,10	0,48	0,00
99,70	100,40	93,83	101,80	89,50	92,35	99,70
8(0)	8(0)	3(0)	He опр.	He опр.	23(0)	6(0)
2,36	2,68	0,005			6,85	2,00
1,55	1,37	0,005			1,42	0,07
0,00	0,00	1,06			0,23	0,03
0,00	0,00	0,00			0,00	0,00
0,04	0,01	0,91			1,90	0,32
0,00	0,00	0,02			0,02	0,01
0,06	0,02	0,005			2,97	0,65
0,55	0,17	0,00			1,61	0,83
0,53	0,74	0,00			0,30	0,01
0,00	0,04	0,00			0,10	0,00
5,09	5,03	2,005			15,40	3,92
He опр.	He опр.	He опр.			0,61	0,67

актинолит за счет актинолитовой роговой обманки; 5, 6, 8 — вторичные минералы за счет плагиоклаза (7): 5, 6 — хлориты, 7, 8 — плагиоклазы: 7 — лабрадор, 8 — олигоклаз; 9 — ильменит, наиболее сохранившаяся часть зерна; 10, 11 — продукты его изменения; 12 — магнезиальная роговая обманка; 13 — клинопироксен

тально прослежены в образцах драгировок (станция 2593) центрального блока, где они наиболее выразительно представлены в разных типах пород, взаимоотношения которых выявляются при осмотре крупной глыбы (см. табл. 4, обр. 240, 240-1, 242).

Пироксеновое габбро (обр. 240). Структура породы — средне-мелкозернистая, панидиморфнозернистая, неоднородная. Характерны гранобластические сегрегации бесцветного клинопироксена с размером гранобластов до 0,5 мм. Крупные бледно-розовые таблитчатые кристаллы двойникового клинопироксена с диаляговой отдельностью (титансодержащий авгит) замещаются поздним бесцветным несдвойникованным авгитом с более высоким содержанием волластонитовой молекулы (табл. 5). Новообразованный пироксен узкими полосами (0,2—0,3 мм) окаймляет первичный авгит. Кроме того, ранний, титансодержащий авгит выборочно, вблизи трещин спайности, небольшими пятнами (до 0,1 мм) замещается сине-зеленой магнетизальной роговой обманкой (табл. 5, обр. 240). Бесцветный авгит, в свою очередь, по краям замещается бледно-зеленой актинолитовой роговой обманкой, включающей мелкие (0,01 мм) рассеянные изометричные зерна магнетита (см. табл. 5, гр. 3). За счет актинолитовой роговой обманки развиваются длиннопризматические игольчатые кристаллы голубо-зеленого актинолита (см. табл. 5, гр. 4).

Призматические и таблитчатые зерна двойникового плагиоклаза замещаются мелкозернистым агрегатом хлоритов, более кислых плагиоклазов и актинолита (см. табл. 5, гр. 5—8). Полные псевдоморфозы вторичных минералов по плагиоклазам располагаются в породе пятнисто. Пятна размером 2—3 мм состоят из бесцветного хлорита и игольчатого актинолита, образующих закономерный рисунок срастания с ориентировкой иголок и призм актинолита (до 0,05 × 0,45 мм) по трем направлениям плоскостей спайности плагиоклазов (001, 010, 110). Свободный рост вторичных минералов без принудительной их ориентировки, формирование псевдоморфоз, ограниченных размерами зерен, незавершенность процессов замещения, пятнистое расположение участков полной переработки плагиоклазов свидетельствуют о статичных условиях метаморфизма в сравнительно ограниченном пространстве, по-видимому, при воздействии флюидов, связанных с неглубокими интрузиями типа дайковых. Такие преобразования рассматривались ранее [Юркова, 1991]. Возможность активного флюидного воздействия подтверждается повышенным содержанием K_2O (до 2,4%) и MnO (до 0,9%) во вторичных минералах, в том числе продуктах разрушения ильменита (см. табл. 5).

Условия высокой флюидонасыщенности, исходя из наблюдений над породами офиолитовых ассоциаций, можно предполагать для дайкового комплекса, что обсуждалось в предыдущей главе. Это предположение тем более справедливо, что в глыбах наблюдались секущие контакты описанного выше габбро с микро-мелкозернистой роговообманково-плагиоклазовой породой мозаичной роговиковой структуры, сходной с подобными породами на контакте вмещающего габбро и даек первой серии [Юркова, 1991]. Интрузивный контакт долерита с афировым базальтом описан для крупной (до 30 см) глыбы (см. табл. 4, обр. 240-1 и 242). При петрографическом изучении образцов из этой глыбы, имеющих в распоряжении автора, были выявлены следующие разности пород: зеленокаменноизмененный габбродиабаз и микро-мелкозернистый амфиболитизированный и зеленокаменноизмененный диабаз. Следует отметить значительное сходство этих пород с диабазами дайкового комплекса полуострова Шмидта. Причем для габбродиабазы по особенностям вторичных изменений (актинолит, хлорит, пренит) обнаруживается сходство с породами дайковых пакетов второй серии, для амфиболитизированного диабазы — то же, первой серии [Юркова, 1991].

Наиболее вероятно, что пироксеновое габбро (обр. 240) является породой, которую интродуцируют дайки, или скринном. С такими комплексами обычно тесно связаны дайки и жилы плагиогранофиров, кварцевых альбитофиров и кератофиров [Перфильев, Херасков, 1982]. Это обстоятельство может служить еще одним доводом в пользу автохтонного происхождения субвулканических тел кварцевых кератофиров в фундаменте хребта Шириша.

Основные итоги этого раздела главы следующие. 1. Показана возможность образования амфиболитов как за счет аутометаморфически измененных габбро, так и за счет более ранних полосчатых плагиоклазово-клинопироксеновых бластомилонитов. 2. Обсуждена необходимость присутствия в породах фундамента хребта Ширшова субвулканических тел кварцевых кератофиров, обуславливающих гидротермальные изменения метагаббро, амфиболитов и бластомилонитов по типу пропилитизации. 3. Выявлены проявления флюидно-термального статического метаморфизма, характерного для пород дайкового комплекса.

МИНЕРАЛОГИЯ

Как в метагаббро, так и в амфиболитах наиболее детально изучались роговые обманки и плагиоклазы с тем, чтобы оценить PT -условия метаморфизма на основе существующих в настоящее время геотермометров и геобарометров. В предыдущем обзоре в гл. I было показано, что наиболее оптимальным вариантом оценки условий метаморфизма по составу роговых обманок являются диаграммы В.В.Закруткина, разделяющие амфиболы в зависимости от соотношения в их составе Al^{IV} и Al^{VI} , а также щелочей и титана по принадлежности к той или иной фации метаморфизма [Закруткин, 1968]. Этот выбор был сделан в связи с тем, что наложенные диафорические изменения пород в сильной мере повлияли на состав плагиоклазов, изменяя его в сторону более кислого и, тем самым, занижая температуры более раннего метаморфизма при оценке их по амфибол-плагиоклазовым геотермометрам. Было показано, что реальные равновесные составы амфиболов и плагиоклазов удается установить в очень редких образцах. Поэтому при изучении измененных плагиоклазов амфиболитов было предпринято тщательное исследование продуктов его изменения (соксюритизации) для восстановления их первичного состава.

При исследовании роговых обманок обращалось внимание на то, как изменяются параметры их состава в зависимости от среза зерна, анализируемого зондом (табл. 6). Состав роговых обманок анализировался на приборе MS-46 при токе 50 нА и напряжении 15 кВ с пересчетом интенсивностей по программе «Карат» (аналитик Б.И.Воронин). Как показывают данные таблицы, наиболее стабильным оказалось содержание FeO и MgO, а основные изменения касаются содержания остальных окислов. Особенно это заметно для TiO_2 (больше чем в 2 раза) и Na_2O (на 30%). В поперечных срезах отмечаются наиболее низкие значения суммы окислов и существенно пониженное по сравнению с продольными срезами содержание Al_2O_3 , CaO, Na_2O , что, по-видимому, связано с характером распределения катионов в ленточной структуре амфиболов [Graps, 1977]. Следует отметить, что различия в составе кальциевых роговых обманок, по данным зондирования продольных и поперечных срезов, приводят к изменениям их места в классификационной диаграмме (см. табл. 6, обр. 2584, 2584-5, 5-12/2). В дальнейшем будет показано, как различия в составе роговых обманок повлияли на оценки PT -параметров, а пока рассмотрим основные типы обыкновенных роговых обманок из амфиболитов и метагаббро.

Буро-зеленая амфиболитовая роговая обманка ($N_g=1,668$; $N_m=1,660$; $N_p=1,647$; $cN_g=19^\circ$; $2V=70^\circ$) характерна для наиболее крупнозернистых амфиболитов (обр. 2584-5) с нечеткой ориентировкой коротко призматических кристаллов размером в среднем $0,8 \times 1,2$ мм, с прямыми и дипирамидальными окончани-ями. Схема плеохроизма следующая: буровато-зеленая по N_g , зелено-бурая по N_m , бледно-зеленая по N_p . По составу она относится к магнезиальным роговым обманкам или эденитам (см. табл. 6). Параметры ячейки следующие: $a = 9,72$; $b = 17,96$; $c = 5,2 \text{ \AA}$; $\beta = 103,67^\circ$. Подобные роговые обманки из бластомилонитов отличаются более высоким содержанием в структуре катионов титана и железа и соответственно пониженными значениями магния, щелочей и октаэдрически скоординированного алюминия (см. табл. 5, гр. 12; табл. 6, обр. 2584-5).

Сине-зеленые роговые обманки (обр. 2584, 2584-4, 5-12/2) представлены в амфиболитах коротко- и длиннопризматическими, а также таблитчатыми зернами

Al ^{VI}	0,48	0,57	0,46	0,52	0,50	0,65	0,59	0,56	0,29	0,37	0,68	0,55	0,28
Ti	0,09	0,09	0,08	0,04	0,04	0,14	0,16	0,14	0,20	0,15	0,17	0,14	0,02
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,39	1,40	1,43	1,41	1,48	1,71	1,66	1,73	1,94	1,95	2,01	2,02	1,42
Mn	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,05	0,07	0,07	0,06	0,06	0,02
Mg	3,24	3,12	3,34	3,24	3,23	2,62	2,72	2,77	2,80	2,80	2,37	2,34	3,72
Ni	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Сумма	5,27	5,25	5,38	5,27	5,31	5,17	5,17	5,25	5,30	5,35	5,29	5,11	5,46
Ca	1,65	1,58	1,58	1,71	1,68	1,71	1,71	1,70	1,71	1,70	1,57	1,52	1,92
Na	0,49	0,50	0,38	0,41	0,46	0,41	0,36	0,30	0,41	0,41	0,64	0,57	0,08
K	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,04	0,04	0,05	0,09	0,08	0,16	0,15	0,01
Сумма	2,22	2,16	2,03	2,19	2,21	2,16	2,11	2,05	2,21	2,19	2,37	2,24	2,01
$\frac{Mg}{Fe^{2+}+Mg}$	0,70	0,69	0,70	0,70	0,68	0,60	0,62	0,62	0,59	0,59	0,54	0,54	0,72
(Na+K)A	0,49	0,41	0,41	0,46	0,52	0,33	0,28	0,30	0,51	0,54	0,66	0,34	0,09
Роговые обманки	1	1	1	1	2	1	1	1	2	2	3	1	1

П р и м е ч а н и е . a, b, c, b(1), b(2), c(1), c(2) — срезы зерна: a — параллельно 001; b, b(1), b(2) — параллельно 100; c, c(1), c(2) — параллельно 010; роговые обманки [Leake, 1978]: 1 — магнезиальная, 2 — эденит, 3 — железисто-паргаситовая.

размером от $0,15 \times 0,1$ мм до $0,3 \times 1,2$ мм. Показатели преломления по N_g изменяются в пределах 1,677–1,672, по N_p — 1,659–1,654; плеохроируют от сине-зеленого по N_g , желто-зеленого по N_m до бледно-желтого по N_p . Состав их постоянен и меняется в зависимости от интенсивности окраски. Для густо окрашенных роговых обманок этой группы (обр. 2584) характерно наиболее высокое содержание катионов Mg и наиболее высокие показатели преломления. Размеры элементарной ячейки по сравнению с буро-зелеными роговыми обманками увеличены: $a = 9,86$; $b = 18,02$; $c = 5,35 \text{ \AA}$; $\beta = 105,66^\circ$.

Для бледноокрашенных сине-зеленых роговых обманок (обр. 5–12/2) характерно наиболее высокое содержание катионов железа и тетраэдрически скоординированного алюминия, в них резко уменьшается содержание катионов магния (см. табл. 6). Первые представлены магнезиальными роговыми обманками (или эденитом), вторые попадают в группу железисто-паргаситовых или магнезиальных роговых обманок в зависимости от среза анализируемого зерна. Отличительной особенностью состава роговых обманок амфиболитов является высокое содержание катионов титана (до 0,20 ф.е.) и щелочей (до 0,80 ф.е.). Низкое содержание катионов щелочей характерно для актинолитовой роговой обманки, развившейся за счет вторичного клинопироксена. Однако, если в составе магнезиальной роговой обманки, образованной за счет титансодержащего авгита, все-таки содержится титан, то в актинолитовой роговой обманке он отсутствует совершенно, как и в клинопироксене, за счет которого она сформирована (см. табл. 5).

Таким образом, наблюдается наследование роговыми обманками ранней генерации составов исходных минералов. Что касается актинолита поздней генерации, то в нем резко (до 0,25 ф.е.) возрастает содержание K при полном отсутствии Na и Ti (см. табл. 5, гр. 4). Это обстоятельство наряду с фактами, рассмотренными в разделе «Петрография», подчеркивает флюидные условия зеленокаменного метаморфизма пироксенового габбро. Повышенное содержание K_2O (до 2,4 мас.%) отмечается также в сингенетичных хлоритах и даже в продуктах изменения ильменита (см. табл. 5, гр. 6). Роговые обманки в амфиболитах и бластомилонитах изменены незначительно. Лишь в ряде случаев наблюдается образование в крайних частях и вблизи трещин спайности голубовато-зеленого микроагрегатного хлорита. В полосчато измененных разностях они избирательно пересечены ориентированными тонкими линзами (длиной 0,10–0,15 мм) хлорита с эпидотом.

Плаггиоклазы в амфиболах и бластомилонитах почти нацело замещены пелитоморфным, практически недвупреломляющим полиминеральным агрегатом (см. рис. 11, 12). Небольшие участки плаггиоклазов без пелитоморфных продуктов замещения представлены альбитом и очень редко, как удалось выявить при рентгеноспектральном микроанализе, основным андезином (табл. 7).

Состав продуктов изменения плаггиоклазов прослежен по профилю зондирования участка измененного зерна плаггиоклаза в 200 мкм микроанализатором MS-46. Микроанализ выполнен в сопоставлении с эталонами (рис. 13). Это позволило рассчитать составы минералов, слагающих сосюрит (табл. 8). В результате установлено, что сосюрит амфиболитов и бластомилонитов состоит из индивидуализированных выделений эпидота и альбита размером до 10–15 мкм (табл. 8, гр. эп. и пл.) и тонкоагрегатной смеси с минеральными обособлениями до 3–5 мкм продуктов деанортитизации основного плаггиоклаза (лабрадор и, возможно, битовнит) и эпидота (см. табл. 8, гр. 1–7; рис. 13).

Повышенные содержания K_2O (1,98–2,4%) по сравнению с первичными плаггиоклазами приурочены к тонкоагрегатной смеси минералов, а в ней связаны с мельчайшими частями более кислых плаггиоклазов (олигоклаз—андезин) (см. табл. 7, 8). Аномально повышенные содержания K_2O (1,62%) также выявлены во вростках эпидота, формирующегося рядом с такими плаггиоклазами. Возможно, сосюритизации плаггиоклазов способствовало воздействие на них калийсодержащих флюидов.

Иной стиль изменения установлен для плаггиоклазов измененных пироксеновых габбро. В них за счет лабрадора (см. табл. 5, гр. 7) развиваются два типа

Т а б л и ц а 7
Химический состав полагноклазов (8(O)) из амфиболитов типовых образцов (мас. %)

Оксиды и ионы	2584-5			2584-4	2584	5-12/2	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	56,78	68,10	66,93	53,13	58,38	57,87	69,37
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	26,20	19,34	20,06	29,68	26,01	26,44	18,13
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,05	0,07
FeO	0,16	0,06	0,18	0,17	0,22	0,19	0,12
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,10
MgO	0,52	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00
CaO	8,29	0,02	1,16	8,88	8,14	8,61	0,22
NiO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Na ₂ O	7,04	12,00	10,78	7,27	7,25	7,02	11,47
K ₂ O	0,28	0,00	0,10	0,04	0,08	0,08	0,01
Сумма	99,27	99,54	99,26	99,27	100,10	100,34	99,49
Si	2,56	2,99	2,96	2,42	2,61	2,59	3,04
Al	1,40	1,01	1,04	1,59	1,37	1,39	0,94
Fe ²⁺	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,005
Mg	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,005	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,005	0,005
Ca	0,40	0,00	0,05	0,43	0,39	0,41	0,01
Na	0,62	1,02	0,92	0,64	0,63	0,62	0,98
K	0,02	0,00	0,005	0,00	0,005	0,005	0,00
Сумма	5,05	5,02	4,895	5,10	5,005	5,03	4,98
Ап	38,50	0,00	5,10	40,20	38,00	39,60	1,00
Аб	61,50	100,00	94,90	59,80	62,00	61,40	99,00

П р и м е ч а н и е Ап — содержание анортитовой молекулы, %, Аб — то же, альбитовой.

хлорита (см. табл. 5, гр. 5, 6), в том числе калийсодержащий, а также олигоклаз (см. табл. 5, гр. 8). На участках интенсивного флюидного воздействия были сформированы псевдоморфозы кристаллографически закономерного срастания актинолита и хлорита, о которых сообщалось ранее (см. табл. 5, гр. 4, 6).

Рудные минералы в амфиболитах представлены двумя типами, которые различаются по размерам, форме и составу. Крупные зерна (0,15—0,33 мм) имеют сложно-извилистую форму, иногда похожую на скелетную. В составе их сочетаются измененный ильменит (2), магнетит (3), лейкоксенизированный сфен (1) (рис. 14, табл. 9).

Участки ильменита подверглись микроточечной сфенизации, с чем связано присутствие в них кальция и кремнезема (рис. 14). О частичной гидратации ильменита свидетельствует низкое значение суммы окислов [Frost, Grey, Hargrowfield, Mason, 1983]. Мелким (0,02—0,03 мм) рудным зернам присущи иные формы: напоминающие сглаженную октаэдрическую форму, дающие ромбические, прямоугольные, трапециевидные и неправильные вытянутые сечения. В породе они представлены как в виде пойкилитовых включений в роговые обманки и плагиоклазы, так и изолированных зерен и линзовидных ориентированных сегрегаций до 2 мм в длину. Мелкие зерна в большинстве своем имеют состав магнетита. Однако в краевых частях некоторых из них наблюдаются оторочки и включения лейкоксена и гидратированного ильменита (рис. 14, а). Подобные типы рудных минералов характерны также для бластомилонитов. Замечено, что содер-

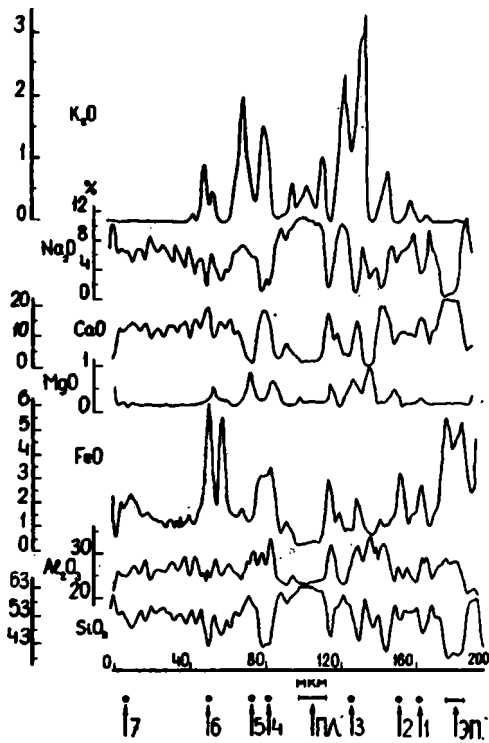


Рис. 13. Содержание окислов породообразующих элементов (мас. %) в продуктах изменения плагиоклаза по профилю электронно-зондового микроанализа. Расшифровка "пл." и "эп.", цифр 1—7 в табл. 8.

жание мелких рудных зерен возрастает в 5 раз в амфиболитах с бледно окрашенной железисто-паргаситовой роговой обманкой (обр. 5—12/2). Приведенные данные показывают, что сфен и магнетит сформированы за счет ильменита, если они сочетаются в одном зерне. Магнетит является наиболее поздним минералом, заместившим сфенизированный ильменит. Об этом свидетельствует блоковое строение магнетита с точечными сохранившимися образованиями сфена между блоками и в краевых частях (см. рис. 14).

Крупные зерна рудных минералов в пироксеновом метагаббро имеют состав ильменита. В них наблюдаются участки замещения ильменита вторичными минералами (см. табл. 5, гр. 9—11). Мелкие зерна состоят целиком из ильменита или из смеси продуктов его изменения. Продуктами изменения ильменита являются сфен и хлорит (см. табл. 5, гр. 10, 11). Следует обратить внимание на то, что метагаббро имеют определенное сходство с породами дайкового комплекса п-ова Шмидта [Юркова, 1991].

Апатит — весьма характерный минерал для амфиболитов. Его присутствие в породе не ограничено единичными зернами, а достигает 2—3% в целом от объема породы. Они различаются по составу весьма незначительно, независимо от того, находятся ли в амфиболите с бурой (обр. 2584—5) или с бледно сине-зеленой роговой обманкой (обр. 5—12/2).

Пироксены blastsмилонитов представлены клинопироксенами ($N_g=1,722$) салитового состава (17,8% $FeSiO_3$, 36,1% $MgSiO_3$, 46,1% $CaSiO_3$), они слагают крупные (0,5 мм) порфиробласты и мелкие (0,05—0,1 мм) зерна в гранобластических сегрегациях. Состав приведен в табл. 5. Клинопироксены измененного пироксенового габбро были рассмотрены в разделе «Петрография» (см. табл. 5).

В целом, в разделе «Минералогия» показано следующее: 1) неодинаковый состав роговых обманок, полученный при зондировании различных сечений зерен, вплоть до изменения их положения в классификационных таблицах; 2) повышенные содержания щелочей и титана в роговых обманках амфиболитов и бла-

Т а б л и ц а 8
Химический состав сосюртитизированного плагиоклаза из амфиболитов (мас. %)

Оксиды	эп.	пл.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	40,03	61,96	54,82	53,55	56,10	42,08	57,37	43,35	52,28
TiO ₂	0,10	0,08	0,17	0,16	0,13	0,16	0,13	0,18	0,10
Al ₂ O ₃	29,03	22,96	25,42	25,09	26,73	28,86	26,65	26,24	26,95
Cr ₂ O ₃	0,20	0,10	0,16	0,16	0,16	0,29	0,13	0,20	0,13
FeO	5,40	0,30	2,70	3,00	1,20	3,38	1,05	5,93	2,34
MnO	0,20	0,10	0,20	0,20	0,24	0,24	0,20	0,18	0,16
MgO	0,16	0,24	0,16	0,16	0,48	0,64	0,24	0,40	0,24
CaO	22,33	1,88	10,58	15,28	5,41	18,80	7,05	15,98	11,75
Na ₂ O	0,75	10,89	5,94	6,14	6,44	2,97	6,93	2,67	6,73
K ₂ O	0,03	0,66	0,36	0,54	2,40	1,62	1,98	0,72	0,18
Сумма	98,23	99,17	100,51	104,28	99,29	99,04	101,73	95,85	100,86

Ионы	12(O)		8(O)		12(O)	8(O)	12(O)	8(O)
Si	2,98	2,78	2,51	2,42	2,56	3,08	2,56	3,26
Ti	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,01	0,005	0,01
Al	2,54	1,21	1,37	1,33	1,44	2,49	1,40	2,33
Cr	0,01	0,00	0,005	0,00	0,005	0,02	0,005	0,01
Fe ²⁺	0,33	0,01	0,10	0,11	0,005	0,21	0,04	0,37
Mn	0,01	0,005	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,07	0,02	0,05
Ca	1,78	0,09	0,52	0,74	0,26	1,48	0,34	1,29
Na	0,11	0,94	0,52	0,54	0,57	0,42	0,60	0,39
K	0,00	0,04	0,02	0,03	0,14	0,15	0,11	0,07
Сумма	7,785	5,100	5,070	5,195	5,025	7,940	5,090	7,790
Ап	Не опр.	8,4	49,0	Не опр.	26,8	Не опр.	32,4	Не опр.
Ав		91,6	51,0		73,2		67,6	

П р и м е ч а н и е. эп. — эпидот; пл. — плагиоклаз; 1—7 — см. рис. 13; Ап, Ав — см. табл. 7.

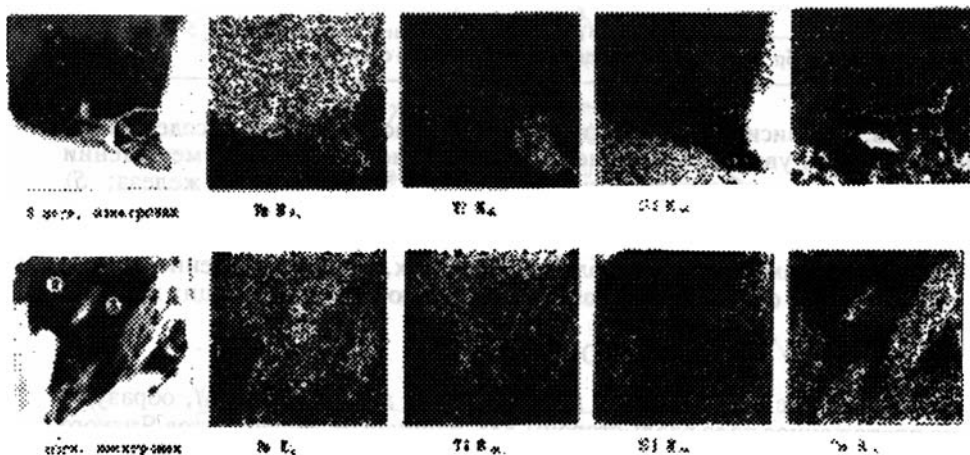


Рис. 14. Растровый снимок зерен рудных минералов в рентгеновском излучении K_α при 15 кВ, 50 нА, 100 × 100 мкм

1 — лейкоксен за счет преобразований сфена; 2 — ильменит; 3 — магнетит

Т а б л и ц а 9
Химический состав рудных минералов и апатита из амфиболитов
по данным электронно-зондового микроанализа (мас. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	20,60	2,62	0,36	0,13	0,17	0,30
TiO ₂	51,56	55,58	0,15	0,03	0,15	0,01
Al ₂ O ₃	0,62	0,22	0,58	0,00	0,06	0,00
Cr ₂ O ₃	0,14	0,02	0,20	0,10	0,07	0,04
FeO	0,80	33,90	92,70	0,16	0,42	0,10
MnO	0,00	1,80	0,06	0,06	0,00	0,07
MgO	0,11	0,06	0,00	0,00	0,09	0,01
CaO	21,82	1,46	0,04	57,72	55,52	57,14
NiO	0,00	0,03	0,00	0,06	0,02	0,00
Na ₂ O	0,12	0,07	0,00	0,00	0,14	0,00
K ₂ O	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03
P ₂ O ₅	He опр.	He опр.	He опр.	40,18	40,02	39,18
Сумма	95,81	95,76	94,09	98,44	96,68	96,88

Ионы	5(O)	3(O)	4(O)	13(O)		
Si	0,70	0,065	0,01	0,04	0,02	0,03
Ti	1,35	1,04	0,005	0,00	0,01	0,00
Al	0,03	0,006	0,03	0,00	0,01	0,00
Cr	0,005	0,00	0,005	0,00	0,005	0,00
Fe ²⁺	0,02	0,70	0,90	0,01	0,03	0,01
Fe ³⁺	0,00	0,00	2,01*	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,04	0,00	0,005	0,00	0,01
Mg	0,005	0,00	0,00	0,00	0,01	0,005
Ca	0,82	0,04	0,00	5,46	5,32	5,50
Ni	0,00	0,00	0,00	0,005	0,00	0,00
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P	He опр.	He опр.	He опр.	3,00	3,02	2,97

Пр и м е ч а н и е. 1 — лейкоксен за счет сфена; 2 — ильменит; 3 — магнетит; 4, 5 — апатиты, обр. 2584-5; 6 — то же, обр. 5-12/2. * — исходя из теоретического состава.

стомилонитов; 3) зависимость окраски роговых обманок в шлифах от содержания катионов магния; 4) увеличение размеров элементарной ячейки при уменьшении содержания в роговых обманках катионов магния и увеличения — железа; 5) присутствие исходных основных плагиоклазов (лабрадор и, возможно, битовнит) в сосюрите; 6) повышенное содержание калия в продуктах изменения основных плагиоклазов как в амфиболитах и бластомилонитах, так и в измененном пироксеновом габбро, что связывается с воздействием флюидов, содержащих щелочи.

ПЕТРОГЕОХИМИЯ

Данные о составе амфиболитов, нанесенные на диаграмму *AFM*, образуют довольно протяженное поле вдоль стороны *FM*, начиная от амфиболитов Япского желоба и близких к ним по составу амфиболитов дайкового комплекса полуострова Шмидта, неокварцованных амфиболитов и метагаббро Корякского хребта, плагиоклазовых амфиболитов Ньюфаундленда, включая кварцевые и эпидотовые их разности вплоть до окварцованных габбро и габброамфиболитов Корякского хребта (рис. 15).

Особенно заметна сгруппированность точек около средних значений состава континентального офиолитового габбро, которые близки среднему составу диабаз-амфиболитов и амфиболитизированных диабазов дайкового комплекса полуострова Шмидта.

Поле амфиболитов хребта Ширшова не перекрывается с полем основных кумулятов полосчатой серии, располагаясь в более железистой области диаграммы. Оно вытянуто вдоль линии дифференциации гавайских толеитов, пересекая линию раздела толеитовых и щелочных серий. Однако эта информация не может быть принята безоговорочно для оценки магматической серии исходных пород в связи с тем, что не установлена изохимичность метаморфических процессов, приведших к формированию амфиболитов. Что касается субщелочных базальтов, драгированных на станциях центрального блока (обр. 128), то точка их состава существенно смещена к углу А (сумма щелочей). Метабазиты дайково-силлового комплекса Корякского хребта отличаются от пироксенового метаморфизованного габбро хребта Ширшова более высокими содержаниями железа и щелочей, а от амфиболитов — более высоким количеством щелочей.

Поведение остальных петрохимических компонентов исследуемых пород рассмотрено с помощью диаграмм SiO_2 —щелочи и SiO_2 — TiO_2 (рис. 16). Содержания SiO_2 в амфиболитах различаются между крайними значениями на 3%, что связано с процессами наложенного окварцевания. Содержание щелочей существенно повышено по сравнению с пироксеновыми метагаббро, но ниже, чем в субщелочном базальте или в предполагаемой дайковой породе (обр. 242). Последняя выделяется высоким содержанием K_2O , вдвое превышающим количество этого окисла и в амфиболитах, и в субщелочных базальтах. Возможно, она представляет краевую часть дайки, если проводить аналогии с дайковыми комплексами, рассмотренными ранее [Юркова, 1991]. Содержание титана в амфиболитах изменяется в более широких пределах по сравнению со щелочами: от значений, близких к пироксеновому метагаббро и blastsмилониту, до уровня дайковой породы, превышая значения, присущие щелочному базальту (см. рис. 16).

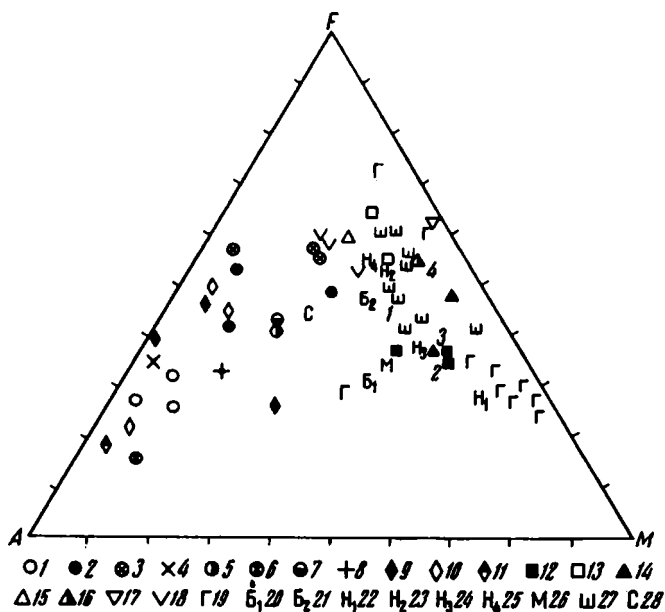


Рис. 15. Диаграмма AFM

1-26 — см. рис. 7; 27 — амфиболиты, blastsмилониты и метагаббро хребта Ширшова; 28 — субщелочной базальт хребта Ширшова

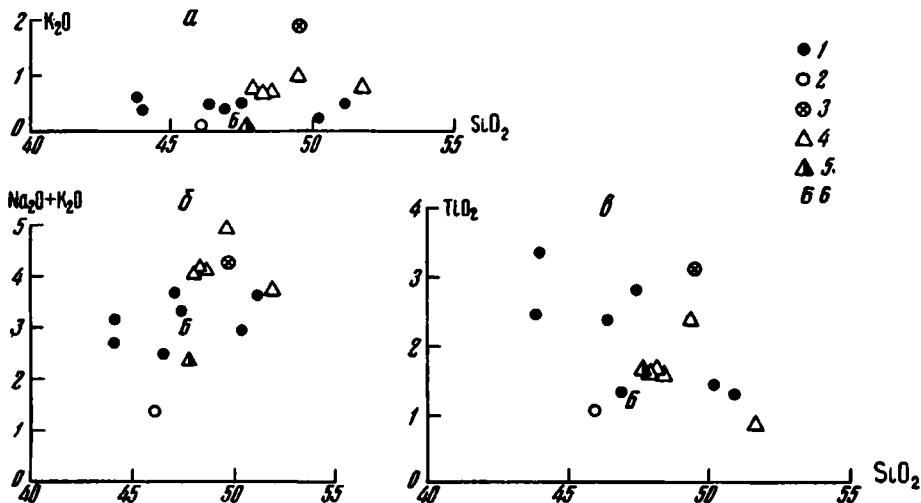


Рис. 16. Диаграммы $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ (а), $\text{SiO}_2\text{—Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (б), $\text{SiO}_2\text{—TiO}_2$ (в), мас. %, для пород хребта Ширшова

1 — амфиболиты; 2 — пироксеновое габбро; 3 — дайковая порода; 4, 5 — базальты: 4 — драгированные, 5 — из скв. 191; 6 — blastsмилонит

Проанализировано также содержание в амфиболитах, blastsмилонитах и метагаббро окислов малых элементов (BaO , SrO , Cr_2O_3 , NiO). Установлено, что повышенное содержание BaO (до 0,23 вес. %) характерно для кварцевых кератофинов (обр. 106 и 8–12/3) и дайковой породы (обр. 242), а в амфиболитах, blastsмилонитах и пироксеновых метагаббро не превышает 0,01–0,02%. Содержание Cr_2O_3 в амфиболитах не превышает 0,01%. Некоторое повышение (до 0,06–0,07%) содержания этого элемента наблюдается для blastsмилонитов и дайковой породы. Аномально повышенные значения Cr_2O_3 в метаморфизованном пироксеновом габбро связаны с присутствием Cr во вторичных минералах. По-видимому, эти данные не могут использоваться для генетических истолкований и геохимических построений, с рисовкой трендов дифференциации, поскольку для рассматриваемых пород можно предполагать привнос Cr флюидами, возможно, в форме ЭОС. В целом более высокие содержания Cr_2O_3 (до 0,18 против 0,08%) намечаются для зеленокаменноизмененных амфиболитов. Для дайковой породы характерно относительно низкое содержание Cr_2O_3 . Содержание его изменяется от породы к породе незначительно (0,03–0,05%). Что касается рассеянных элементов, то имеющиеся сведения о содержании Zr и Y показывают наиболее высокие концентрации этих элементов в дайковой породе (350 и 50 г/т), что превышает величины, установленные для субщелочного базальта (250 и 30 г/т).

Низкие концентрации этих элементов характерны для пироксеновых метагаббро (50 и 30 г/т). Содержания Zr и Y в амфиболитах находятся в промежутке между крайними значениями, образуя непрерывный ряд меняющихся концентраций. Причем, чем меньше изменены амфиболиты, тем они ближе по содержанию этих элементов к дайковой породе. Таким образом, опираясь на имеющиеся петрогеохимические данные, можно в равной мере предполагать, что исходными породами для амфиболитов могут служить как габбро, так и blastsмилониты, а привнос щелочей и титана связан с внедрением дайкового комплекса.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Данные о составе роговых обманок из амфиболитов и blastsмилонитов, нанесенные на фациальные диаграммы В.В.Закруткина, показывают, что формирование амфиболитов происходило в условиях амфиболитовой фации (рис. 17).

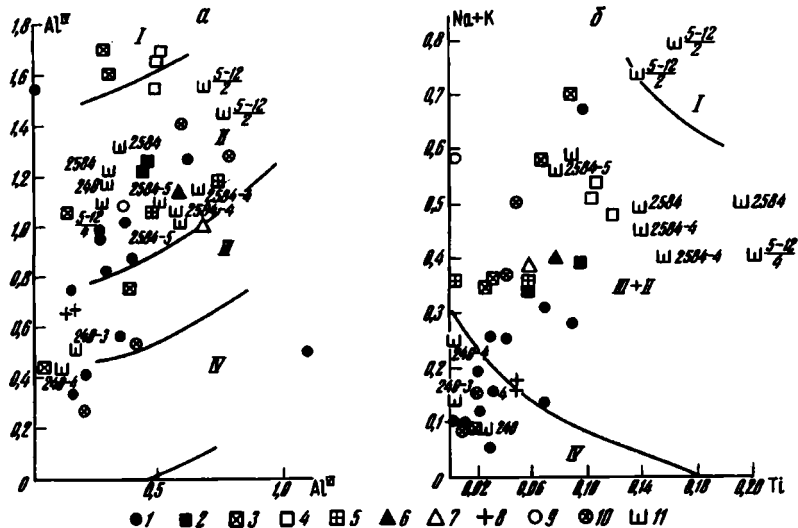


Рис. 17. Диаграммы соотношений ионов $Al^{IV}-Al^{VI}$ и $(Na+K)-Ti$ в амфиболах офиолитовых и океанических комплексов

1—10 — см. на рис. 6; 11 — амфиболиты, бластомилониты и пироксеновые метагаббро хребта Ширишова; цифры рядом — номера образцов; римские цифры — поля метаморфических фаций: I — гранулитовая, II — амфиболитовая, III — эпидот-амфиболитовая, IV — зеленосланцевая [Закруткин, 1968]

На этих диаграммах прослеживается два типа роговых обманок. Первый тип (обр. 2584, 2584-4, 2584-5) по соотношению тетраэдрически и октаэдрически скоординированного алюминия находится в поле амфиболитов из офиолитовых комплексов Корякского хребта, а также Санто-Антони Ньюфаундленда и Баллантре Шотландии, но отличается от них в целом более высокими содержаниями титана. Второй тип (обр. 5-12/2) по соотношению Al^{IV} и Al^{VI} тяготеет к полю гранулитовой фации, близок к амфиболитам желоба Яп, отличается от них более высокими содержаниями Al и особенно щелочей и титана. По содержанию последних роговые обманки второго типа оказываются в поле гранулитовой фации.

Магнезиальная роговая обманка ранней генерации из пироксенового измененного габбро по соотношению Al^{IV} и Al^{VI} занимает место в поле амфиболитовой фации наравне с роговыми обманками первого типа, однако на диаграмме соотношения щелочей и титана она попадает в поле зеленосланцевой фации, что может быть связано с регрессивным характером метаморфизма, обусловившим ее образование в результате замещения более высокотемпературного авгита (см. гл. I). Положение более поздней актинолитовой роговой обманки этой породы на фациальных диаграммах соответственно в поле эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций также отражает регрессивные условия метаморфизма. Условиями зеленосланцевого метаморфизма отвечает положение на диаграммах точки актинолита. Что касается роговой обманки бластомилонитов, то она на диаграмме находится в поле роговых обманок первого типа.

В связи с тем, что были восстановлены первичные составы плагиоклазов, появилась возможность по параметрам составов равновесных амфибола и плагиоклаза оценить температуры образования амфиболитов, используя геотермометр Л. Л. Перчука [1970]. Результаты оценки приведены в табл. 10.

В таблице показано, как меняются оценки температуры в зависимости от сечения зерен анализируемых роговых обманок. Разница не превышала $25^{\circ}C$, что несущественно. В большей мере это сказалось на оценке давлений, а именно рубежа в 5 кбар: больше, меньше, равно, что, в общем, связано с несовершенством геобарометров. По данным цифровой оценки температур выявляются те же два

Т а б л и ц а 1 0
Температуры (Т) и давления (Р) по геотермометру Л.Л.Перчука [1970]
и геобарометрам П.Рааса [Raase, 1974] и Б.Е.Лика [Leake, 1965 a, b]

Образцы	Срез зерна	Са		Т, °С	амфибола		Р, кбар
		Са+Na+К амфибола	Са+Na+К плаггиоклаза		Al ^{IV}	Al ^{VI}	
2584-5	c(2)	0,73	0,38	615	1,01	0,57	>5
	c(1)	0,74	0,38	600	1,08	0,48	>5
	b(2)	0,76	0,38	585	1,10	0,50	5
	a	0,78	0,38	565	1,01	0,46	5
	b(1)	0,78	0,38	565	1,05	0,52	>5
2584-4	c	0,79	0,40	565	1,14	0,65	>5
	a	0,81	0,40	550	1,08	0,59	>5
	b	0,83	0,40	540	1,10	0,56	5
	c	0,79	0,49	610	1,14	0,65	>5
2584	c	0,77	0,38	575	1,21	0,29	<5
	b	0,77	0,38	575	1,26	0,37	<5
5-12/2	c(1)	0,66	0,40	675	1,55	0,68	5
	c(2)	0,68	0,40	650	1,44	0,55	<5
240	c	0,96	0,51	Не опр.	1,17	0,28	<5
240-3	Не опр.	0,97	0,18		0,52	0,16	<5
240-4		0,87	0,18	400(?)	0,44	0,10	<5
5-12/4	b	0,80	0,40	550	1,15	0,27	<5

П р и м е ч а н и е. Описание образцов смотри табл. 4, параметры состава — табл. 5—8.

типа роговых обманок из амфиболитов, что и на фациальных диаграммах. Для первого типа температуры определяются в интервалах 540—615°С, второго — 650—675°С. Менее определенно оценивается величина давления. В частности для двух образцов первого типа устанавливаются высокие давления ≥ 5 кбар, для третьего — < 5 кбар. Давление для условий формирования второго типа роговых обманок в целом определяется как более низкое.

Удобный геотермометр Л.П.Плюсниной не использован из-за невыполнения основного условия его применения, а именно присутствия равновесного с амфиболами эпидота [Плюснина, 1983]. Эпидот в амфиболитах, если он присутствует, представляет собой вторичный минерал, образованный либо в результате сосюритизации плаггиоклаза, либо при гидротермальном наложенном изменении амфиболитов. Подобные преобразования габбро- и диабазамфиболитов рассматривались ранее [Юркова, 1991]. Неучет этих данных способствовал тому, что исходя из равновесности ассоциации: роговая обманка, эпидот и кислый плаггиоклаз, по геотермометру Л.П.Плюсниной были получены заниженные (450°С) значения температуры образования амфиболитов, в частности для амфиболитов станции 2585 [Силантьев, Баранов, Колесов, 1985].

Таким образом, амфиболиты с железисто-паргаситовой или магнезиальной роговыми обманками (тип второй), драгированные в интервале глубин 1600—1900 м (ст. 2585, обр. 5-12/2), формировались при более высоких температурах и низких давлениях, чем амфиболиты с магнезиальными роговыми обманками или эденитом (тип первый), драгированные с меньших глубин (1235—1175 м, ст. 2584). Для высокотемпературных роговых обманок характерно наиболее высокое содержание тетраэдрически скоординированного алюминия, щелочей и железа и низкое — магния, что совпадает с известными в литературе данными [Закруткин, 1968; Leake, 1965 a, b; и др.].

Магнезиальная роговая обманка из бластомилонитов формировалась при таких же температурах и давлениях, что и роговые обманки первого типа, хотя

породы драгированы с больших глубин. Исходя из сочетания наиболее высокотемпературных амфиболитов (обр. 5–12/2) с blastsмилонитами (обр. 5–12/4), в дополнение к ранее рассмотренным геологическим и петрографо–минералогическим данным можно, по–видимому, предполагать образование амфиболитов второго типа в проницаемой зоне под влиянием тепла и флюидов, связанных с формированием дайкового комплекса в обстановке, которая была показана для офиолитов полуострова Шмидта [Юркова, 1991]. Амфиболиты первого типа формировались в условиях динамотермального метаморфизма, скорее всего, при пластичном перемещении блоков или пластин, с участием деформаций сдвига и скольжения, о чем свидетельствуют повышения давления при понижении температуры, а также уменьшение роли щелочей, что присуще динамометаморфизованным породам (см. гл. I).

Можно предположить, что амфиболиты двух типов формировались в одной структурной зоне, в которой сочетались условия флюидно–термального и динамотермального метаморфизма, подобной блоку дайкового комплекса на левобережье ручья Тапельваам в Вывенско–Ватынской зоне [Юркова, 1991]. Возможно, амфиболиты первого типа образовались в более высоких горизонтах этой зоны, чем амфиболиты второго типа. Исходными породами для тех и других служили тектонизированные или blastsмилонитизированные пироксеновые или двупироксеновые габбро. Эти габбро, будучи экранированными в междайковых пространствах, подверглись полистадийным изменениям в условиях флюидно–термального метаморфизма при понижении температуры от 700 до 400°C, что привело к формированию амфиболитов второго типа и их зеленокаменному изменению. Такой путь формирования термальных амфиболитов изучен для дайкового комплекса полуострова Шмидта на Сахалине [Юркова, 1991]. В обстановке проявления деформаций сдвига и скольжения за счет габбро и blastsмилонитов в условиях динамотермального метаморфизма были сформированы амфиболиты первого типа.

Формирование магнетита в амфиболитах было связано со сфенизацией ильменита исходного габбро, по–видимому, под влиянием щелочных флюидов. Для образования сфена могли использоваться катионы кремния и кальция, высвобождающиеся при разрушении первичных пироксенов и плагиоклазов и образовании магнетита, железисто–паргаситовой роговой обманки и более кислого плагиоклаза. В blastsмилонитах за счет кальция, высвобождающегося при разрушении плагиоклазов, шло формирование клинопироксенов с высоким содержанием CaSiO_3 -молекулы и высококальциевой роговой обманки (см. табл. 5). Щелочные флюиды, кроме того, могли служить катализаторами, ускоряющими течение реакций минералообразования. Поздние гидротермально–метасоматические изменения амфиболитов, blastsмилонитов и метагаббро, протекающие по типу пропилитизации, связаны, вероятно всего, с внедрением гипабиссальных и субвулканических тел кварцевых кератофилов и плагиогранитов.

В литературе на основе петро– и геохимических данных обсуждается также представление о формировании амфиболитов (станция 2585) за счет кумулятивных габброидов расслоенного комплекса [Силантьев, Баранов, Колесов, 1985]. Однако в данном случае не показана правомочность перенесения данных о содержании РЗЭ в кумулятивных габброидах на амфиболиты, сформированные в результате высокотемпературных химических превращений при участии летучих и преобразованные более поздними гидротермально–метасоматическими процессами.

Что касается геодинамической обстановки формирования амфиболитов, то она связывается с процессами деструкции в условиях окраинного моря. Наиболее вероятным механизмом, объясняющим происхождение этих пород, по представлениям А.А.Пейве и В.П.Зинкевича, является рассеянный спрединг в западной части Берингового моря с последующим перемещением блоков или пластин океанической коры на восток в пределы зоны сучивания хребта Ширшова [Юркова, Пейве, Зинкевич, Черкашин, 1985]. К обсуждению этого вопроса автор вернется в следующем разделе главы. А пока отметим основные отличия амфиболитов

хребта Ширшова от амфиболитов офиолитового комплекса Корякского хребта и Восточного Сахалина. Они заключаются в следующем: 1) относительно повышенном содержании катионов титана в роговых обманках; 2) интенсивной соскюризации плагиоклазов; 3) намечающейся связи образования амфиболитов хребта Ширшова с внедрением высокотитанистых дайковых диабазов и габбродиабазов. Сходным оказывается их связь с внедрением дайкового комплекса.

ТИПИЗАЦИЯ АМФИБОЛИТОВ

По совокупности геологических, петрографических и минералогических данных исследованные плагиоклазовые амфиболиты объединяются в два основных генетических типа: термальный и динамотермальный. Амфиболиты первого типа прослеживаются в нерассланцованных дайковых комплексах окраинноморского типа [Юркова, 1991]. Наиболее выразительно геологическая ситуация нахождения амфиболитов этого типа представлена на полуострове Шмидта (Сахалин), где дайковый комплекс слагает тектонические блоки протяженностью до 8 км, при ширине до 0,5 км. Внутреннее блоковое строение дайкового комплекса обусловлено малоамплитудными перемещениями по субвертикальным разломам. Комплекс в целом не испытал рассланцевания.

Пакеты из трех полудак первой генерации, вложенных одна в другую, ориентированы субвертикально, часть из них оканчивается в амфиболитизированных диабазах (рис. 18). При этом постепенно исчезают зоны закалки и полудайки сливаются в одно магматическое тело. Диабазы этого блока, размером около 5×10 м, превращены в амфиболиты. Извилистой формы полудайки второй генерации также вложены одна в другую и секут первые. Вмещающими породами служат двупироксеновые и диопсидовые габбро с жилами габбропегматитов и линзами амфиболитизированных диабазов. Между вмещающими породами и зонами закалки даек первой генерации наблюдается полоса (0,3 м) амфиболитизированных диабазов. Вмещающие породы пересечены ранними линейными зонами брекчирования, которые отделяют массивные полигональные блоки друг от друга. В связи с тем, что участки брекчирования залечены продуктами зеленокаменного метаморфизма (альбит, хлорит, пренит), брекчиевое строение носит палимпсестовый характер. Породы внутри полигональных блоков неравномерно амфиболитизированы. Изотропные блоки габброамфиболитов с массивными текстурами имеют размеры до 3×4 м. Интенсивной амфиболитизации подверглись полудайки первой генерации, в то время как для полудак второй генерации характерно сохранение неизменными клинопироксенов, а метаморфические минералы представлены альбитом, хлоритом, пренитом. Характерна пятнистая локализация этих минералов, связанная с флюидным метаморфизмом, что рассматривалось ранее в этой главе.

Габброамфиболиты и амфиболиты, образовавшиеся за счет вмещающих габброидов, имеют массивные текстуры и кристаллобластовые структуры: гранобластовые, редко нематогранобластовые и реликтовые blastogabbroвые и blastodиабазовые. Для них характерны метаморфогенные, косо наложенные на первичные, и выклинивающиеся двойники в зернах основного плагиоклаза: анортита в апогаббровых, битовнита — в аподиабазовых разновидностях (табл. 11, гр. 4—6).

На участках blastogabbroвой структуры присутствуют гранулированные плагиоклазы состава от битовнита до анортита, клинопироксены, частично замещенные роговыми обманками трех генераций, и ранние автометаморфические высокотитанистые (0,28 формульных единиц титана) роговые обманки (табл. 12, гр. 1, 2).

Источником титана для них, по-видимому, служили рудные компоненты, в частности ильменит, разложение которого в неамфиболитизированных габброидах фиксируется с началом формирования псевдоморфоз. Специфика такого разложения рассмотрена нами ранее. Роговые обманки в гранобластовой массе породы присутствуют в виде изолированных зерен и сегрегаций до 6—8 кристаллобластов. В сегрегациях сочетаются магнезиальные и актинолитовые роговые обманки (см. табл. 12, гр. 3—9). Последние составляют основную часть темноцветных

минералов рассматриваемых пород (см. табл. 12, гр. 6—9). В неамфиболитизированных габброидах сохранились псевдомонопластинчатые образования (1—3 мм) железомagneйного хлорита ($b = 9,21 \text{ \AA}$) с включениями тонких призм и иголок

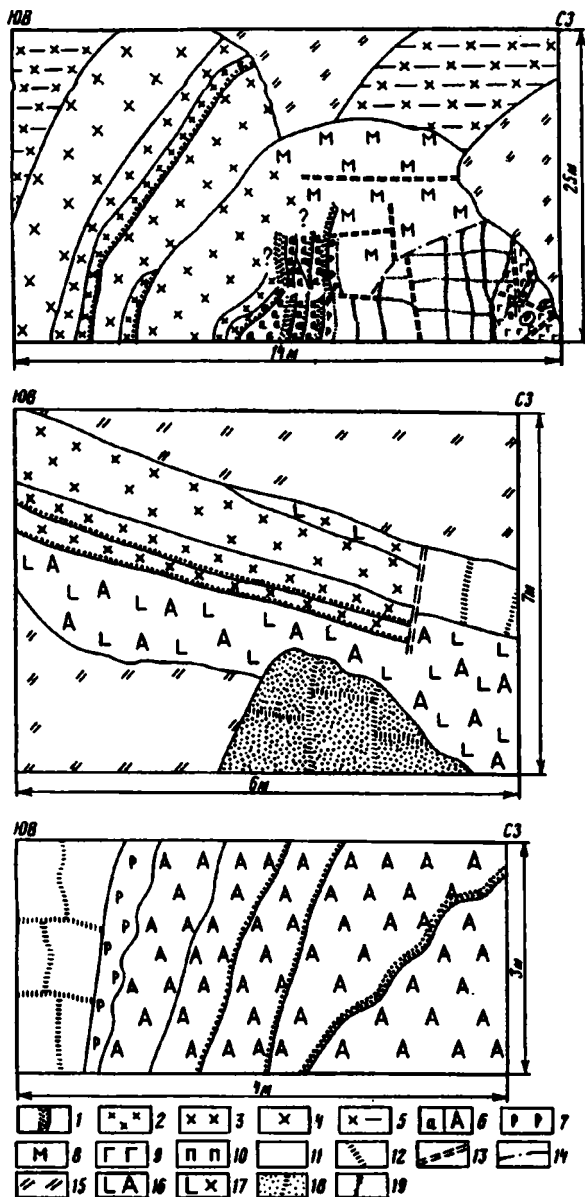


Рис. 18. Строение дайкового комплекса п-ова Шмидта, Сахалин (зарисовка обнажения)

1 — порфировые базальты и андезитобазальты зон закалки: один ряд точек соответствует мощности до 5 см, два ряда — 5—10 см; 2, 3 — порфировидные диабазы: 2 — мелко-микрозернистые, 3 — мелкозернистые; 4 — порфировидные габбродиабазы; 5 — дайковые диабазы и габбродиабазы без разделения по зонам; 6 — амфиболитизированные диабазы; 7, 8 — аподиабазовые амфиболиты: 7 — микрозернистые, 8 — массивные средне-мелкозернистые; 9 — дупироксеновое габбро; 10 — амфиболитизированный габбропегматит; 11 — вмещающие габброиды в целом; 12 — палимпсестовые границы блоков в габброидах; 13 — зоны дробления и милонитизации; 14 — границы, плохо прослеженные; 15 — осыпь; 16, 17 — измененные габбродиабазы полуудак двух серий: 16 — первой, 17 — второй; 18 — апогаббровые амфиболиты; 19 — граница зоны детализации вмещающих габброидов

Т а б л и ц а 11
Содержание окислов (мас. %) и ионов (8(O)) петрогенных элементов
в плагиоклазах дайкового комплекса по данным электронно-зондового микроанализа

Окислы и ионы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	67,25	66,72	66,33	44,76	44,14	48,41
TiO ₂	0,02	0,95				0,00
Al ₂ O ₃	19,19	18,91	18,62	34,67	33,86	33,58
Cr ₂ O ₃	0,03	0,15	0,02			0,00
FeO	0,13	0,07	0,01	0,35	0,41	0,40
MnO						0,00
MgO			0,18	0,07	0,07	0,00
CaO	0,31	0,34	0,62	18,90	19,10	17,49
Na ₂ O	11,17	11,84	11,58	0,70	0,62	1,94
K ₂ O	0,06	0,05	0,91	0,04	0,02	0,10
Сумма	98,16	99,03	98,27	99,49	98,22	101,92
Si	3,00	2,96	2,98	2,08	2,08	2,18
Al ^{IV}		0,04	0,02	0,92	0,92	0,82
Al ^{VI}	1,00	0,945	0,96	0,98	0,96	0,96
Ti		0,03				0,00
Cr		0,005				0,00
Fe ²⁺	0,005			0,01	0,02	0,02
Mn						0,00
Mg			0,01	0,005		0,00
Ca	0,02	0,02	0,03	0,94	0,97	0,85
Na	0,96	1,02	1,01	0,06	0,03	0,17
K	0,005	0,005	0,05			0,005
Ap	2	2	3	94	97	83
Ab	98	98	97	6	3	17

П р и м е ч а н и е. Расшифровка граф дается в тексте.

ранних роговых обманок, заместивших, судя по составу реликтовых фрагментов, ортопироксены (68,5 MgSiO₃, 30,5 FeSiO₃, 1,0 CaSiO₃) при воздействии флюидов в автотематоморфическую стадию. В переходных разностях метагаббро псевдоморфозы по ортопироксенам перекристаллизованы. В результате перекристаллизации возникли микро-мелкозернистые (0,1—0,5 мм) мозаичные агрегаты псевдомонопластинчатых (за счет одинаковой ориентировки частных пластинок и призм) кристаллобластов амфибол-хлоритового состава.

Анализ геологических и петрографо-минералогических данных приводит к представлению о том, что формирование габброамфиболитов и амфиболитов за счет вмещающих габброидов связано с высокотемпературной перекристаллизацией автотематоморфически измененных двупироксеновых габбро, габбродиабазов и диабазов в условиях локального флюидно-термального метаморфизма под влиянием тепла и флюидов, генетически связанных с неоднократным внедрением основной магмы, что привело к формированию пакетов полудаек диабазов. Количественная оценка температуры образования данной роговообманково-плагиоклазовой ассоциации возможна только ориентировочно по геотермометру Л.Л.Перчука [1970]. Для габброамфиболитов температуры определены в пределах 750—800°C, что характеризует гранулитовую фацию метаморфизма в понимании Л.П.Плюсниной, В.Дж.Ернста, К.А.Лендиса, Д.С.Кумбса и др. [Плюснина, 1983]. На основании этих оценок складывается впечатление о более высоко-

Т а б л и ц а 1 2
Содержание окислов (мас%) и ионов (23(О)) петрогенных элементов
в амфиболах дайкового комплекса по данным электронно-зондового микроанализа

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

П р и м е ч а н и е. Расшифровка граф приводится в тексте. Анализы этой и последующих таблиц выполнены на приборе MS-46. Аналитик Б.И. Воронин (ГИН РАН).

температурном формировании апогаббровых амфиболитов по сравнению с аподиабазовыми, что совпадает с более ранним образованием первых относительно вторых.

Аподайковые амфиболиты залегают в виде полос и линз мощностью 0,2—1,0 м. Они отличаются от апогаббровых амфиболитов микро-мелкозернистыми структурами, редкой встречаемостью на участках реликтовых структур высокотитанистой роговой обманки и преимущественно альбитовым составом плагиоклазов (см. табл. 11, гр. 1, 3). Для этих амфиболов характерны ситовидные порфиробласты магнезиальной роговой обманки (см. табл. 12, гр. 5) с включениями клинопироксенов и скопления мелких (0,02—0,1 мм) зерен магнетита и сфена. Ранние магнезиальные роговые обманки и сохранившиеся клинопироксены замещаются более высококремнистыми актинолитовыми роговыми обманками (см. табл. 12, гр. 6—9), которые составляют основную часть темноцветных минералов в габброамфиболитах и амфиболитах. Вероятно, формирование актинолитовых роговых обманок совпало с внедрением более высококремнистых даек второй генерации, отвечающих по составу андезитобазальтам. При этом дайковые инт-

рузии служили источниками или проводниками кремнийсодержащих флюидов. В габброамфиболитах и аподиабазовых амфиболитах сохраняются основные плагиоклазы — соответственно анортит и битовнит, в то время как в дайках плагиоклазы представлены альбитом (см. табл. 11).

Специфика состава роговых обманок зависела, вероятно, от характера воздействия флюидов на исходные породы. Направленное изменение состава роговых обманок в габброамфиболитах и амфиболитах было, по всей видимости, связано с закономерной сменой состава флюидов в сторону усиления их кремнекислотности. При этом приходится признать, что воздействие флюидов на вмещающие габброиды было избирательным. Изменения касались главным образом реакционноспособных темноцветных минералов и не затрагивали плагиоклазы. Сочетание магнезиальных и актинолитовых роговых обманок с альбитом в амфиболитизированных дайках первой генерации, вероятно, связано с более длительным воздействием кремнещелочных флюидов, экранированных зонами закалки. Альбитизация в дайках второй генерации (см. табл. 11, гр. 2) рассматривается как результат ограниченного флюидного метаморфизма, описанного в этой главе.

В целом складывается впечатление об активном участии в процессах амфиболитизации пород дайкового комплекса магматических флюидов, связанных с формированием пакетов полудаек двух генераций. Что касается актинолитов, то они характерны для маломощных одиночных даек, прорезающих анортитовые габбро, в частности на Камчатском Мысу, или для дайковых пород, пропиолитизированных в связи с внедрением плагиогранитов (см. табл. 12, гр. 10, 11).

Следует обратить внимание на то, что термальная амфиболитизация характерна также для пород полосчатого комплекса. Образование роговых обманок в этих породах прослеживается от автотемпературной и высокотемпературной контактово-реакционной стадий до этапа амфиболитизации с перекристаллизацией пород, которая была связана с внедрением даек и пакетов полудаек, ориентированных вдоль полосчатости. С формированием дайковых серий связана неравномерная (при наличии участков реликтовой бластогаббровой структуры) амфиболитизация габброноритов, пироксенитов, особенно крупнокристаллических габбропегматитов. В составе амфиболов этой стадии, помимо магнезиальных и актинолитовых роговых обманок, присутствуют эденит и актинолит (табл. 13).

Геологическая ситуация формирования амфиболитов второго (динамотермального) типа представлена следующим образом. Амфиболиты, амфиболовые сланцы и филлониты залегают в зонах рассланцевания и послойного нарушения пород, связанных с деформациями сдвига и скольжения, которые реализовались в условиях температуры от высокой ступени амфиболитовой фазии (675°C) до зеленосланцевой. Мощность зон изменяется от 20 м до 0,5 км, уменьшается в случае наложенных повторных тектонических срывов. Составной частью этих зон являются полосы разлинзованного дайкового комплекса разной мощности от нескольких метров до 0,5 км, часто ассоциирующего с линзами плагиогранитов (см. рис. 3). Эти полосы тектонически граничат с породами рассланцованных и разлинзованных пород полосчатого, ультрабазитового или вулканогенно-осадочного комплексов. Линзы амфиболитов с ориентированными текстурами, кроме дайковой полосы, наблюдаются также в пограничных габброноритах и габбропироксенитах. Главная роль в них принадлежит магнезиальным роговым обманкам (см. гл. 1). Плагиоклазы (андезин или лабрадор) деанортитизированы и замещены вторичными минералами.

В результате тектонических срывов дайковый и полосчатый комплексы могут контактировать с эффузивными и вулканогенно-осадочными комплексами. В случае контакта с эффузивными сериями формируются амфиболовые сланцы, в том числе с магнезиорибекитом (см. табл. 13). Во втором случае образуются амфиболовые филлониты (см. рис. 3). Для повторно рассланцованного полосчатого комплекса характерны амфиболовые филлониты с порфиробластами низкомагнезиального (9% пиропового компонента) альмандина (см. табл. 13, гр. 8). Они сформированы за счет более ранних гранатовых амфиболитов, образованных по породам полосчатого комплекса в глубинных условиях. Для гранатов ранних глубин-

Т а б л и ц а 13
Содержание окислов (мас.%) и ионов в амфиболах (23(O)) полосчатого и гранатах (12(O)) метаморфизованного полосчатого комплексов

Окислы и ионы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49,17	50,63	52,90	48,30	49,67	47,56	54,41	39,28	38,57
TiO ₂		0,22		0,33	0,21	0,23		0,04	0,00
Al ₂ O ₃	5,66	7,65	4,51	7,81	3,86	6,99	0,32	22,23	22,70
Cr ₂ O ₃			0,46	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,10	0,00
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,75	3,63	3,11*		Не опр.	Не опр.
FeO	12,22	9,86	7,78	10,97	9,23	13,41	20,71	24,36	18,82
MnO	0,20	0,13		0,27	0,16	0,38		0,00	0,61
MgO	19,62	16,73	18,72	14,13	16,93	13,82	10,04	1,77	10,38
CaO	10,20	12,08	10,85	10,58	10,30	9,92	3,29	9,07	7,34
Na ₂ O	1,83	0,52	0,66	0,67	0,42	0,77	5,93	0,29	0,00
K ₂ O	0,02	0,13	0,10	0,23	0,09	0,31	3,81	0,01	0,02
Сумма	98,92	97,95	95,98	97,04	94,50	96,50	98,51	97,15	98,44
Si	7,04	7,13	7,64	7,05	7,35	7,06	7,06	7,95	3,13
Al ^{IV}	0,94	0,87	0,36	0,95	0,65	0,94	0,05	0,00	0,05
Al ^{VI}		0,40	0,40	0,38	0,02	0,27		2,08	2,00
Ti		0,03		0,04	0,03	0,03		0,00	0,00
Cr			0,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,00	0,00
Fe ³⁺	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,40	0,41	0,34		Не опр.	Не опр.
Fe ²⁺	1,46	1,14	0,66	1,33	1,14	1,66	2,34	1,61	1,20
Mn	0,03	0,02		0,03	0,02	0,04		0,00	0,04
Mg	4,21	3,53	4,06	3,09	3,76	3,08	2,20	0,21	1,19
Сумма	5,70	5,12	5,17	5,27	5,38	5,42	4,54	1,82	2,43
Ca	1,56	1,82	1,68	1,66	1,63	1,58	0,50	0,77	0,60
Na	0,51	0,14	0,19	0,19	0,12	0,21	1,67	0,05	0,00
K		0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,70	0,00	0,00
Сумма	2,07	1,98	1,89	1,87	1,77	1,84	2,87	0,82	0,60
$\frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}}$	0,74	0,75	0,86	0,64	0,71	0,53	0,46	0,12	0,50

Примечание. Амфиболы: 1 — эденит; 2, 4, 6 — магниальные роговые обманки; 3 — актинолит; 5 — актинолитовая роговая обманка; 7 — магнизиорибекит; 8, 9 — гранат. Породы: 1, 2 — габбронориты; 3, 4 — габбропегматиты; 5 — вебстерит; 6 — амфиболит; 7 — амфиболовый сланец; 8 — филлонит; 9 — гранатовый амфиболит. Анализы: 1—3, 6—9 — электронно-зондовый; 4, 5 — «мокрый» химический, выполнен в лаборатории ГИН РАН. Разделение суммарного содержания железа на FeO и Fe₂O₃ по данным ЯГР (ядерного гамма-резонанса).

ных амфиболитов характерно высокое (40%) содержание пироповой молекулы (см. табл. 13, гр. 9). Сочетание термальных и динамотермальных амфиболитов наблюдалось автором в полосе неравномерно разлинзованного дайкового комплекса мощностью более 500 м на левобережье реки Тапельваям в Вывенско-Ватынской зоне офиолитов Камчатки. Здесь развит дайковый комплекс иного типа, который состоит из роев параллельных даек габбродиабазов и диабазов мощностью около 5 м, непосредственно примыкающих друг к другу. Они превращены в амфиболиты, габброамфиболиты массивной или ориентированной текстуры. Полоса дайкового комплекса на севере согласно примыкает к блоку пород полосчатого комплекса. При этом дайки, в том числе разлинзованные и расланцованные,

СОСТАВЫ РОГОВЫХ ОБМАНОК

Сравнение составов роговых обманок исследованных комплексов амфиболитов и амфиболитизированных основных пород проведено с помощью треугольной диаграммы, отражающей соотношение в катионном составе амфиболов алюминия в четверной и шестерной координациях и щелочей (рис. 19). Эта диаграмма предложена автором потому, что она одновременно учитывает основные параметры, характеризующие условия метаморфизма при формировании роговых обманок (см. гл. I). При этом использованы данные о составе амфиболов, приведенные в табл. 2, 5, 6, 11, а также из опубликованных работ [Руженцев, Соколов, Юркова, 1981; Юркова, 1991].

Амфиболы комплексов термального метаморфизма на этой диаграмме характеризуются высокими содержаниями щелочей (= или > 20% Na+K) и низкими — алюминия в октаэдрах (< 20%). Амфиболы зон динамотермального метаморфизма имеют широкие вариации содержаний алюминия в тетраэдрах (от 30 до 85%) и соответственно в октаэдрах (от 0 до 65%). Содержание щелочей устанавливается как ниже, так и выше уровня 20% и зависит от состава исходных пород. Так, в составе роговых обманок амфиболовых сланцев и филлонитов, сформированных за счет пород субшелочного базальтоидного комплекса при давлениях выше 5 кбар, отмечается некоторое повышение содержания щелочей (см. рис. 19). Граница поля роговых обманок, сформированных в этих условиях, проведена на диаграмме с использованием геобарометра Б.Ли́ка и П.Ра́аза [Raase, 1974]. От-

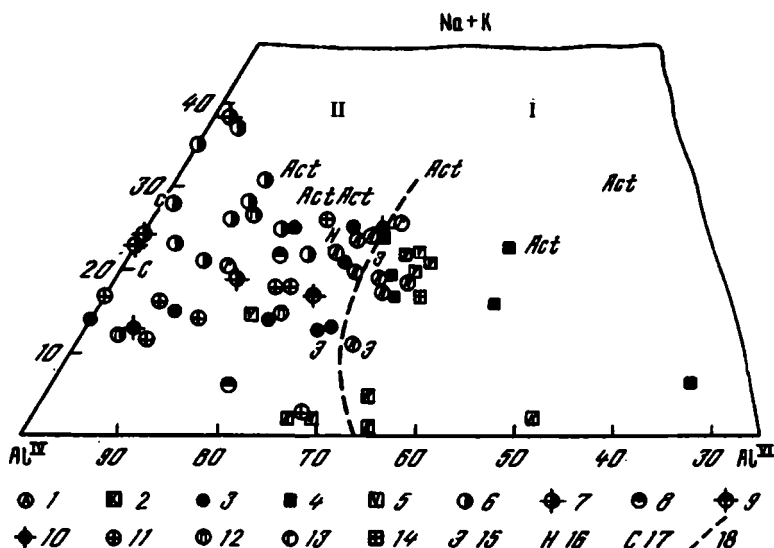


Рис. 19. Диаграмма соотношений $Al^{IV}-Al^{VI}-(Na+K)$ в формульном составе амфиболов
 1—17 — роговые обманки: 1 — аутометаморфические габброноритов, 2 — контактово-реакционные перекристаллизованных габброноритов; 3—17 — метаморфические: 3, 4, 10 — термальных и динамотермальных амфиболитов, сформированных в условиях фации: 3, 4 — амфиболитовой (3 — $P < 5$ кбар, 4 — $P > 5$ кбар), 10 — эпидот-амфиболитовой, $P < 5$ кбар; 5 — филлонитов и амфиболовых сланцев; 6, 7 — амфиболитизированных пород зон термального метаморфизма фации: 6 — амфиболитовой, 7 — эпидот-амфиболитовой; 8, 9 — пироксеновых габбро (фигуративные точки в низкощелочной части диаграммы) и плагиоклазово-пироксеновых blastsмилонитов хребта Ширшова, сформированные в условиях фации метаморфизма: 8 — амфиболитовой, 9 — эпидот-амфиболитовой; 11, 14 — амфиболитизированных пород зон динамотермального метаморфизма: 11 — $P < 5$ кбар, 14 — $P > 5$ кбар; 12 — габбропегматитов; 13 — горнблендитов; 15 — эклогитоподобных пород; 16 — нодулей апогаббровых метасоматитов; 17 — плагиогранитов; 18 — граница раздела составов роговых обманок, сформированных при $P > 5$ кбар (I) и $P < 5$ кбар (II); Act — актинолит

метим, в этих условиях сформирована также часть ранних автотермальных роговых обманок из неперекристаллизованных габброноритов, что, возможно, связано с повышенным флюидным давлением. Важно отметить, что роговые обманки амфиболитизированных пород, амфиболовых сланцев и филлонитов из зон динамотермального метаморфизма формировались при давлениях как выше, так и ниже 5 кбар. Возможность потерь щелочей при перекристаллизации пород, которая рассматривалась в гл. I, отчасти подтверждается уменьшением содержания щелочей в роговых обманках габброноритов, перекристаллизованных в гранулитовой фации ($T = 830\text{—}880^\circ\text{C}$), по сравнению с роговыми обманками неперекристаллизованных магматических типов пород ($T = 950^\circ\text{C}$) (см. рис. 19). Температуры определялись по двупироксеновому термометру Л.Л.Перчука [1970].

Далее обратимся к амфиболитам хребта Ширшова, чтобы в свете рассмотренных выше данных оценить их генетические типы. Напомним, что в образцах с хребта Ширшова установлено два типа амфиболитов, сформированных: 1) при высоких температурах ($650\text{—}676^\circ\text{C}$) и давлениях ниже 5 кбар, 2) при более низких температурах ($550\text{—}615^\circ\text{C}$), но давлениях выше 5 кбар. Для первых характерны эднит и железисто-паргаситовые роговые обманки, для вторых — магнезиальные роговые обманки (см. табл. 6). Они характеризуются одновременно повышенными содержаниями титана (до 0,20 ф. е.) и щелочей (до 0,80 ф. е.). Комплекс петрографо-минералогических и петрохимических данных свидетельствует о возможности образования амфиболитов за счет пироксеновых габбро и плагиоклазово-пироксеновых бластомилонитов при условии привноса щелочей и титана флюидами, связанными с формированием дайково-силлового комплекса за счет субщелочной магмы. На диаграмме соотношения $Al^{IV}\text{—}Al^{VI}\text{—}(Na+K)$ точки, отражающие состав роговых обманок хребта Ширшова, сконцентрированы в области повышенного содержания щелочей (19—25%) и алюминия в октаэдрах (22—28%) по обе стороны граничной линии, отмечающей давление больше или меньше 5 кбар (см. рис. 19).

Таким образом, на диаграмме нашли подтверждение геологические данные о присутствии в образцах с хребта Ширшова двух генетических типов амфиболитов, сравнимых с рассмотренными выше, вместе с тем выявилась специфика их состава, обусловленная влиянием субщелочного магматизма, сформировавшего дайково-силловый комплекс. Можно предположить, что амфиболиты двух типов сочетались в одной структурной зоне дискретно метаморфизованных пород, подобной блоку дайкового комплекса на левобережье ручья Тапельваам в Вывенско-Ватынской зоне Корякского хребта [Юркова, 1991].

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

При анализе данных, представленных в этом разделе главы, обращает на себя внимание тот факт, что амфиболиты рассматриваемых районов пространственно и генетически связаны с дайковыми или дайково-силловыми комплексами. Присутствие дайковых тел диабазов в последние годы установлено в комплексах, рассматриваемых как динамотермальные ореолы, в частности в офиолитовой ассоциации Бей-оф-Айлендс [Girardeau, Mevel, 1982]. Дайки диабазов и габбро, в том числе щелочных оливиновых, в разной мере тектонизированные, прослежены в зонах амфиболитов, окружающих Хабаровский и Войкарский ультрабазитовые массивы [Ефимов, 1984; Соболев, Панях, 1983]. Амфиболитизированные долеритовые силлы известны в комплексах динамотермальных ореолов на островах северной части Калимантана и на Филиппинах [Колман, 1979].

Судя по диаграмме соотношений $Al^{IV}\text{—}Al^{VI}\text{—}(Na+K)$ в породах динамотермальных ореолов присутствуют роговые обманки, сформированные при давлениях как ниже, так и выше 5 кбар (рис. 20). Для роговых обманок динамотермальных комплексов Ньюфаундленда, в частности, намечается обратная зависимость содержания щелочей от алюминия в октаэдрах. Место термальных высокощелочных амфиболов предыдущей диаграммы здесь занимают амфиболы, отнесенные к магматическим образованиям. В выборке роговых обманок динамотермальных комплексов Динарид и Кемпирсайского массива устанавливается разрыв по со-

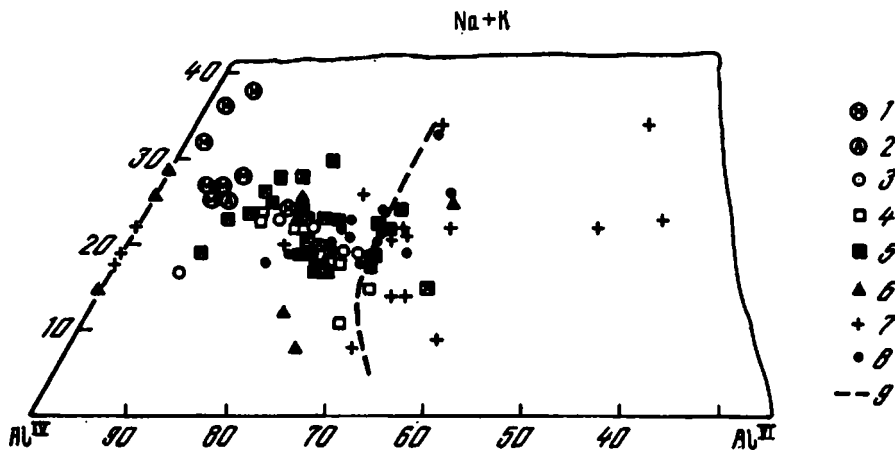


Рис. 20. Диаграмма соотношений $Al^{IV}-Al^{VI}-(Na+K)$ в формульном составе роговых обманок динамотермальных ореолов

1—4 — офиолитовый комплекс Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд [Girardeau, Mevel, 1982]: 1 — магматические, 2 — дейтерические (автометаморфические), 3 — гидротермальные, 4 — зон сдвига и скольжения; 5 — офиолитовый комплекс Санто-Антони [Jamieson, 1981]; 6 — офиолиты Динарид [Patic et al., 1973]; 7 — Кемпирсайский массив [Панеях и др., 1983]; 8 — западная часть Войкарского массива [Ефимов, 1984]; 9 — см. рис. 19

держанию алюминия в октаэдрах. На диаграмме видна малая заполненность точками поля ниже рубежа 20% содержания щелочей, который обсуждался для предыдущей выборки анализов роговых обманок. Причины этого остаются невыясненными. Одним из объяснений может служить представление об относительной сохранности первоначального глубинного строения ореолов без значительных перемещений блоков и пластин, стимулирующих перекристаллизацию роговых обманок и возможное уменьшение в их составе щелочей.

В связи с тем, что плагиоклазовые амфиболиты в рассматриваемом регионе пространственно и генетически связаны с дайковыми комплексами, проанализированы составы даек, повлиявших на их образование. Это сделано с помощью диаграмм соотношения таких петрохимических параметров, как $FeO_{сум}/MgO$ и $(Na+K)/Al$ с TiO_2 (рис. 21, 22). Анализ диаграмм, таблиц и петрографических описаний показал, что полудайки п-ова Шмидта, генетически связанные с формированием термальных амфиболитов, по петрохимическому составу тяготеют к породам бонинитовой серии и совпадают с переходными к бонинитам типами толеитовых базальтов, характерными для фронтальных частей энсиматических островных дуг и внутренних частей глубоководных желобов, маркирующих выходы сейсмофокальной зоны [Юркова, 1991]. Характерной особенностью магмы, породившей эти породы, является высокая насыщенность флюидами. Было показано, что высокие содержания флюидов в дайковых диабазах явились причиной флюидного метаморфизма и амфиболитизации этих пород. Можно предполагать, что высокая насыщенность флюидами и петрохимическое сходство дайковых диабазов с бонинитами и переходными типами толеитовых базальтов отражают сходство условий их образования. Не исключено, что дайковые диабазы являются интрузивными аналогами бонинит-марианитов, как это предполагается для габро-плагиогранитных интрузий желоба Тонга [Злобин, Закариадзе, 1985].

Дайковые диабазы в офиолитах Корякского и Олюторского хребтов вместе с диабазами таких известных дайковых комплексов, как Семаил, Троодос, Бей-оф-Айлендс, по составу располагаются в низкотитанистой и высокощелочной частях полей, очерченных для базальтов Филиппинского моря, вскрываемых скважинами вдоль геотраверза 18° с.ш. (см. рис. 21, 22). С этими комплексами даек связаны амфиболиты с низкотитанистыми роговыми обманками относительно повышенной щелочности.

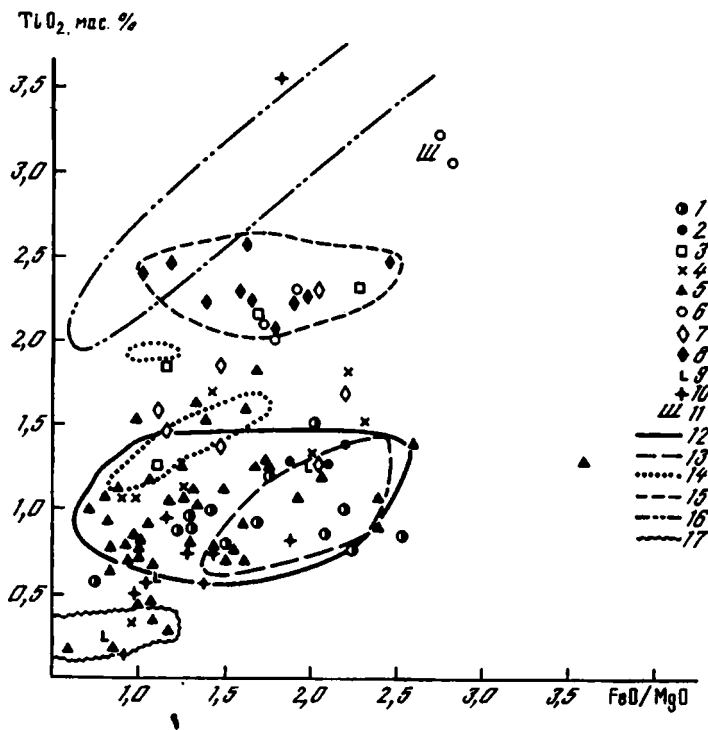


Рис. 21. Диаграмма соотношений TiO_2 (мас. %) и $FeO_{\text{сум}}/MgO$ в дайковых породах активной континентальной окраины и океана в сопоставлении с дайковыми комплексами офиолитовых ассоциаций

1—4 — структуры: 1, 2 — активной континентальной окраины (1 — трог, желоба, 2 — хребет Кюсю-Палау), 3, 4 — океана (3 — рифтовые зоны, 4 — внутриплитные и трансформные разломы); 5—11 — комплексы, породы: 5 — дайковые со структурой "дайка в дайке", 6 — одиночные дайки и их рои, 7 — комплексные дайки (основные породы), 8 — дайково-силловый комплекс щелочного пояса Восточной Азии, 9, 10 — дайковые Восточного Сахалина (9 — вмещающие габбро, 10 — дайковые диабазы и габбродиабазы), 11 — дайковая порода хребта Ширшова; 12—16 — границы полей базальтов: 12 — активной окраины Филиппинского моря, 13 — зон фронтальной части Марианской островной дуги и желоба, 14 — бассейна Сикоку, 15 — Восточно-Азиатского щелочного пояса, 16 — Гавайского поднятия; 17 — границы поля маринит-бонинитов и переходных пород

Другой тип дайковых пород офиолитовых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана представлен субщелочными диабазами и габброидами, близкими по содержанию и соотношению основных петрогенных элементов к щелочным базальтоидам Гавайских островов (см. рис. 21, 22). В офиолитовых ассоциациях они встречаются редко, в виде небольших блоков в меланже. Подобные диабазы с отчетливо различимыми зонами закалки драгированы вместе с амфиболитами с хребта Ширшова. С их внедрением связывается формирование в амфиболитах роговых обманок, для которых характерны одновременно повышенные содержания щелочей и титана, что обсуждалось выше.

В целом вырисовывается зависимость состава роговых обманок в исследованных амфиболитах от состава исходных и ассоциирующих дайковых пород не только в отношении титана и щелочей, но и кремнезема. Так, термальные амфиболиты хребта Ширшова, связанные своим образованием со щелочными низкокремнистыми базальтами, состоят из эденитов и железисто-паргаситовой роговой обманки, в то время как с пакетами даек толентовых диабазов краевоморского типа связано образование более высококремнистых и менее щелочных магнезиальных и актинолитовых роговых обманок (см. табл. 6, 11). Таким образом, расчетные содержания алюминия в тетраэдрах и, следовательно, температуры образования роговых обманок имеют опосредованную связь с типом магмы, формирующей дайковые комплексы. Более высокие содержания алюминия в тетра-

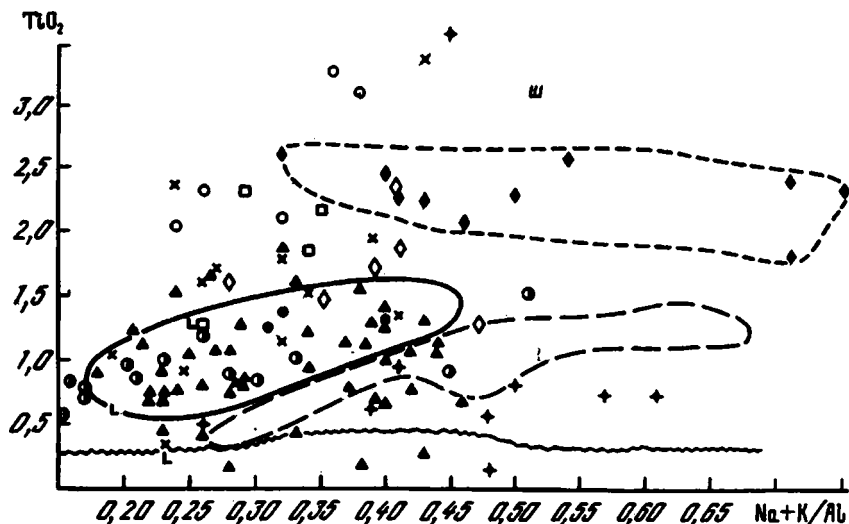


Рис. 22. Диаграмма соотношений TiO_2 (мас. %) и элементов $(Na+K)/Al$ (атомные соотношения) в дайковых породах активной континентальной окраины и океана в сопоставлении с дайковыми комплексами офиолитовых ассоциаций. Условные обозначения см. на рис. 21

эдрах и соответственно температуры формирования устанавливаются в случае интрузии субщелочной магмы. Последнее обстоятельство следует учитывать при типизации амфиболитов с использованием известных геотермометров и геобарометров.

Кроме широко известных параметров оценки условий образования роговых обманок, было обращено внимание на индикаторную роль размеров элементарных ячеек в структуре амфиболов. В выборке образцов однотипных магнезиальных роговых обманок из зон термального и динамотермального метаморфизма наибольшие значения объема элементарной ячейки наблюдались для высокобарических (больше 5 кбар) роговых обманок (рис. 23). Выборка исследованных образцов дополнена данными о роговых обманках динамотермального ореала Динарид и Уфалейского полиметаморфического комплекса [Литвин, Белковский, Остапенко, Петрунина, 1981; Pamic, Scavnical, Medjimorec, 1973]. На диаграммах вырисовывается обратная зависимость между долей ионов Mg в октаэдрических позициях структуры и размерами элементарной ячейки. Может быть поэтому в составе амфиболов динамотермального комплекса главная роль принадлежит магнезиальным роговым обманкам. В целом анализ приведенных данных показывает, что амфиболитизация в структурах активных континентальных окраин северо-западного обрамления Тихого океана связана с формированием и деформациями дайковых комплексов в составе плутонических ассоциаций, имеющих разную генетическую природу. Амфиболиты формировались в более пронцаемых зонах, или зонах разрядки напряжений, связанных со сдвиговыми деформациями в условиях амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации ($T = 500-700^\circ C$, при низких и повышенных давлениях) за счет пород полосчатого и дайкового комплексов. Термальная амфиболитизация в офиолитовых ассоциациях осуществлялась локально за счет тепла и флюидов, связанных с формированием пакетов полудаек или роев даек. Дайковый комплекс краевого типа, наиболее типично представленный на п-ове Шмидта, входит в состав офиолитовой ассоциации, которая расценивается как выход на поверхность сейсмофокальной палеозоны [Рождественский, Речкин, 1982]. Учитывая условия локализации, строение и петрохимические особенности пород, интенсивное воздействие флюидов, формирование серии этих даек можно предполагать в составе плутонической ассоциации на границе примитивной островной дуги и желоба, над сейсмофокальной зоной [Юркова, 1991].

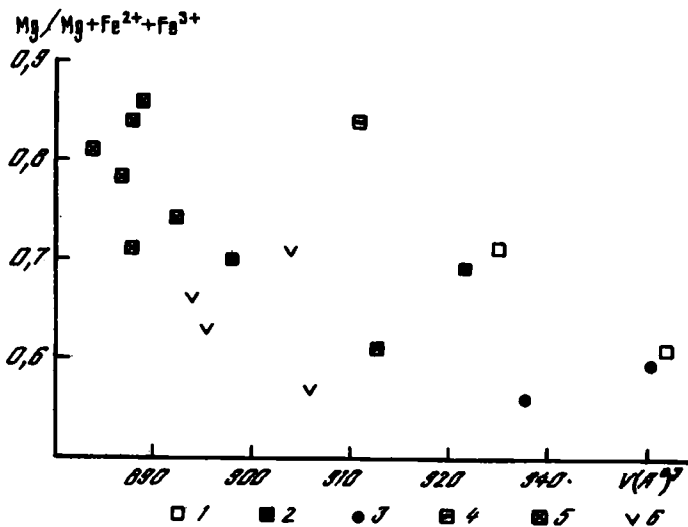


Рис. 23. Изменение объема элементарной ячейки в структуре роговых обманок в зависимости от соотношения катионов Mg и Fe в их составе

Роговые обманки: 1, 2 — зоны динамотермального метаморфизма (1 — сформированные при $P < 5$ кбар, 2 — то же, при $P > 5$ кбар); 3 — зоны термального метаморфизма; 4 — динамотермального комплекса Динарид [Ramic et al., 1973]; 5 — Уфалейского полиметаморфического комплекса [Литвин и др., 1981]; 6 — актинолит контактово-реакционного генезиса

Для динамотермальных амфиболитов рассмотренных офиолитовых ассоциаций реконструируется полистадийная история формирования, которая, судя по высокотемпературным условиям метаморфизма и строению дайковых комплексов в зонах динамотермального метаморфизма, была связана с пластическими деформациями плутонических комплексов при их дискретных перемещениях в основании зоны перехода примитивная дуга — желоб при подъеме серпентинизированного офиолитового диапира [Юркова, 1991].

Разноглубинные инъекции флюидонасыщенных магм плагногранитов и кварцевых кератофигов способствовали формированию за счет амфиболитов и амфиболитизированных габброидов диорит-плагногранитных метасоматических пород (см. гл. I).

Дайково-силловый комплекс с субщелочными долеритами и диабазами, вероятнее всего, был сформирован в пределах океанических поднятий, отделенных впоследствии от океана островной дугой, как это можно предполагать для хребта Ширшова. В поздние этапы становления офиолитов эти комплексы могли быть разрушены при аккреции и поэтому встречаются в офиолитовых ассоциациях в виде небольших разрозненных блоков.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Изучение вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов, ассоциирующих с офиолитами, проводилось в двух направлениях. Первое направление связано с изучением минеральных ассоциаций пород в зонах контакта вулканогенно-осадочных комплексов и офиолитов. Результаты исследований в этом направлении изложены в предыдущей монографии, где оценивались особенности контактов вулканогенно-осадочных серий с различными комплексами офиолитов [Юркова, 1991]. Показано, что наряду с зонами «холодного» катакластического контакта существуют контактные слои, сформированные при взаимодействиях комплексов в условиях повышенных ($>160^{\circ}\text{C}$) температур. Выявлены контактовые ореолы динамотермального метаморфизма (см. гл. I). Показана возможность протрузивного становления офиолитов в пределах ранне-позднемелового вулканотерригенного флишоидного комплекса на примере п-ова Шмидта.

Второе направление связано с изучением обломочных и аутигенных минеральных ассоциаций вулканогенно-осадочных пород для восстановления условий их литогенеза во взаимосвязи с процессами формирования и становления офиолитов. Проводилось изучение обломочных парагенезисов песчаных пород меловых—палеогеновых флишоидных комплексов, ассоциирующих с офиолитами. Специфика влияния гидрогенного фактора оценивалась по особенностям минеральных преобразований глубоководных (дистальных) пепловых туфов, присутствующих в разрезе этих вулканогенно-осадочных толщ, и составу рудных слоев. Оригинальные данные автора по этой проблеме получены при изучении породных и минеральных парагенезисов сеноман-туронских отложений тойской и томинской свит на п-ове Шмидта (рис. 24), ракитинской, богатинской и березовской свит Восточно-Сахалинских гор, аянского, тавенского и ватынского комплексов Вывенско-Ватынской зоны Корякского хребта в районе Сейнавского и Гальмозненского массивов офиолитов, алтынского, уколкинского и ветловского комплексов хребта Северный Кумроч. Особенности литогенеза осадочных комплексов, сформированных в завершающие этапы становления офиолитов, рассмотрены на примере неогеновых нефтегазоносных отложений Северного Сахалина. Выбор объектов был обусловлен стремлением проанализировать специфику породообразования в бассейнах на внешних частях и склонах островодужных поднятий, в структурах которых происходило формирование и становление офиолитовых ассоциаций, что было показано автором в предыдущей монографии [Юркова, 1991].

Отрывочные несистематизированные данные об обломочных минеральных ассоциациях песчаных пород других вулканогенно-осадочных комплексов, в частности верхнемеловых отложений пикежской свиты п-ова Камчатский Мыс, верхнемеловых палеогеновых отложений о-ва Карагинский, ниже-верхнемелового комплекса Накыпыйлякского покрова Корякского хребта, заимствованы из литературы, которая перечислена далее по ходу описания. Для сравнения привлечены данные о химическом и минеральном составе пород маастрихтского вулканогенно-осадочного комплекса о-ва Шикотан [Гаврилов, Соловьева, 1973], современных глубоководных песков [Maynard, Valloni, 1982], разнофациальных пород Японии [Valloni, Maynard, 1981], Филиппинского моря [Геология

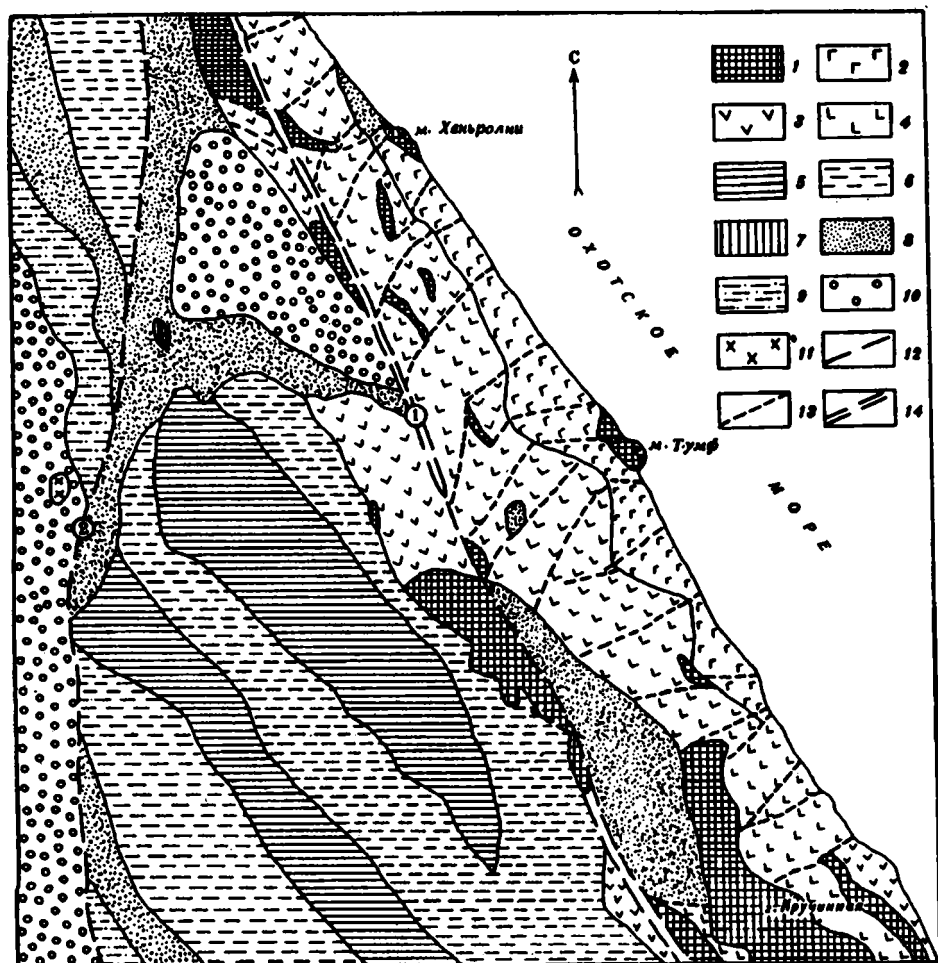


Рис. 24. Геологическая схема центральной части Восточного желоба п-ова Шмидта (Сахалин). Составлена с использованием материалов А.Н.Речкина и В.С.Рождественского

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 флишоидный, томинские свиты (5 — нижняя, 6 — средняя, 7 — верхняя), 8—10 — осадочных пород неогена, свиты: 8 — мачигарская (олигоцен), 9, 10 — тумская и пильская (олигоцен), 11 — щелочных габброидов (плиоцен); 12, 13 — разломы: 12 — субмеридиональные (1 — Лонгрийский, 2 — Хейтонский), 13 — поперечные; 14 — приразломные зоны дробления

дна..., 1980], древних турбидитов [Maynard, Valloni, 1982], эвгеосинклинальных песчаников [Middleton, 1960], вулканогенных граувакк [Crook, 1974].

На основе оригинальных данных автора и литературных материалов были проанализированы породные и минеральные парагенезисы туфо-терригенных, включающих кремнисто-глинистые (аргиллитовые) толщи, и вулканотерригенных флишоидных комплексов, сформированных в преддугтовых бассейнах.

Основное внимание было сосредоточено на вулканотерригенных песчаных породах. В рассмотрении участвовали породы этого типа, сформированные в результате действия гравитационных потоков (турбидиты, грейниты) и донных

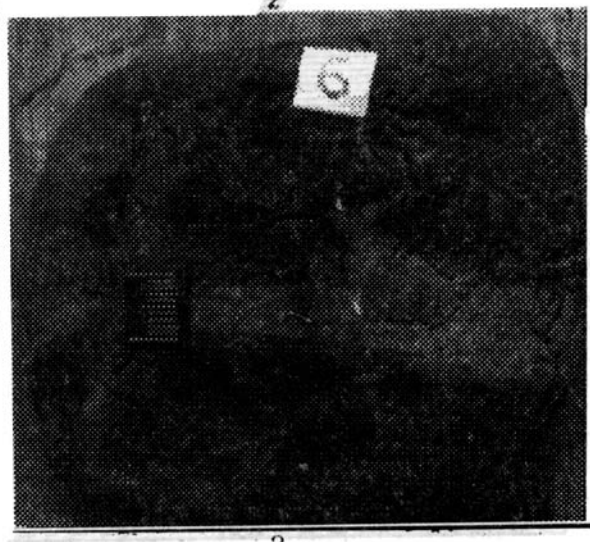
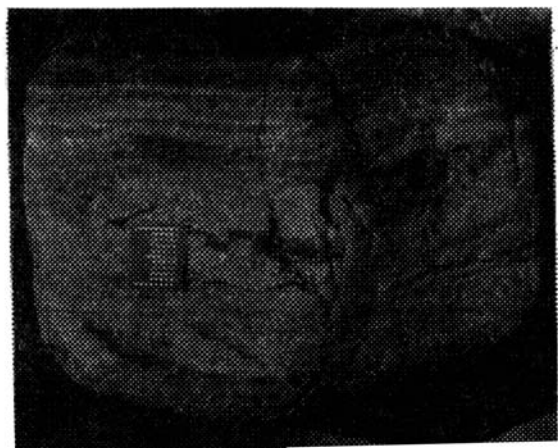


Рис. 25. Основные генетические типы песчаных отложений флишеидных комплексов
1 — грейнит; 2 — турбидит; 3 — контурит

течений (контуриты) (рис. 25). Описание начнем с ниже-верхнемеловых вулканогенно-осадочных комплексов Восточного Сахалина.

ПОРОДНЫЕ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ НИЖНЕ-ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА

Изучению минеральных ассоциаций в этом регионе предшествовало специальное исследование, связанное с анализом и сопоставлением разрезов мезозойских и кайнозойских магматических и вулканогенно-осадочных комплексов, с тем чтобы проследить их сменяемость в вертикальных и горизонтальных рядах. Для сопоставлений использованы данные крупномасштабного геологического картирования и опубликованные материалы В.М.Гранника [1978], Ю.Н.Разницына [1982], В.С.Рождественского, А.Н.Речкина [1982], Е.Н.Меланхолиной [1988], А.В.Рихтера [1987]. Область, для которой велись эти сопоставления, расценивается автором как зона внешней (фронтальной) части островной дуги и внутреннего склона желоба, исходя из представлений, изложенных в предыдущей

монографии [Юркова, 1991]. По другим представлениям, сформулированным в последние годы, эта область для альб-сеноманского времени расценивается как эпиокеаническое окраинное море [Рихтер, 1987] или эвгеосинклинальная приокеаническая область [Меланхолина, 1988]. Проведенный анализ и сопоставление вулканогенно-осадочного комплекса Восточного Сахалина позволили наметить阶段性 развития фронтальной части мезозойской энсиматической островной дуги и выявить вулканогенно-осадочные комплексы, которые по времени образования совпадают с этапом формирования спилит-кератофировой вулканоплутонической серии офиолитов (рис. 26). Это туфо-кремнисто-глинистый и вулканотерригенный флишоидный комплексы, для которых характерно ритмичное строение с ритмичностью нескольких порядков: макро-, мезо- и микроритмичность [Геологический словарь, т. II, 1978]. Наиболее типично эти комплексы представлены в восточной части п-ова Шмидта. Здесь и в Восточно-Сахалинских горах породы этих комплексов окружают выходы офиолитов. Офиолитовая ассоциация п-ова Шмидта рассматривается как выход на поверхность образований мелового желоба [Рождественский, Речкин, 1982]. Формирование вулканоген-

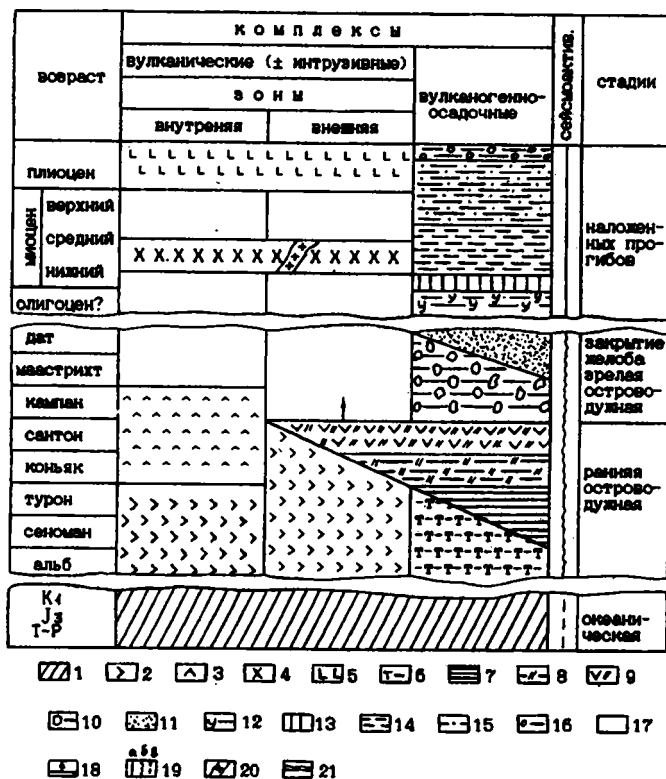


Рис. 26. Схема сопоставлений вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов фронтальной части энсиматической островной дуги Восточного Сахалина

Комплексы: 1 — вулканогенно-кремнистый океанический, 2 — спилит-кератофировый, 3 — трахиандезит-трахибазальтовый, 4 — андезито-базальтовый, 5 — щелочных габброидов; вулканогенно-осадочные: 6 — туфо-глинисто-кремнистый, 7 — вулканотерригенный флишоидный, 8 — кремнисто-глинистый, 9 — вулканогенно-кремнистый, 10 — олистостромовый, 11 — вулканотерригенный, 12 — угленосный континентальный, 13 — терригенный флишоидный, 14 — глинисто-кремнистый, 15 — песчано-глинистый морской (нефтегазоносный), 16 — грубопесчаный с лигнитами; 17 — амгаматичные условия; 18 — подъем и вывод офиолитов; 19 — сейсмоактивность: а — слабая, б — интенсивная, в — предполагаемая; 20 — интрузивные тела гранодиоритов; 21 — значительные перерывы в осадконакоплении и вулканизме. Кроме материалов автора использованы данные: [Алексейчик и др., 1963; Гранник, 1978; Евдокимова, 1963; Ковальчук, Евдокимова, 1967; Меланхолина, 1988; Разницин, 1982; Речкин, 1984; Юркова, 1972; и др.]

но-осадочных комплексов отнесено к раннеостроводужному этапу (см. рис. 26). Наиболее детально изучены отложения тойской и томинской свит (сеноман) на п-ове Шмидта (см. рис. 24). Основу разрезов флишеидного комплекса составляют пачки ритмичного чередования песчаников, алевролитов (преимущественно кремнистых), кремней, аргиллитов или песчаников с алевролитами (рис. 27). Наблюдается чередование пород трех рангов: тонкое (1—2 мм), среднее (3—5 мм) и толстое (10—25 мм). Песчаники в ритмичных пачках мелкозернистые, часто с параллельной слоистостью. Пачки мощностью от 1—7 до 20—30 м сочетаются с горизонтами средне-мелкозернистых песчаников мощностью от 0,35 до 2,5 м, реже до 4,0 м, как массивных, так и слоистых, в том числе градационно слоистых. Характерны многослой турбидитов АВЕ, ВСДЕ, СДЕ, редко АВСДЕ общепринятой турбидитной модели [Хворова, 1978]. Для туфо-кремнисто-глинистого комплекса характерны слойки мелкозернистых песчаников мощностью от 1 мм до 5 см. В разрезе постоянно присутствуют прослой тонких витрических туфов мощностью от 5—10 см до 2,5—3,0 м. Последние имеют линзовидную форму. Ниже приводится описание фрагмента разреза этого комплекса (сверху вниз):

	Мощность, м
1. Ритмическое чередование песчаников, кремнистых алевролитов и кремней. Мощность слоев песчаников от 1 до 6 см, кремнистых алевролитов — до 15 см, кремней — от 2,5 до 10 см. Песчаникам присущи горизонтальная слоистость ряби. Общая мощность	3,5
2. Песчаник светло-серый, мелкозернистый, в центральной части слоя тонкоплитчатый, в нижней и верхней — массивный	0,35
3. Тонкое (1—2,5 см) ритмичное переслаивание песчаников, кремнистых алевролитов и аргиллитов	0,6
4. Песчаник с текстурой турбидита (многослой АВСДЕ) в верхней части	1,25
5. Песчаная алевролитовая пачка	0,5
В верхней части пачки выделяется слой тонкого горизонтально слоистого песчаника мощностью 7 см (контурит). Ниже этого слоя наблюдается чередование (1—1,5 см) песчаников и алевролитов.	
6. Кремнистый алевролит, тонкослоистый	0,45
7. Песчаная пачка, отчетливо слоистая в средней (5 см) части	0,25
8. Ритмическое чередование, аналогичное первому слою	2,5
9. Измененный пепловый туф	0,6
10. Ритмическое чередование песчаников, кремнистых алевролитов и аргиллитов	1,5
11. Апопепловый метасоматический кварцевый альбитит	3,0
12. Пачка песчаников горизонтальных, слоистых, тонкоплитчатых и массивных	2,4
13. Измененный пепловый туф	1,75
14. Песчаник средне-мелкозернистый с горизонтальной слоистостью в верхней части (многослой АВ турбидита)	0,35
15. Кремнистый алевролит, остроугловато-оскольчатый	6,0

Встречаются горизонты отложений пастообразных потоков грубослоистых с интенсивной градационной слоистостью, мощностью до 2 м (рис. 28, а).

Форма крупных обломков угловатая и угловатоокатанная. Размеры в среднем равны 0,8—2,5 см, реже 3—6 см. Характерны нарушения грубослоистой текстуры. Обычен следующий тип разрезов этих горизонтов:

	Мощность, м
1. Конглобрекция с размерами обломков от 0,5 до 4,0 см нарушенной грубослоистой текстуры (см. рис. 28, б)	0,12
2. Песчаник разнозернистый с плавающей галькой, обратно градируемый	0,15
3. Аргиллит	0,03
4. Песчаник инверсионно градируемый	0,15
5. Конглобрекция слоя I	0,10

По текстурно-структурным особенностям и характеру стратификации рассматриваемые отложения вполне сопоставимы с отложениями проксимально-дистальной части каньонно-веерных систем конусов выноса вулканотерригенного и терригенного материала. Присутствие лепешковидных мергелистых конкреций может служить свидетельством условий осадкообразования частично выше уровня карбонатной компенсации.

Информация о составе поставщиков вулканотерригенного и терригенного материала получена при изучении обломочных компонентов дебритов и грейнитов. В результате были установлены следующие группы обломков пород и минералов,

охватывающие зерна и фрагменты минералов и пород размерностью от 0,4 до 4,0 см.

1. Спилиты и спилитизированные плагиобазальты гиалопилитовой, микролитовой и везикулярной структуры. Для них характерен альбитовый и альбит-олигоклазовый состав плагиоклазов, присутствие в везикулах и основной массе хлорита и пумпеллиита или кальцита.

2. Измененная спилито-базальтовая подводная гиалокластита, часто овальной формы, с перлитовой отдельностью, флюидалностью и везикулярными структурами. Изменения состоят в образовании хлорита, пумпеллиита и лейкоксенизированной рудной сыпи.

3. Кератофиры, в которых плагиоклаз часто замещен пиррофиллитом: кварцевые кератофиры и плагиограниты с измененными биотитом и роговыми обманками, с альбитом, кварцем, новообразованным адуляром и серицитом.

4. Продукты пропилитизации основных и кислых вулканитов, в частности хлорит-эпидотовых и кварц-серицит-сметитовых.

5. Туфолавы, часто смешанного спилит-кварц-кератофирового состава и измененные кристалло-витрокластические туфы.

6. Кристаллы: кварца, размером до 2—4 см, крупные зерна трещиноваты и по трещинам ожелезнены; плагиоклазов, имеющих состав от альбита до андезина; клинопироксенов; роговой обманки; биотита; адуляра и рудных минералов (табл. 14).

Содержание кварца изменяется от 0 до 20%, плагиоклазов — от 20 до 30%. Содержание биотита или клинопироксенов в песчаных породах ряда грейнитовых пластов достигает 5—10%. Встречены хлоритовые псевдоморфозы по пироксенам. Постоянно присутствуют магнезиальные или железистые роговые обманки, неравномерно замещающие актинолитом и хлоритом. В целом для этого типа песчаных пород характерны высокие ($\geq 25\%$) содержания обломков пород. Они могут быть отнесены к полевошпатовым или кварц-полевошпатовым грауваккам [Шутов, 1975].

7. Окремненные и монтмориллонитизированные пепловые туфоаргиллиты и туфоалевролиты, часто содержащие радиолярии, а также яшмоиды и кремни. Для этих обломков характерна уплощенно-удлиненная форма, они часто ориентированы вдоль напластования.

Все перечисленные группы обломков пород и минералов, с некоторыми исключениями для последней, прослеживаются и узнаются также в обломочных минеральных ассоциациях турбидитов и контуритов размерностью 0,2—0,5 мм. Однако в контуритах наблюдается тенденция увеличения аркозовости обломочного материала, связанная с одновременным ростом содержания плагиоклазов и серицита. Для них также характерно усиление роли обломков спилито-базальтов. Для песчаников турбидитных потоков установлены повышенные (от 5—7 до 10—12%) содержания в обломочной ассоциации рудных компонентов, представленных ильменитом и магнетитом, которые часто образуют послойные скопления. Замечено частичное замещение магнетита сульфидами железа и меди. С присутствием сульфидов связаны повышенные (100 г/т) содержания Zn в граувакках [Юркова, 1991]. На основе данных изучения обломочных минеральных ассоциаций песчаных пород создается впечатление, что основным источником обломочного вещества для пород флишоидного комплекса служили вулканиты контрастной спилит-кератофировой серии, тем более, что формирование ее частично совпало с этапом вулканогенной и вулканотерригенной седиментации флишоидного комплекса (см. рис. 26).

Это впечатление подтверждается составом обвального-оползневых горизонтов мощностью от 4—6 до 45—50 м, которые прослеживаются в разрезах внутри алевролитов-песчаных ритмических пачек. Они имеют брекчиево-блоковое строение, сформированы, по-видимому, за счет раздробления, брекчирования крутых стенок склона или каньонов, по которым транспортировался обломочный материал. Блоки, которые заключены в алевропелитовую матрицу, имеют линзовидный облик и ориентированы по наслению. Линзы и брекчированные горизонты состо-

Рис. 27. Строение разреза вулканотерригенного флишеидного комплекса

1 — песчаники; 2 — чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов, иногда с кремнями, преобладают песчаники и алевролиты; 3 — алевролиты; 4 — аргиллиты; 5 — измененные пепловые туфы; 6 — конкреции пелитоморфных глинистых известняков; 7 — положение анализируемых образцов; 8 — тектонические границы блоков

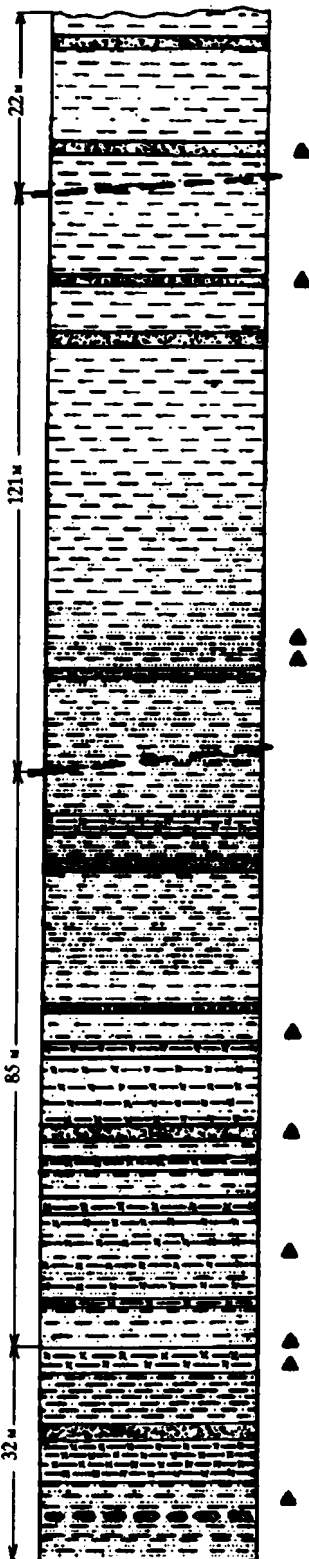
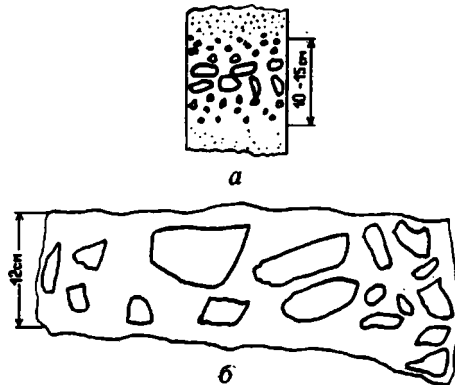


Рис. 28. Зарисовки текстур отложений пастообразных потоков:

a — инверсионно градируемые слои; *b* — форма и ориентировка обломков



Т а б л и ц а 1 4
Химический состав минералов обломочных ассоциаций вулканотерригенных песчаных пород
флишоидного комплекса Восточного Сахалина

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	53,19	52,79	53,17	63,10	63,58	60,97	32,48	28,37	26,55	31,35	35,76	66,91
TiO ₂	0,44	0,46	0,34	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,04	0,04	4,28	0,3,
Al ₂ O ₃	0,95	2,31	3,58	17,07	17,48	24,89	17,04	15,20	16,52	16,14	14,55	18,98
Cr ₂ O ₃	0,29	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He впр.	0,05	0,09	0,09	0,04	He опр.	0,02
FeO	10,17	9,16	10,59	0,00	0,08	0,24	24,91	25,39	27,15	28,17	17,19	0,05
MnO	3,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	13,14	14,83	15,86	0,00	0,00	0,00	17,18	17,37	12,72	15,16	13,26	0,09
CaO	18,82	19,51	19,47	0,02	0,00	8,49	0,17	0,13	0,12	0,23	0,47	0,41
Na ₂ O	0,26	0,39	0,32	1,02	0,07	5,82	0,00	0,00	0,02	0,18	0,24	11,88
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	17,07	16,78	0,63	0,47	0,01	0,04	0,15	6,70	0,13
Сумма	100,97	99,63	103,34	97,30	97,91	100,51	92,30	87,67	83,22	91,51	93,13	98,77
Ионы	6(O)			8(O)			14(O)			11(O)	8(O)	
Si	1,99	1,95	1,91	3,00	2,95	2,69	3,20	2,99	2,98	3,17	2,76	2,98
Al ^{IV}	0,01	0,05	0,09	0,95	0,95	1,29	0,80	1,01	1,02	0,83	1,14	1,00
Al ^{VI}	0,03	0,08	0,06				1,18	1,00	1,07	1,13	0,18	
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,24	0,00
Cr	0,01	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,00	0,01	0,01	0,00	He опр.	0,00
Fe ²⁺	0,32	0,28	0,32	0,00	0,00	0,01	2,05	2,23	2,58	2,37	1,10	0,00
Mn	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,74	0,82	0,85	0,00	0,00	0,00	2,54	2,74	2,15	2,30	1,53	0,00
Ca	0,75	0,77	0,75	0,00	0,00	0,40	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02
Na	0,01	0,02	0,02	0,09	0,01	0,50	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	1,03
K	0,00	0,00	0,00	1,04	0,99	0,04	0,06	0,00	0,00	0,02	0,66	0,00
Fs	17,7	15,0	16,7	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Ep	40,9	43,8	44,3	"	"	"	"	"	"	"	"	"
Wo	41,4	41,2	39,0									
Ap	Нет	Нет	Нет			40,0						96,0
Ab						50,0						4,0

П р и м е ч а н и е. Данные электронно-зондового микроанализа (MS-46). Аналитик Б.И.Воронин. Точность анализа 100 ± 2 мас.%. 1—3 — клинопироксены (авгиты); 4, 5 — калиевые полевые шпаты; 6,12 — плагиоклазы; 7—10 — хлориты; 11 — биотит. Составляющие минералов (%): Fs — ферросилитовая, Ep — энстатитовая, Wo — волластонитовая, Ap — анортитовая, Ab — альбитовая.

ят из разноразмерных обломков и глыб спилитов, спилитизированных плагиобазальтов, диабазов, измененных плагиогранитов, туфолов кварцевых кератофилов, туфов смешанного спилит-кварцево-кератофирового состава и пропилитизированных кварцевых кератофилов, кремней и яшмоидов.

Следует отметить, что, в песчаных породах не всегда удавалось разделить вулканотерригенный и терригенный типы обломков. Это связано с интенсивным флюидным автотерригенным и раннепостмагматическим преобразованием пород спилит-кератофирового комплекса, которые нивелировали признаки различия субсинхронно переотложенных и поздних терригенных обломков. Однако, судя по сохранности клинопироксенов, роговых обманок, биотита, свежему облику микротиновых кристаллов плагиоклазов (основной андезин), субидиоморфной форме кристаллов, везикулярной текстуре, сфероидной и угловатой форме гиа-

локластитов, присутствию своеобразных реакционных зон по краям обломков спилито-диабазов и кератофиров, преобладает вулканогенный материал.

Подводные вулканические поднятия, сложенные породами спилит-кератофировой серии, имели, по-видимому, в сеномане широкое распространение, захватывая, помимо Восточного Сахалина, 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 Японии, по данным Rb—Sr датирования, на сеноманское время приходится этап активного вулканизма с кислым составом лав [Seki, 1981]. Однако присутствие в составе обломочного материала песчаников кристаллокластов биотита и калиевого полевого шпата не позволяет исключить отдаленное влияние на формирование петрофонда флишоидного комплекса продуктов трахиандезитового вулканизма (см. табл. 14).

Появление вулканокластического материала в зонах мобилизации петрофонда было связано с формированием подводных гиадокластитов (гидромагматические эксплозии), интенсивным раздроблением подводных лавовых потоков и построек вулканическими взрывами, которые обеспечивались изначально высокими содержаниями летучих компонентов в магме, что определялось спецификой вулканизма над зоной субдукции [Юркова, 1991]. Мобилизация вулканогенного вещества (дробление, разрушение, обвалы, оползни, гальмиролиз) на склонах островодужного поднятия была усилена сейсмической и тектонической активностью области осадконакопления, которая располагалась на внешней части раннеостроводужного поднятия и внутреннем склоне желоба. Наиболее массовое поступление вулканогенного и вулканотерригенного материала в бассейн седиментации можно ожидать в этап формирования верхней пирокластическо-экструзивной части спилит-кератофирового комплекса в мелководной субаэральной обстановке [Юркова, 1991]. О подвижной обстановке осадконакопления свидетельствует большая роль в разрезе отложенных нарушенных (конволюнтных) слоистых текстур пород: оползание, подвороты, расщепление, обрывы слоев, микросбросы, проседания, размывы и т.п.

Контрастность состава вулканотерригенного материала, питающего бассейн седиментации, сказалась на появлении двух типов обломочных ассоциаций граувакк: спилито-базальтовых и плагиигранит-кварц-кератофировых. Названия даны по преимущественному (50%) содержанию в составе обломков пород, которые составляют более 25% обломочного костяка породы, фрагментов пород соответствующего состава. Во втором типе граувакк существенно (до 30%) возрастает содержание кварца. Присутствие двух типов граувакк нашло отражение в химизме песчаных пород, в частности в их бимодальном по кремнезему составу. Граувакки первого типа по химическому составу тяготеют к спилито-диабазам, а второго имеют состав дацитов (табл. 15, рис. 29). Высокие содержания K_2O в граувакках можно связывать как с их диагенетическо-эпигенетическими изменениями под влиянием экранированных толщ воды кремнещелочных магматических флюидов, так и с тем обстоятельством, что предпочтительнее разрушались и поставляли обломочный материал для осадка менее прочные породы, испытывавшие низкотемпературную пропилитизацию с образованием серицита. Если учесть высокую флюидонасыщенность исходной магмы, то диагенетическо-эпигенетические изменения высокорекреационного пеплового вещества под влиянием экранированных толщ воды кремнещелочных флюидов можно считать причиной интенсивного раннегенетического преобразования дистальных пепловых туфов в метасоматические кварцевые альбититы с хлоритом, что диагностировано рентгеном и подтверждено данными химического анализа (табл. 16, обр. 888). Кроме хлорит-кварц-альбитовых аутигенных ассоциаций, за счет пепловых слоев флишоидного комплекса п-ова Шмидта образовались более железистые и магнетизальные поликомпонентные аутигенные ассоциации: кварц, альбит, гидрослюда, хлориты, смектиты (см. табл. 16, обр. 746, 812, 823, 843). По-видимому, на формировании двух типов апопепловых метасоматитов сказался бимодальный

Т а б л и ц а 1 5
Химический состав песчаников типовых образцов (мас. %)

Окислы	889	650/1	650/2	808	987	984
SiO ₂	54,18	56,14	57,03	64,12	65,12	66,72
TiO ₂	0,73	0,44	0,63	0,56	0,54	0,58
Al ₂ O ₃	19,53	17,82	17,90	15,82	14,83	14,87
Fe ₂ O ₃	2,38	4,80	5,29	1,15	2,01	1,86
FeO	4,67	1,37	1,61	3,50	2,80	2,81
MnO	0,11	0,08	0,13	0,07	0,04	0,02
MgO	2,85	4,80	4,92	2,11	3,11	1,68
CaO	2,61	4,37	4,21	1,44	1,14	1,18
Na ₂ O	6,00	4,06	4,24	2,89	2,95	3,12
K ₂ O	1,68	2,30	2,22	3,33	2,53	2,12
P ₂ O ₅	0,19	0,15	0,10	0,08	0,13	0,12
H ₂ O ⁺	3,27	2,75	2,12	2,82	2,81	2,85
H ₂ O ⁻	0,36	0,55	0,46	0,47	0,71	0,56
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00
C _{орг.}	0,00	0,00	0,00	0,53	0,00	0,00
П.п.п.	0,79	He опр.	He опр.	He опр.	0,84	0,82
Сумма	99,35	99,63	100,86	99,24	99,56	99,31

П р и м е ч а н и е. Объяснения к таблице см. в тексте. Анализы выполнены в лаборатории ГИН РАН с использованием атомно-эмиссионного ВИП-спектроанализатора Ю-48 в сочетании с «мокрой» химией. Аналитики З.В. Жигальцова и И.Л. Симонов.

состав продуктов субсинхронного вулканизма спилит-кератофировой серии. Данные о типах и условиях формирования апопелловых метасоматитов будут подробно рассмотрены и обобщены в специальном разделе этой главы.

Экзотическими образованиями для обломочных парагенезисов песчаных пород являются кристаллокласты титанавгита и баркевита. Появление их можно ожидать за счет вулканотерригенного материала вулканических океанических поднятий на внешнем склоне желоба.

Было проведено сопоставление данных о химическом составе исследованных граувакк на диаграммах SiO₂—(Na₂O+K₂O) и SiO₂—K₂O с литературными данными о песчаных породах эвгеосинклинальных зон древних и современных склонов островных дуг и крайних морей. Это позволило высветить специфику рассматриваемых песчаных пород и сделать прогнозы относительно структурного положения бассейнов седиментации (см. рис. 29). Несмотря на то, что исследуемые граувакки отложились в одном непрерывном разрезе, они по условиям формирования оказались на этой диаграмме разделенными островной дугой на два седиментационных бассейна: преддуговой и задуговой. Обстановка преддугового бассейна подтверждается данными формационного анализа и независимыми тектоническими построениями [Рождественский, Речкин, 1982]. Совмещение обстановок преддугового и задугового бассейнов трудно представить исходя из единого ненарушенного разреза переслаивающихся граувакк. Таким образом, следует отметить, что генетическая информация этой диаграммы должна проверяться независимыми геологическими методами.

В целом, данные изучения обломочных парагенезисов песчаных пород и апопелловых аутигенных ассоциаций свидетельствуют о том, что на формирование нижне-верхнемеловых вулканогенно-осадочных серий из всех комплексов офиолитов Восточного Сахалина наиболее активное влияние оказал вулканический спилит-кератофировый комплекс. Участие остальных комплексов офиолитов как источников терригенного материала не установлено. Редко встречаемые в позд-

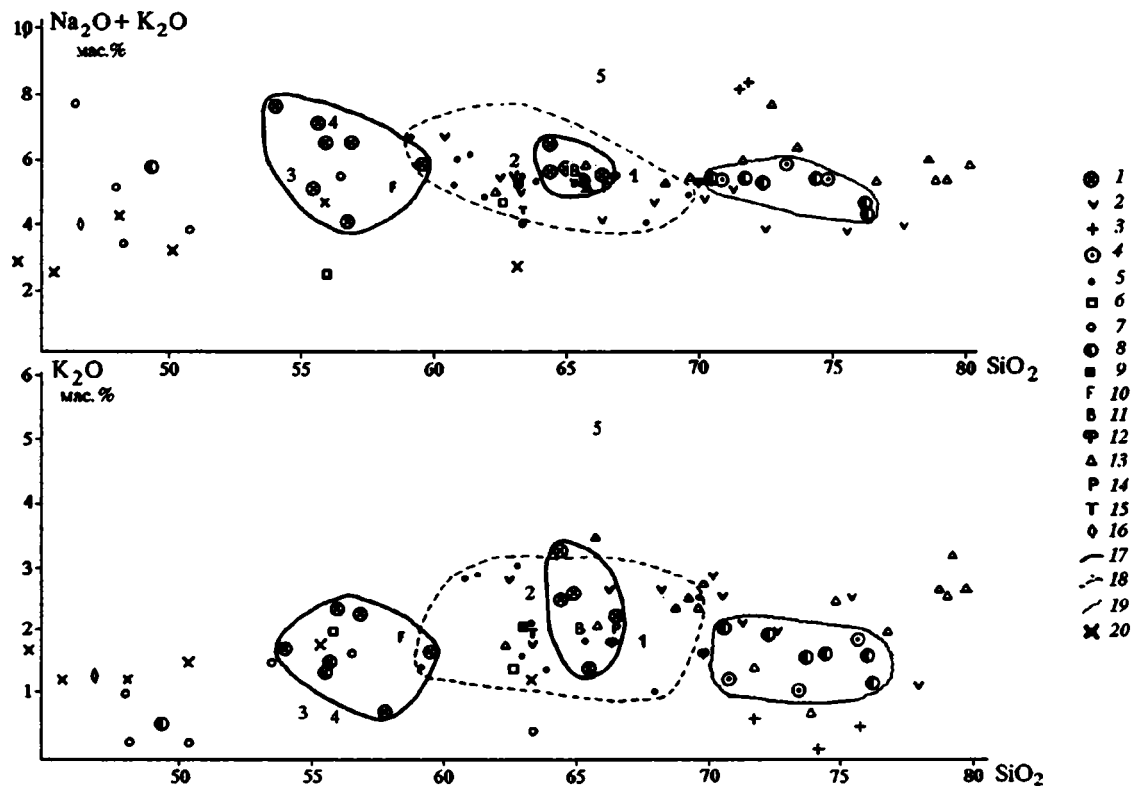


Рис. 29. Диаграммы SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ и SiO_2 — K_2O

Комплексы: 1–5, 8 — флишоидные: 1–3 — п-ова Шмидта, Сахалин (сеноман—турон): 1 — песчаники, 2 — пепловые туфы, 3 — туфосилициты, 4, 5 — Восточно-Сахалинских гор (коньяк—кампан) (данные: 4 — автора, 5 — В.М.Гранника), 8 — Вывенско-Ватынской зоны (альб—кампан); 6 — трахиандезит—трахибазальтовый п-ова Шмидта (коньяк—кампан); 7 — малокурульской свиты (маастрихт); 9 — угленосный р. Выходной (мезозой); 10, 11 — современные глубоководные пески: 10 — фронтальной части островной дуги (среднее по 9 обр.), 11 — задуговых бассейнов (среднее по 27 обр.); 12, 13, 16 — песчаники: 12 — францисканской формации (среднее по 21 обр.), 13 — Японии, 16 — Филиппинского моря; 14 — граувакки (средний состав по 6 обр.); 15 — турбидиты древние. Цифры на диаграмме: 1 — эвтеосинклиналильные песчаники (среднее по 21 обр.); 2 — песчаники мела Папуа-Новой Гвинеи (обр. 61); 3 — вулканогенные граувакки девона Австралии; 4 — плагиоклазовая граувакка карбона Австралии; 5 — аркозы триаса штата Коннектикута США. 17–19 — поля фигуративных точек состава песчаников флишоидных комплексов: 17 — п-ова Шмидта, 18 — Восточно-Сахалинских гор, 19 — Вывенско-Ватынской зоны; 20 — вулканогенные и вулканотерригенные песчаники хребта Кумроч. Использованы данные о составе бескарбонатных песчаников из работ, перечисленных в тексте

Т а б л и ц а 1 6
Химический и модальный составы измененных пепловых туфов (мас. %)

Оксиды	888	843	823	812	746	243/86
SiO ₂	74,23	70,74	75,78	78,04	63,54	67,50
TiO ₂	0,12	0,19	0,12	0,14	0,43	0,30
Al ₂ O ₃	14,27	14,36	9,59	10,52	12,37	12,90
Fe ₂ O ₃	0,27	0,43	0,29	0,28	1,55	1,29
FeO	0,98	2,52	7,13	2,66	9,07	1,74
MnO	0,00	0,04	0,08	0,05	0,14	0,06
MgO	0,30	1,13	0,97	0,69	3,05	1,56
CaO	0,10	0,78	1,68	2,63	3,58	7,06
Na ₂ O	8,20	4,40	0,96	2,60	3,20	0,38
K ₂ O	0,11	2,40	2,36	0,98	1,66	0,17
P ₂ O ₅	0,00	0,05	0,05	0,05	0,24	0,29
H ₂ O ⁺	0,33	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
H ₂ O ⁻	0,04	0,64	0,38	0,07	0,46	
CO ₂	0,00	0,08	0,18	He опр.	He опр.	0,22
П.п.п.	0,00	1,88	0,39	0,97	0,04	6,29
Сумма	98,95	99,64	99,96	99,68	99,33	99,76
Модальный состав (%)						
Кварц	23					50
Альбит (Ап ₄)	75					0
Ломонгит (+пренит)	0					43
Хлорит	2					0
Селадонит	0					7

Примечание. Местонахождение образцов: 888, 843, 812, 746 — п-ов Шмидта (Сахалин); 243/86 — хребет Сев. Кумроч (Камчатка). Анализы выполнены: в химической лаборатории ГИН РАН, ВКГРЭ (г. Воркута) и Укрчерметгеология (г. Керчь). Модальный состав обр. 843, 823, 812, 746 не определялся, минеральный состав этих образцов см. в тексте.

немеловых обально-оползневых зонах олистолиты серпентинитов (березовская свита), которые отмечены Ю.Н.Разнициным, можно связать с присутствием в спилит-кератофировом комплексе протрузивных серпентинитов. Как показано ранее, протрудирование серпентинитов в спилит-кератофировую серию вулканитов происходило в гидротермальную стадию его преобразования [Юркова, 1991].

ПОРОДНЫЕ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ХРЕБТА СЕВЕРНЫЙ КУМРОЧ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Хребет Кумроч расположен на северо-востоке Камчатки, простираясь в северо-восточном направлении на расстояние около 220—230 км при ширине около 45 км. Тектонические структуры этого хребта на западе по системе крутых сбросов сочленяются с грабенообразной Центрально-Камчатской депрессией, на востоке по крупному региональному надвику Гречишкина — с Тюшевским прогибом. Обе эти впадины выполнены кайнозойскими и четвертичными образованиями, а в Центрально-Камчатской депрессии расположена группа четвертичных вулканов (северное окончание Курило-Камчатской дуги). В покровно-чешуйчатой структуре хребта Кумроч выделяются комплексы островной дуги и преддугового бассейна [Зинкевич, Константиновская, Магакан, Цуканов, 1990; Цуканов, 1991].

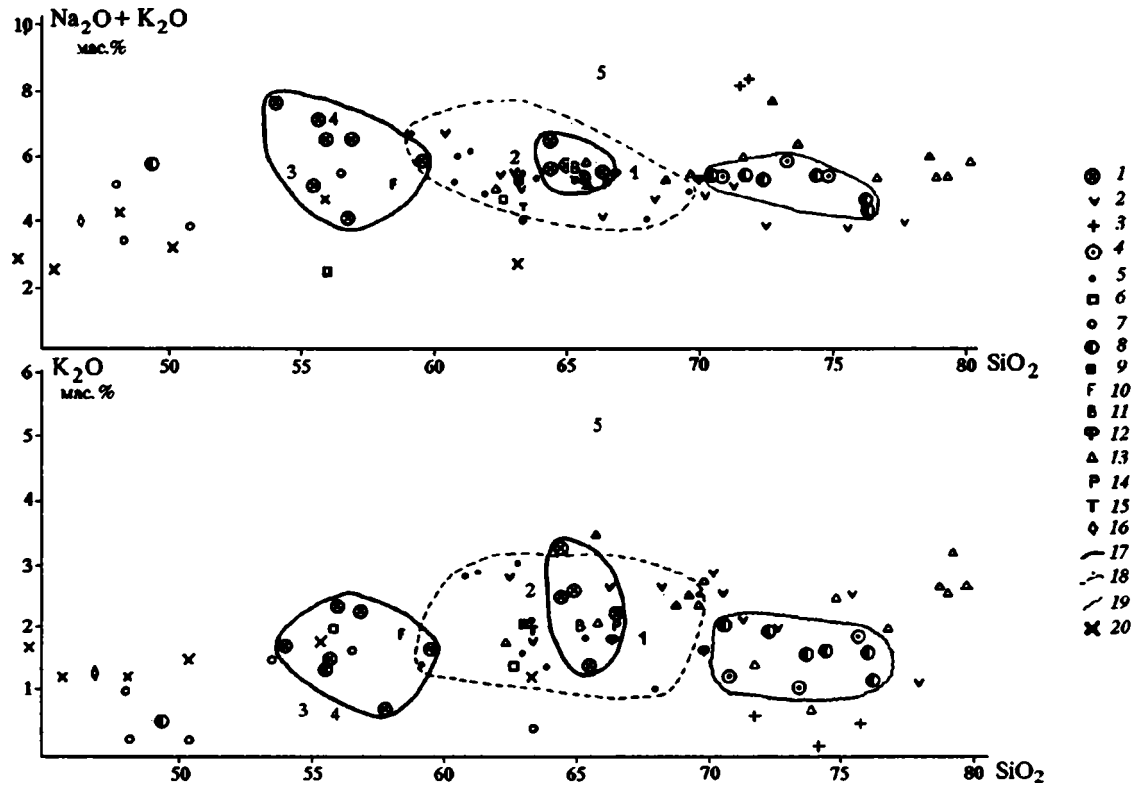


Рис. 29. Диаграммы $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$

Комплексы: 1—5, 8 — флишoidные: 1—3 — п-ова Шмидта, Сахалин (сеноман—турон): 1 — песчаники, 2 — пепловые туфы, 3 — туфосилициты, 4, 5 — Восточно-Сахалинских гор (коньяк—кампан) (данные: 4 — автора, 5 — В.М.Гранника), 8 — Вывенско-Ватынской зоны (альб—кампан); 6 — трахиандезит—трахибазальтовый п-ова Шмидта (коньяк—кампан); 7 — малокурильской свиты (маастрихт); 9 — угленосный р. Выходной (мезозой); 10, 11 — современные глубоководные пески: 10 — фронтальной части островной дуги (среднее по 9 обр.), 11 — задуговых бассейнов (среднее по 27 обр.); 12, 13, 16 — песчаники: 12 — францисканской формации (среднее по 21 обр.), 13 — Японии, 16 — Филиппинского моря; 14 — граувакки (средний состав по 6 обр.); 15 — турбидиты древние. Цифры на диаграмме: 1 — звгеосинклинальные песчаники (среднее по 21 обр.); 2 — песчаники мела Папуа-Новой Гвинеи (обр. 61); 3 — вулканогенные граувакки девона Австралии; 4 — плагиоклазовая граувакка карбона Австралии; 5 — аркозы триаса штата Коннектикута США. 17—19 — поля фигуративных точек состава песчаников флишoidных комплексов: 17 — п-ова Шмидта, 18 — Восточно-Сахалинских гор, 19 — Вывенско-Ватынской зоны; 20 — вулканогенные и вулканотерригенные песчаники хребта Кумроч. Исползованы данные о составе бескарбонатных песчаников из работ, перечисленных в тексте

Т а б л и ц а 1 6
Химический и модальный составы измененных пепловых туфов (мас.%)

Оксиды	888	843	823	812	746	243/86
SiO ₂	74,23	70,74	75,78	78,04	63,54	67,50
TiO ₂	0,12	0,19	0,12	0,14	0,43	0,30
Al ₂ O ₃	14,27	14,36	9,59	10,52	12,37	12,90
Fe ₂ O ₃	0,27	0,43	0,29	0,28	1,55	1,29
FeO	0,98	2,52	7,13	2,66	9,07	1,74
MnO	0,00	0,04	0,08	0,05	0,14	0,06
MgO	0,30	1,13	0,97	0,69	3,05	1,56
CaO	0,10	0,78	1,68	2,63	3,58	7,06
Na ₂ O	8,20	4,40	0,96	2,60	3,20	0,38
K ₂ O	0,11	2,40	2,36	0,98	1,66	0,17
P ₂ O ₅	0,00	0,05	0,05	0,05	0,24	0,29
H ₂ O ⁺	0,33	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁻	0,04	0,64	0,38	0,07	0,46	
CO ₂	0,00	0,08	0,18	Не опр.	Не опр.	0,22
П.п.п.	0,00	1,88	0,39	0,97	0,04	6,29
Сумма	98,95	99,64	99,96	99,68	99,33	99,76
Модальный состав (%)						
Кварц	23					50
Альбит (Ап ₄)	75					0
Ломонтит (+пренит)	0					43
Хлорит	2					0
Селадонит	0					7

П р и м е ч а н и е. Местонахождение образцов: 888, 843, 812, 746 — п-ов Шмидта (Сахалин); 243/86 — хребт Сев. Кумроч (Камчатка). Анализы выполнены: в химической лаборатории ГИН РАН, ВКГРЭ (г. Воркута) и Укрчерметгеология (г. Керчь). Модальный состав обр. 843, 823, 812, 746 не определялся, минеральный состав этих образцов см. в тексте.

немеловых обвальнo-оползневых зонах олистолиты серпентинитов (березовская свита), которые отмечены Ю.Н.Разнициным, можно связать с присутствием в спилит-кератофировом комплексе протрузивных серпентинитов. Как показано ранее, протрудирование серпентинитов в спилит-кератофировую серию вулканитов происходило в гидротермальную стадию его преобразования [Юркова, 1991].

ПОРОДНЫЕ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ХРЕБТА СЕВЕРНЫЙ КУМРОЧ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Хребт Кумроч расположен на северо-востоке Камчатки, простираясь в северо-восточном направлении на расстояние около 220—230 км при ширине около 45 км. Тектонические структуры этого хребта на западе по системе крутых сбросов сочленяются с грабенообразной Центрально-Камчатской депрессией, на востоке по крупному региональному надвигу Гречишкина — с Тюшевским прогибом. Обе эти впадины выполнены кайнозойскими и четвертичными образованиями, а в Центрально-Камчатской депрессии расположена группа четвертичных вулканов (северное окончание Курило-Камчатской дуги). В покровно-чешуйчатой структуре хребта Кумроч выделяются комплексы островной дуги и преддугового бассейна [Зинкевич, Константиновская, Магакан, Цуканов, 1990; Цуканов, 1991].

На примере этого хребта представляется возможным проследить смену породных и минеральных ассоциаций вулканогенно-осадочных комплексов на внешнем склоне островной дуги от мелководных до глубоководных образований во взаимосвязи с формированием островодужных вулканических серий.

В этом случае хребт Кумроч предстает как полигон для структурно-вещественного изучения предостроводужных и островодужных комплексов верхнего мела—нижнего палеогена, характерных для северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана. Детальные исследования строения и состава

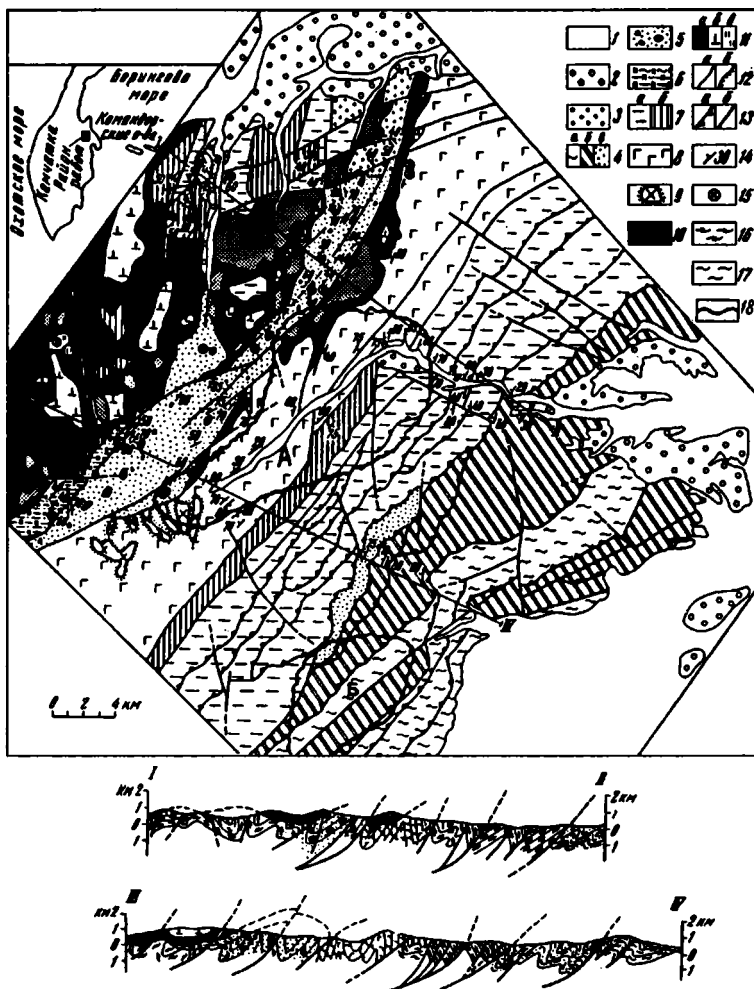


Рис. 30. Схематическая геологическая карта северной части хребта Кумроч [Цуканов, Зинкевич, 1987]

1 — четвертичные отложения; 2 — плиоценовые отложения; 3, 4 — палеогеновые отложения: 3 — правократонская свита эоцена—олигоцена, 4 — ветловский комплекс (маастрихт—палеоцен): а — нижняя часть, б — средняя, в — верхняя; 5—8 — отложения верхнего мела—даниа, толщи: 5 — остряковская (верхний маастрихт—дат), 6 — лотонская (нижний маастрихт), 7 — уколкинская (верхний кампан—маастрихт): а — нижняя часть, б — верхняя, 8 — алтынская (верхний кампан); 9 — субвулканические тела кислого и среднего состава; 10 — серпентинитовый меланж; 11 — блоки в меланже: а — габбро, б — массивные перидотиты, в — кремнистые породы; 12 — геологические границы: а — согласные, б — несогласные; 13 — разрывные нарушения: а — надвиги, б — недифференцированные; 14 — элементы залегания, цифры — углы падения пород; 15 — места находок микрофауны. На профиле (16—17): 16 — уколкинская толща (нижняя часть), 17 — ветловский комплекс (средняя часть); 18 — границы исследованных полигонов А и Б

этих образований были проведены в пределах двух участков, где выделяются следующие структурно-формационные комплексы: I — мелководный, с преимущественно вулканическими породами (алтынская толща, верхний кампан); II — вулканогенно-осадочный, сформированный в условиях расчлененного рельефа (уколкинская толща, верхний кампан-маастрихт) с турбидитно-оползневыми и турбидитно-гемипелагическими отложениями; III — относительно глубоководный с турбидитно-гемипелагическими и кремнистыми отложениями (ветловский комплекс, маастрихт—палеоцен) (рис. 30).

Далее последовательно рассматриваются породные и минеральные ассоциации выделенных структурно-формационных комплексов, сформированных в различных зонах внешнего склона развитой энсиматической островной дуги и предостроводужного трога.

ПЕРВЫЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС. АЛТЫНСКАЯ ТОЛЩА (ВЕРХНИЙ КАМПАН)

В разрезе алтынской толщи сочетаются горизонты псаммито-псефитовых туфов и вулканических брекчий с потоками массивных, подушечных и агломератовых базальтов и андезитобазальтов. Постоянно присутствуют горизонты ритмичного переслаивания туфопесчаников, вулканотерригенных песчаников и алевролитов, окремненных туфоалевролитов мощностью от 8—10 до 10—50 м. Характерны экструзивные и субинтрузивные тела высокоглиноземистых диорит-порфиритов, переходных по составу к монодиоритам (табл. 17). Форма тел пластобразная, штоко- и силлообразная с обильными апофизами и жилами. Ниже приводится последовательное (гипсометрически снизу вверх) описание крутопадающих (60—80°) горизонтов и слоев алтынской толщи, прослеженных во врезе левого притока р. Алтын в среднем ее течении:

Мощность, м

1. Массивные, агломератовые лавы афировых и спорадопорфиритовых базальтов, измененных по типу спилитизации. Они включают редкие линзовидные слои (до 1,0 м) гялокластитов. Есть полосы (1,2 м) разлинзования и рассланцевания измененных базальтов и туфов 15
2. Псаммито-псефитовые туфы базальтов преимущественно массивной текстуры со слоями (до 2 м) бомбовых образований. Градации размеров обломков, см: 1—2; 3; 5; 7; 8; 12; 25—30. В нижней части присутствуют пачки (10 м) переслаивания песчаных туфов, вулканотерригенных песчаников и алевролитов, туфопелитов и кремнистых аргиллитов, испытавших оползание с нарушением напластования и подворотом слоев. В средней части выявлен пласт (10 м) агломератовых лав. В верхней половине горизонта туфов вырисовываются куполовидные блоки длиной у основания до 300 м, высотой 50—70 м. Блоки окаймляются вулканическими брекчиями. Размеры обломков от 3—5 до 50 см. Состав их — миндалекаменные буроцветные, темно-серые и зеленоцветные порфиритовые базальты. Есть зоны разлинзования и рассланцевания 300
3. Подушечные лавы плагиофировых базальтов, переходных к мегаплагиофировым 10
4. Чередование массивных с плитчатой и крупноплитчатой отдельностью пироксен-плагиофировых лав (10—12 м), буроцветных, миндалекаменных базальтов и зеленоцветных андезитобазальтовых порфиритов с псефитовыми туфами (3—12 м) с пластом (6 м) мегаплагиофировых базальтов в средней части 80
5. Туфы псаммито-псефитовые с пластом (2 м) агломератовых лав базальтов со штокообразными экструзивными телами диоритовых порфиритов 10
6. Туфы псаммито-псефитовые 15
7. Чередование лав порфиритовых базальтов с туфами, сходное с горизонтом 4 35
8. Псаммито-псефитовые туфы базальтов с пластами (1,5 м) лав порфиритовых базальтов и пачками (9—10 м) ритмичного переслаивания окремненных туфоаргиллитов и измененных пелловых туфов (0,2—0,25 м) с туфопесчаниками, туфоалевролитами и туффитами, для которых характерно неравномерное распределение туфового материала. Отложения этих пачек испытали подводное брекчирование и оползание 280
9. Родингиты апотуфовые с ксонотлитом 0,3—1,0
10. Гидротермально-метасоматические серпентиниты >10

Завершая описание разреза, следует отметить биметасоматическое взаимодействие комплексов в зонах субвертикальных (80—85°) контактов туфов и гипербазитов. Температура формирования биметасоматических пород (родингитов), оцененная по ксонотлитовому геотермометру, составляет 160—180°C [Юркова, 1991]. По петрографическим и химическим характеристикам среди базальтов выделено 4 типа (группы) (см. табл. 17).

Т а б л и ц а 17
Химический и нормативный (CIPW) составы основных типов магматических пород алтынской толщи хребта Северный Кумроч (вес.%)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	50,56	49,66	47,52	51,10	56,68	48,08	55,52	50,95	46,00	56,94	59,58	68,02	69,96	55,04	55,72	58,11
TiO ₂	0,62	0,58	0,74	0,90	0,76	0,74	0,78	0,50	0,90	0,48	0,74	0,44	0,62	0,70	0,44	0,59
Al ₂ O ₃	20,17	18,85	17,44	16,71	17,35	19,63	17,16	20,71	18,10	16,05	15,66	9,85	10,27	19,19	18,90	19,15
Fe ₂ O ₃	4,66	3,73	4,70	5,15	5,88	8,19	5,26	2,35	7,82	4,53	4,73	4,83	3,46	5,02	3,35	4,17
FeO	2,58	3,11	5,75	2,73	2,05	1,52	3,26	6,52	2,36	2,70	2,15	2,49	2,36	2,95	3,38	2,66
MnO	0,12	0,15	0,24	0,15	0,15	0,15	0,15	0,13	0,19	0,18	0,10	0,06	0,11	0,16	0,17	0,14
MgO	3,12	3,12	6,25	5,24	2,21	3,48	3,12	2,36	5,47	2,47	2,34	1,50	2,73	3,12	3,68	2,46
CaO	5,61	7,42	11,04	10,94	7,24	8,15	5,97	10,45	5,25	6,33	5,43	4,71	3,98	8,33	7,92	8,24
Na ₂ O	1,90	1,92	2,07	2,10	2,93	3,53	3,55	3,20	5,72	3,04	3,20	1,00	1,85	2,93	3,10	3,37
K ₂ O	1,21	0,98	1,74	1,09	2,29	1,84	2,29	0,78	0,61	0,88	2,75	3,54	1,26	0,93	0,94	0,60
P ₂ O ₅	0,34	0,34	0,09	0,23	0,19	0,16	0,50	0,10	0,40	0,34	0,17	0,06	0,44	0,17	0,18	0,22
CO ₂	2,58	5,00	0,07	0,44	0,22	0,96	0,54	0,56	0,15	2,80	0,81	0,22	0,29	0,07	0,49	0,03
П.п.п.	8,63	10,07	2,26	3,69	1,83	4,07	1,96	1,15	6,74	5,64	2,84	3,52	2,66	1,05	2,17	0,40
Сумма	99,52	99,93	99,84	100,03	99,56	99,54	99,52	99,20	99,56	99,58	99,69	100,02	99,70	99,59	99,95	100,11

Q	26,17	27,91	0,00	8,99	14,47	1,13	11,26	2,63	0,00	26,90	18,11	39,18	43,51	13,13	12,13	16,10
Or	7,15	5,79	10,28	6,44	13,53	10,87	13,53	4,61	3,60	5,20	16,25	20,92	7,45	5,50	5,56	3,55
Ab	16,08	16,25	17,52	17,77	24,79	29,87	30,04	27,08	41,13	25,72	27,08	8,46	15,65	24,79	26,23	28,52
An	9,30	2,98	33,16	32,95	27,43	32,29	22,94	39,84	21,91	11,48	20,25	11,93	15,04	36,47	34,88	35,36
Ne	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,94	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	12,33	13,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	0,00	0,00	5,89	0,00	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00
Di	0,00	0,00	16,54	13,26	4,56	0,80	0,00	6,56	0,45	0,00	0,36	7,51	0,00	2,59	0,11	3,07
Hu	7,86	9,72	6,54	6,90	3,39	8,29	8,40	12,02	0,00	6,91	5,66	0,25	7,45	6,97	12,14	5,41
Ol	0,00	0,00	5,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mt	6,76	5,41	6,81	6,68	4,89	3,24	7,63	3,41	5,62	6,57	5,11	6,95	5,02	7,28	4,86	6,05
Il	1,18	1,10	1,41	1,71	1,44	1,41	1,48	0,95	1,71	0,91	1,41	0,84	1,18	1,33	0,84	1,12
Hem	0,00	0,00	0,00	0,54	2,50	5,95	0,00	0,00	3,95	0,00	1,21	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Ap	0,79	0,79	0,21	0,53	0,44	0,37	1,16	0,23	0,93	0,79	0,39	0,14	1,02	0,39	0,42	0,51
Cc	5,87	11,37	0,16	1,00	0,50	2,18	1,23	1,27	0,34	6,37	1,84	0,50	0,66	0,16	1,11	0,07
Сумма	93,49	94,86	97,66	96,77	97,94	96,40	98,11	98,60	92,98	96,74	97,67	96,72	97,33	98,61	98,28	99,76
an	37	16	65	65	53	52	43	60	35	31	43	59	49	60	57	55

Примечание. 1—11 — базальты и андезитобазальты групп: 1, 2 — первой, 3—5 — второй, 6—8 — третьей, 9—11 — четвертой; 12, 13 — гидротермально-метасоматические породы; 14—16 — высокоглиноземистые диорит-порфириды. Образцы: 1—7 и 9—11 — Р.М.Юрковой, 1986 г., 8 — В.А.Селиверстова [Селиверстов, 1978], 15, 16 — Б.И.Сляднева, 1984 г. Нормативный состав по программе CIPW на компьютере ХТ: Q — кварц, Or — ортоклаз, Ab — альбит, An — анортит, Ne — нефелин, C — корунд, Di — диоксид, Hu — гиперстен, Ol — оливин, Mt — магнетит, Il — ильменит, Hem — гематит, Ap — апатит, Cc — кальцит, an — номер расчетного плагиоклаза. Химические лаборатории: 1—7 и 9—14 — управления Укрчерметгеология (г. Керчь); 7, 15, 16 — Камчатского ТГУ. Содержание H_2O^+ и H_2O^- : 1—14 — не определялось, 15 — 1,68 и 0,00; 16 — 0,13 и 0,24 соответственно.

1. Афировые и спорадофировые базальты со спилитовой или ориентированной микролитовой структурами основной массы. Породы испытали изменения по типу спилитизации (возможно, и наложенной пропилитизации), что выражается в деанортитизации плагиоклазов, замещении их аномально двупреломляющим хлоритом и кальцитом. Интерстиции сложены тонкозернистым магнетит-хлоритовым веществом с лейкоксеном и кальцитом. В некоторых образцах присутствует кварц в виде пойкилообластов и мелкозернистых сегрегаций (табл. 17, гр. 1,2).

2. Миндалекаменные пироксен-плагиоклазовые сериально- (крупно-, средне-, мелко-) полипорфировые базальты. Для них характерны гиалопилитовые, с участками кристаллитовой и вариалито-дендритовой, реже интерсентальные структуры основной массы. В эту группу включены как буроцветные разности с обильными мельчайшими (10—30 мкм) кристаллами магнетита, часть которых замещена гидроокислами железа, так и темно-серые зеленоватых оттенков породы с относительно крупными (до 1 мм) зернами ферришпинелидов, в разной мере замещенных хлоритом: от разветвленной сетки прожилков до полных псевдоморфоз.

Заполнение везикул и миндалин — одноминеральное и полиминеральное зональное. Минералы представлены цеолитами (анальцим, натролит), селадонитом, смектитом, кальцитом (табл. 18, 19). Повышенное содержание щелочей в химическом составе базальтов обусловлено присутствием в них баркевикита, биотита, анальцима, т.е. магматических или раннепостмагматических (дейтерических) минералов, что может свидетельствовать о тенденции перехода к субще-

Т а б л и ц а 1 8

Химический состав цеолитов, апофиллита и пренита из вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов хр. Кумроч (мас. %, ф.е.) по данным электронно-зондового микроанализа

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	55,90	69,16	68,87	55,09	40,58	40,83	45,81	47,43	55,32
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	23,03	14,08	14,11	0,23	29,89	29,38	27,01	25,98	22,63
Fe ₂ O ₃	0,00	0,89	1,25	0,24	0,46	0,00	0,10	0,08	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,20	2,17	0,01	0,01	0,00	0,00
CaO	0,14	5,51	5,46	25,53	12,12	12,58	10,28	10,47	0,26
Na ₂ O	12,02	0,88	0,93	0,02	2,83	3,72	4,15	3,96	11,89
K ₂ O	0,19	0,32	0,35	3,94	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Сумма	91,28	90,84	90,97	85,25	88,09	86,55	87,39	87,93	90,11

Ионы	96(O)	72(O)	25 зарядов	80(O)	240(O)	96(O)			
Si	32,65	29,09	28,99	4,03	21,16	21,68	71,14	72,74	32,70
Al	15,83	6,97	6,97	0,01	18,34	18,37	49,34	46,96	15,74
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,30	0,40	0,02	0,19	0,00	0,19	0,18	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,05	1,69	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,07	2,47	2,47	4,00	6,76	7,17	17,13	17,22	0,18
Na	13,59	0,71	0,76	0,00	2,88	3,83	12,49	13,08	13,62
K	0,14	0,15	0,20	0,74	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Si/Al	2,06	4,17	4,14	4,03	1,15	1,18	1,44	1,55	2,08

П р и м е ч а н и е . Комплексы: 1—12 — хапицкий, 13—20 — ветловский. Толщи: 1—4 — алтынская, 5—12 — уколкинская. Минералы: 1, 9, 17, 20 — анальцимы; 2, 3 — цеолиты гейландитовой группы; 4 — апофиллит; 5, 6, 13, 14 — томсониты; 7, 8, 15 — мезолиты; 18, 19 — натриевые вайрациты. Местонахождение: 1 — базальт второй группы, миндалина (обр. 147/86); 2, 3 — гидротермально-метасоматически измененные базиты (обр. 143/86); 4 — мегаплагиофировый базальт, везикула (обр. 138/86); 5—9 — базальт, миндалина и везикулы (обр. 122/86); 10—12 — апелотуфовый метасоматит, псевдоморфозы (обр. 243/86); 10, 12 — по плагиоклазовым кристаллообластам, 11 —

лочному составу магмы (см. табл. 17, гр. 3—5). В верховьях р. Алтын выявлены меланократовые типы базальтов с псевдоморфозами хлорита и амфибола по ортопироксенам.

3. Мегаплагифиновые базальты и андезитобазальты. Структура гломеропорфировая. Размеры вкрапленников плагиоклазов (Ап₈₁₋₈₂) до 1,5 см и более. Структуры основной массы варьируют от гялиновой до гялопилитовой. Наиболее часты кристаллитовая и вариодитово-дендритовые структуры, сформированные в результате быстрой и неполной раскристаллизации расплава. В этом случае микролиты плагиоклаза и клинопироксенов, а также пластинки биотита не имеют ровных кристаллографических торцовых ограничений. Им присущи зубчатые окончания. Основная масса, чаще всего из-за разложения и окисления рудных дендритов, окрашена в бурые цвета. Везикулы и миндалины нехарактерны для этого типа базальтов. Редкие везикулы выполнены триоктаэдрическим смектитом с $d_{060} = 1,540$ или селадонитом и апофиллитом (см. табл. 18, 19, обр. 138/86).

Источником повышенных содержаний щелочей в мегаплагифиновых базальтах и андезитобазальтах служит мезостазис, особенно в случае плохой раскристаллизации основной массы породы при формировании гялиновых или дендритовых структур с кристаллами клинопироксенов, плагиоклазов, биотита (см. табл. 17, гр. 6—8). По петрографическим и химическим характеристикам они могут быть сопоставлены с базальтами и андезитобазальтами известково-щелочной серии с субщелочным составом основной массы породы или измененными

10	11	12	13	14	15	16	17*	18	19	20
53,16	53,00	42,75	39,84	40,07	46,05	44,36	56,09	55,33	54,93	56,69
0,00	0,00	0,00	0,00	0,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
22,50	22,28	20,09	30,09	30,29	26,52	28,02	22,31	22,46	22,36	22,78
0,00	0,04	4,27	0,05	0,05	0,01	0,04	0,00	0,02	0,01	0,00
0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
12,33	12,22	26,02	12,86	12,11	10,48	10,75	1,24	7,73	9,23	0,65
0,00	0,00	0,01	4,21	3,95	4,57	3,93	10,81	5,15	3,86	11,12
0,06	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
88,05	87,58	93,14	87,07	87,09	87,63	87,10	90,78	90,70	90,40	91,24

48(O)		11(O)	80(O)		240(O)	80(O)	96(O)			
16,04	16,07	3,05	21,15	21,18	71,51	22,84	32,89	32,48	32,38	32,90
7,96	7,94	1,69	18,80	18,83	48,42	17,00	15,41	15,50	15,46	15,66
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
3,98	3,85	1,99	7,32	6,85	17,41	5,94	0,77	4,86	5,83	0,42
0,00	0,00	0,00	4,33	4,06	13,78	3,89	12,24	5,85	4,38	12,57
0,005	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
2,01	2,02	1,80	1,12	1,12	1,48	1,34	2,13	2,09	2,09	2,10

по витрокласту; 13—19 — андезитобазальтовые порфириты (обр. 150 и 151/87); 13—15, 17—19 — миндалины и везикулы, 16 — апоплагиоклазовая псевдоморфоза; 20 — апопелотуфовый метасоматит (обр. 142/87), псевдоморфоза по пепловому витрокласту. SrO и BaO во всех образцах отсутствуют. Суммарное железо представлено в форме Fe₂O₃. Анализы этой и следующих таблиц выполнены на приборе MS-46 (ГИН РАН). Точность анализов ±2—3 мас. % к сумме окислов. Значения менее 0,01 мас. % приняты за нулевые. * — присутствует 0,32 Cr₂O₃.

Т а б л и ц а 19

Химический состав минералов из вулканических и вулканогенно-осадочных пород хр.Кумроч по данным электронно-зондового микроанализа (мас.%, ф.е.)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	1,05	25,89	27,87	52,98	56,23	55,02	59,62	48,67	46,87	31,92	45,10	58,09	48,19	40,93
TiO ₂	5,68	2,02	2,51	0,17	0,06	0,00	0,00	0,07	0,07	0,46	0,00	0,30	0,00	0,09
Al ₂ O ₃	7,84	9,19	5,99	3,51	6,11	6,22	5,53	6,68	5,18	14,69	29,03	2,98	8,38	13,14
Cr ₂ O ₃	0,07	0,00	0,00	0,17	0,11	0,24	0,14	0,07	0,07	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00
FeO	34,37*)	34,00	36,28	0,00	0,00	0,00	0,00	9,15	9,18	26,62	3,05	7,89	14,74	9,30
Fe ₂ O ₃	42,91	0,00	0,00	17,55	15,50	13,75	14,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,21	0,21	0,19	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,42	0,20	0,27	0,10	0,00
MgO	8,20	10,72	9,46	10,33	7,04	10,19	8,35	21,67	21,17	12,20	5,24	16,18	14,29	25,62
CaO	0,10	1,52	2,63	0,11	0,32	0,67	0,16	1,98	2,01	1,03	0,53	13,23	1,97	0,89
Na ₂ O	0,00	0,13	0,11	0,00	0,00	0,14	0,00	0,12	0,13	0,02	0,15	0,22	0,02	0,00
K ₂ O	0,03	0,00	0,00	9,93	8,43	8,23	9,08	9,11	0,10	0,00	5,62	0,00	0,44	5,35
Сумма	100,46	83,68	85,04	94,78	93,85	94,49	97,50	88,55	84,81	87,38	88,94	99,18	88,15	95,32

Ионы	4(O)	14(O)		11(O)			11(O)			14(O)	11(O)	23(O)	11(O)	
Si	0,03	3,09	3,32	3,78	3,93	3,82	4,00	3,53	3,56	3,37	3,17	7,99	3,60	2,86
Al ^{IV}	0,32	0,91	0,68	0,22	0,07	0,18	0,00	0,47	0,44	0,63	0,83	0,01	0,40	1,08
Al ^{VI}		0,38	0,16	0,07	0,43	0,33	0,43	0,10	0,02	1,20	1,58	0,47	0,33	0,00
Ti	0,15	0,18	0,22	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,00	3,38	3,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,55	0,58	2,35	0,18	0,90	0,92	0,54
Fe ³⁺	1,12	0,00	0,00	0,94	0,81	0,72	0,73	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,005	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,03	0,005	0,00
Mg	0,43	1,92	1,69	1,10	0,74	1,06	0,84	2,36	2,41	1,93	0,55	3,33	1,60	2,68
Ca	0,005	0,19	0,34	0,01	0,02	0,05	0,01	0,15	0,16	0,11	0,04	1,95	0,15	0,07
Na	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,91	0,78	0,73	0,77	0,005	0,01	0,00	0,51	0,00	0,04	0,72
$\frac{Fe_{\text{сум}}}{Fe_{\text{сум}}+M}$	0,83	0,64	0,68	0,46	0,53	0,40	0,46	0,19	0,19	0,55	0,25	0,21	0,60	0,17

Примечание: 1 — ферришпинелид; 2, 3 — апорудные железистые хлориты; 4—7 — селадониты; 8, 9 — апооливиновые сапониты; 10, 12 — апопироксеновые магнезиально-железистый хлорит и актинолит; 11 — смешанослойный минерал слюда-сметит; 13 — триоктаэдрический смектит ($d_{060}=1,540$ ангстрем); 14 — слюдистый минерал типа вермикулитизированного биотита. Породы: 1—4, 6 и 8—12 — базальты: 1, 4, 8, 9, 12 — миндалекаменный (обр. 136/86); 2, 3, 11 — гидротермально-метасоматически измененные (обр. 140/86, 157/86); 6, 13 — мегаплагиофировый (обр. 138/86); 10, 12 — переходного типа (обр. 166/86); 5 — гидротермально-метасоматическая порода (обр. 253/86); 7 — апопеллотуфовый метасоматит (обр. 243/86). *) — разделение железа исходя из теоретического состава. Точность анализов $\pm 2-3$ мас. % к сумме окислов. К нулевым отнесены содержания менее 0,01 мас. %.

Т а б л и ц а 19

Химический состав минералов из вулканических и вулканогенно-осадочных пород хр.Кумроч по данным электронно-зондового микроанализа (мас.%, ф.е.)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	1,05	25,89	27,87	52,98	56,23	55,02	59,62	48,67	46,87	31,92	45,10	58,09	48,19	40,93
TiO ₂	5,68	2,02	2,51	0,17	0,06	0,00	0,00	0,07	0,07	0,46	0,00	0,30	0,00	0,09
Al ₂ O ₃	7,84	9,19	5,99	3,51	6,11	6,22	5,53	6,68	5,18	14,69	29,03	2,98	8,38	13,14
Cr ₂ O ₃	0,07	0,00	0,00	0,17	0,11	0,24	0,14	0,07	0,07	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00
FeO	34,37*)	34,00	36,28	0,00	0,00	0,00	0,00	9,15	9,18	26,62	3,05	7,89	14,74	9,30
Fe ₂ O ₃	42,91	0,00	0,00	17,55	15,50	13,75	14,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,21	0,21	0,19	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,42	0,20	0,27	0,10	0,00
MgO	8,20	10,72	9,46	10,33	7,04	10,19	8,35	21,67	21,17	12,20	5,24	16,18	14,29	25,62
CaO	0,10	1,52	2,63	0,11	0,32	0,67	0,16	1,98	2,01	1,03	0,53	13,23	1,97	0,89
Na ₂ O	0,00	0,13	0,11	0,00	0,00	0,14	0,00	0,12	0,13	0,02	0,15	0,22	0,02	0,00
K ₂ O	0,03	0,00	0,00	9,93	8,43	8,23	9,08	0,11	0,10	0,00	5,62	0,00	0,44	5,35
Сумма	100,46	83,68	85,04	94,78	93,85	94,49	97,50	88,55	84,81	87,38	88,94	99,18	88,15	95,32

Ионы	4(O)	14(O)		11(O)			11(O)			14(O)	11(O)	23(O)	11(O)	
Si	0,03	3,09	3,32	3,78	3,93	3,82	4,00	3,53	3,56	3,37	3,17	7,99	3,60	2,86
Al ^{IV}	0,32	0,91	0,68	0,22	0,07	0,18	0,00	0,47	0,44	0,63	0,83	0,01	0,40	1,08
Al ^{VI}		0,38	0,16	0,07	0,43	0,33	0,43	0,10	0,02	1,20	1,58	0,47	0,33	0,00
Ti	0,15	0,18	0,22	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	1,00	3,38	3,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,55	0,58	2,35	0,18	0,90	0,92	0,54
Fe ³⁺	1,12	0,00	0,00	0,94	0,81	0,72	0,73	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,005	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,03	0,005	0,00
Mg	0,43	1,92	1,69	1,10	0,74	1,06	0,84	2,36	2,41	1,93	0,55	3,33	1,60	2,68
Ca	0,005	0,19	0,34	0,01	0,02	0,05	0,01	0,15	0,16	0,11	0,04	1,95	0,15	0,07
Na	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,91	0,78	0,73	0,77	0,005	0,01	0,00	0,51	0,00	0,04	0,72
$\frac{Fe_{сум}}{Fe_{сум}+M}$	0,83	0,64	0,68	0,46	0,53	0,40	0,46	0,19	0,19	0,55	0,25	0,21	0,60	0,17

Примечание: 1 — ферришпинелид; 2, 3 — апорудные железистые хлориты; 4—7 — селадониты; 8, 9 — апооливиновые сапониты; 10, 12 — апопироксеновые магнезиально-железистый хлорит и актинолит; 11 — смешанослойный минерал слюда-сметит; 13 — триоктаэдрический смектит ($d_{060}=1,540$ ангстрем); 14 — слюдистый минерал типа вермикулитизированного биотита. Породы: 1—4, 6 и 8—12 — базальты: 1, 4, 8, 9, 12 — миндалекаменный (обр. 136/86); 2, 3, 11 — гидротермально-метасоматически измененные (обр. 140/86, 157/86); 6, 13 — мегаплаггиофировый (обр. 138/86); 10, 12 — переходного типа (обр. 166/86); 5 — гидротермально-метасоматическая порода (обр. 253/86); 7 — апопеллотуфовый метасоматит (обр. 243/86). *) — разделение железа исходя из теоретического состава. Точность анализов $\pm 2-3$ мас. % к сумме окислов. К нулевым отнесены содержания менее 0,01 мас. %.

высокоглиноземистыми плагиотолитами, которые характеризуют вулканизм энсиматических островных дуг [Магматические ..., 1985; Хубуная, 1987]. В первом случае образование этих базальтов связывается с вулканизмом поздних стадий, а во втором — ранних этапов развития энсиматических островных дуг. С.А.Хубуная обращает внимание на аналоги высокоглиноземистых плагиотолитов во внешних грядках и вулканическом фундаменте некоторых Тихоокеанских дуг. Мегаплагиофиновые базальты и андезитобазальты связаны переходными разностями с ранее рассмотренными базальтами второй группы.

Состав плагиоклазов (вкрапленников и микролитов) в переходных разностях и миндалекаменных пироксен-плагиофиновых базальтах варьирует в пределах лабрадор-битовнит ($An_{68} - An_{86}$). Микролиты представлены преимущественно лабрадором (An_{66}). Для вкрапленников переходных разностей базальтов и андезитобазальтов характерны обильные флюидные и стекловатые включения.

Клинопироксены рассмотренных групп базитов представлены авгитом ($Wo_{36-40}En_{46-49}Fs_{14-15}$) и авгит-салитами ($Wo_{45}En_{43-44}Fs_{11-12}$). Оливины в неизменном состоянии не выявлены. Выборочные определения состава различных псевдоморфоз позволили установить образование сапонита в псевдоморфозах по оливину, амфибола и хлорита — по ортопироксенам, железистого хлорита — по рудным минералам (см. табл. 19).

4. Интенсивно измененные преимущественно миндалекаменные базальты. Для них характерно развитие цеолитов (анальцим, натролит) и смектита по плагиоклазам, вплоть до образования цеолит-смектитовых псевдоморфоз, замещения клинопироксенов актинолитом, а рудных компонентов — железистым хлоритом. В основной массе породы развиты смектит или смешанослойный слюда-смектит (рис. 31, обр. 157/86; см. табл. 19). Дифракционные кривые обр. 157/86 удовлетворительно соответствуют дифракционным кривым, рассчитанным для смешанослойных структур иллита-монтмориллонита при $S = 1$ и $W_i/W_m = 0,7/0,3$. В образце присутствует также хлорит (рефлексы с $d = 14,2; 7,14; 4,72; 3,53 \text{ \AA}$) и слюдястый минерал (рефлекс с $d = 10 \text{ \AA}$). Эти преобразования с формированием псевдоморфоз и палимпсестовой структуры породы можно оценивать как флюидно-автометаморфические. В случае наложенного полного гидротермально-метасоматического изменения базальтов и туфов, когда неразличимы первичные структуры, формируются кварц (халцедон)-смектит-селадонит-цеолитовые породы с сегрегационным распределением минералов. Химический состав базальтов представлен в табл. 17 (гр. 9—13). Высокоглиноземистые диорит-порфириды, возможно, комагматичны мегаплагиофировым базальтам и андезитобазальтам или переходным к ним породам. Породы окрашены в серые и светло-серые цвета. Вкрапленники в них составляют часто почти половину объема породы. Характерны крупные вкрапленники плагиоклазов основного состава (лабрадор-битовнит), которые сочетаются с вкрапленниками клинопироксена и роговой обманки, а также биотита, реже — кварца хорошо кристаллографически выраженной формы. В мелких экструзивных телах вкрапленники роговых обманок имеют опалитовые каймы. В микрокристаллической основной массе породы присутствуют калиевый полевой шпат (5—8 мас.%) и анальцит (до 10 мас.%). По химическому составу эти породы отличаются от диоритов более высоким содержанием Al_2O_3 и CaO и низким K_2O (см. табл. 17, гр. 14—16).

Из цеолитов в породах алтынской толщи выявлены анальцим, натролит и цеолит гейландитовой группы. Они диагностированы по данным рентгеноструктурного и электронно-зондового микроанализа (рис. 32, см. табл. 18). Прослеживается связь состава цеолитов с группами ранее рассмотренных базитов. Так, анальцим и натролит являются характерными минералами миндалекаменных базальтов второй группы. Они заполняют миндалины и развиваются по плагиоклазам в местах скоплений в них флюидных включений или проявления деформаций. Натролит чаще всего заполняет центральные участки миндалин, замещая при этом анальцим. На контакте цеолитов с породой в краях миндалин сформир-

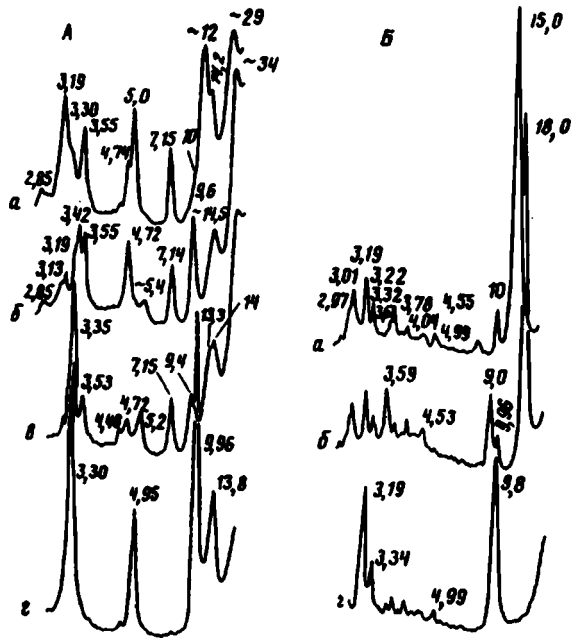


Рис. 31. Дифракционные кривые фракций < 0,001 мм образцов: А — 157/86, Б — 138/86

Образцы: а — воздушно-сухой, б — насыщенный глицерином, в — насыщенный этиленгликолем, з — прокаленный при $T=550^{\circ}\text{C}$ в течение двух часов

ровались узкие каемки (10—20 мкм) селадонита или слюдистого минерала типа вермикулитизированного биотита (см. табл. 19).

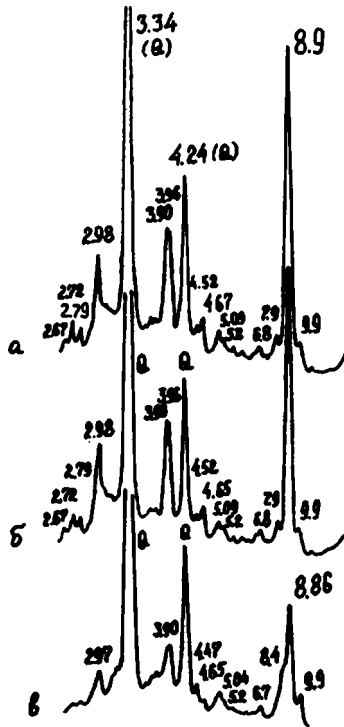
Образование цеолитов в этих базальтах происходило без структурно-текстурных изменений в породе. Это обстоятельство, а также приуроченность натриевых цеолитов к миндалекаменным базальтам, сформированным за счет флюидонасыщенной магмы, отсутствие их в мегаплагиофировых базальтах скорее указывает на их раннепостмагматический генезис. Формированию анальцима в этих условиях могло способствовать повышение активности натрия во флюидах в основных, богатых кальцием породах [Коржинский, 1955]. Более позднее образование натролита при этом, возможно, связано с возрастанием отношения Al/Si во флюидах при частичном замещении битовнита анальцимом. Мольное отношение в анальциме $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 4,06$ может указывать на возможный относительно высокотемпературный ($>300^{\circ}\text{C}$) его генезис, исходя из данных эксперимента [Сендеров, Петрова, 1990].

Для всех образцов гидротермально-метасоматически измененных базитов (группа 4) характерен цеолит гейландитовой группы (см. табл. 18). Этот высококремнистый цеолит ($N = 1,492$) сформировался в ассоциации с халцедоном (или кварцем) и селадонитом, которая замещает в том числе и ранние постмагматические образования анальцима и натролита. Данные рентгеноструктурного анализа, а именно совпадение дифракционных кривых от исходного и прогретого образцов, показывают устойчивость структуры цеолита при 350°C (см. рис. 32). Прогрев образца при 550°C в течение пяти часов привел к снижению интенсивности отражения (020) с $d = 8,9\text{ \AA}$ (фаза А) и появлению рефлекса с $d = 8,4\text{ \AA}$ (фаза В), что наряду с данными по доле $\text{Al}(6,97)$ в структурном каркасе и соотношении ионов $\text{Ca}/\text{Al}(0,35)$ при пересчете на $72(\text{O})$ позволяет отнести исследуемый цеолит к типу, промежуточному между истинным гейландитом и клиноптилолитом [Валуева, 1981; Alietti, 1972; Boles, 1972].

Следует обратить внимание на преобладание кальция в составе переменных катионов цеолита, более характерное для гейландита (см. табл. 18). Не исключе-

Рис. 32. Дифракционные кривые фракции < 0,001 мм обр. 143/86 (верхняя часть взвеси)

Образцы: а — воздушно-сухой, б, в — прогретый в течение пяти часов: б — при T=350°C, в — при T=550°C



но, что высокая термостойкость исследуемого цеолита является следствием условий его формирования в парагенезисе с минералами свободного кремнезема — халцедона и кварца [Коссовская, Шутов, Кац, 1980; Муравьев, 1979].

В гидротермальных флюидах, способствовавших преобразованию базальтов без образования карбонатов, можно предполагать низкое содержание углекислоты [Плюснина, 1983]. Возможно, флюиды имели солевой, преимущественно кальциево-хлоридный, состав с высоким содержанием кремнекислоты [Набоко, 1980]. Их формирование можно предполагать в связи с интрузиями диорит-порфиров.

ВТОРОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС. УКОЛКИНСКАЯ ТОЛЩА (ВЕРХНИЙ КАМΠΑН—МААСТРИХТ)

Уколкинская толща в пределах исследуемых полигонов представлена разнообразными туфами и туффитами в сочетании с туфопесчаниками, туфоалевролитами, тефроидами и вулканотерригенными песчано-глинистыми породами. Она включает пласты миндалекаменных пироксен-плаггиофировых базальтов и субвулканические тела (штокообразные с апофизами и жилы) диорит-порфиров, в том числе с экструзивными брекчиями, а также пласты меланократовых базальтов с псевдоморфозами хлорита по пироксенам, деанортитизированными плаггиоклазами, хлоритом и кальцитом в везикулах и основной массе. Литокласты этих магматических пород присутствуют в туфо-туффитах и туфопесчаниках наряду с разнообразными гиалокластами. Интенсивная тектонизация толщи не позволяет проследить достаточно мощные, более 250—300 м, непрерывные разрезы, а недостаточная палеонтологическая охарактеризованность фациальноизменяемых отложений — надежные сводные разрезы. Суммарная мощность толщи около 1500 м.

В составе уколкинской толщи выделяются два типа разрезов. Основу первого составляют пачки (8—50 м) от тонкого до крупного переслаивания пестроцветных (бурых и серо-зеленых) псаммитовых и псефито-псаммитовых кристаллолитокластических туфов. Пачки имеют линзовидное строение при кулисообразном

сочетании линз друг с другом. Размеры линз меняются от $0,5 \times 1,0$ м до $0,7 \times 5,0$ м. Пачки туфов налегают на пласты гравийно-песчаных тефроидов мощностью от $0,5-0,7$ до $6,0$ м. В разрезе они сочетаются с горизонтами ($5-7$ м) ритмичного, от тонкого до крупного, переслаивания серых, темно-серых до черного туфопесчаников, разнозернистых и мелкозернистых алевролитов, туфоалевролитов, витрических туффитов и туфов, вулканогенных песчано-аргиллитовых ритмитов в понимании Л. Н. Ботвинкиной [1974].

Пласты и пачки песчаных пород имеют мощность до $1-1,5$ м, содержат неполные слои турбидитов. Наиболее распространенный крупный ритм составляют (снизу вверх): разнозернистые туфопесчаники (12 см) с градационной слоистостью, туфоалевриты (30 см) с конволютными текстурами и вулканогенные песчано-аргиллитовые ритмиты (25 см) с повторяющейся прямой градационной слоистостью, горизонтальной и волнистой. Наиболее мощные пачки этих пород прослежены на удалении от выходов вулканитов алтынской толщи. Для разрезов первого типа в целом характерны микро- и макротекстуры оползания с подворотом слоев и формированием оползневых брекчий, прослеживаемые в пределах пачек мощностью до 20 м. Текстурно-структурные особенности отложений — наличие несортированных пластов, линзовидное строение, текстуры и горизонты оползания — могут служить признаками формирования отложений в мелководной склоновой обстановке.

Разрезы второго типа (мощность $250-300$ м) установлены в тектонических блоках в нижнем течении ручья Кумроч, где они представлены ритмичным, от тонкого до крупного, переслаиванием измененных пепловых кристалловитрокластических туфов ($8-20$ см), туффитов ($3-5$ см) и туфоалевропелитовых ритмитов ($1-5$ см). Текстуры слоистые: горизонтальные, косые, волнистые, линзовидные, градационные и конволютные. Характерны многослойные тефротурбидиты. Текстурные особенности пород рельефно выступают благодаря цеолитизации пепловых частиц. Строение и состав комплекса в этих разрезах свидетельствуют о неспокойной склоновой обстановке седиментации на удалении от субэвральных вулканических центров, по-видимому, в депрессионной зоне, где происходило сгруживание материала подводных автокинетических потоков с формированием линз ($1,5 \times 3,0$ м) измененного пепла (рис. 33). Массированное поступление кристалло- и витрокластического пепла могло быть обеспечено, в том числе, и за счет подводных направленных вулканических взрывов, сопровождаемых выделением большого количества флюидов. По-видимому, флюиды могли стимулировать раннее постэксплозивное преобразование пепла в морском бассейне. Текстурные особенности пород не противоречат представлениям об участии в седиментационных процессах уже цеолитизированных пепловых сегрегаций (см. рис. 33).

Рассмотрение состава новообразованных минералов начнем с базальтов, связанных с разрезами первого типа. Следует отметить, что в химизме этих базальтов намечается тенденция перехода к субщелочным разновидностям (табл. 20). В миндалинах базальтов, помимо анальцима, характерного также для базальтов алтынского комплекса, значительная роль принадлежит томсониту и мезолиту (см. табл. 18). Длинно- и тонкопризматические кристаллы томсонита ($N_g = 1,532-1,534$) присутствуют в миндалинах в виде сферолитовых агрегатов, зональных по составу (см. табл. 18). Томсониты представлены разновидностями, богатыми кремнием и бедными натрием. Подобные томсониты изучены в миндалях лавах верхнемеловых вулканитов Армении [Исмаил-заде и др., 1980]. Волокнистые агрегаты мезолита замещают томсонит. Формирование мезолита, возможно, связано с высвобождением катионов кремния при псевдоморфном замещении плагиоклазов цеолитами, что можно ожидать в связи с разными плотностными характеристиками минералов. Цеолиты, замещающие плагиоклазы, имеют состав, переходный между томсонитом и мезолитом (см. табл. 18).

В вулканогенно-осадочных породах из цеолитов присутствует ломонтит (см. табл. 18). В туфо-туффитах и туфопесчано-алевролитовых породах разрезов первого типа ломонтит избирательно псевдоморфно замещает скопления слипшихся кристалло- и витрокластов, пятнисто развивается в цементе и слагает

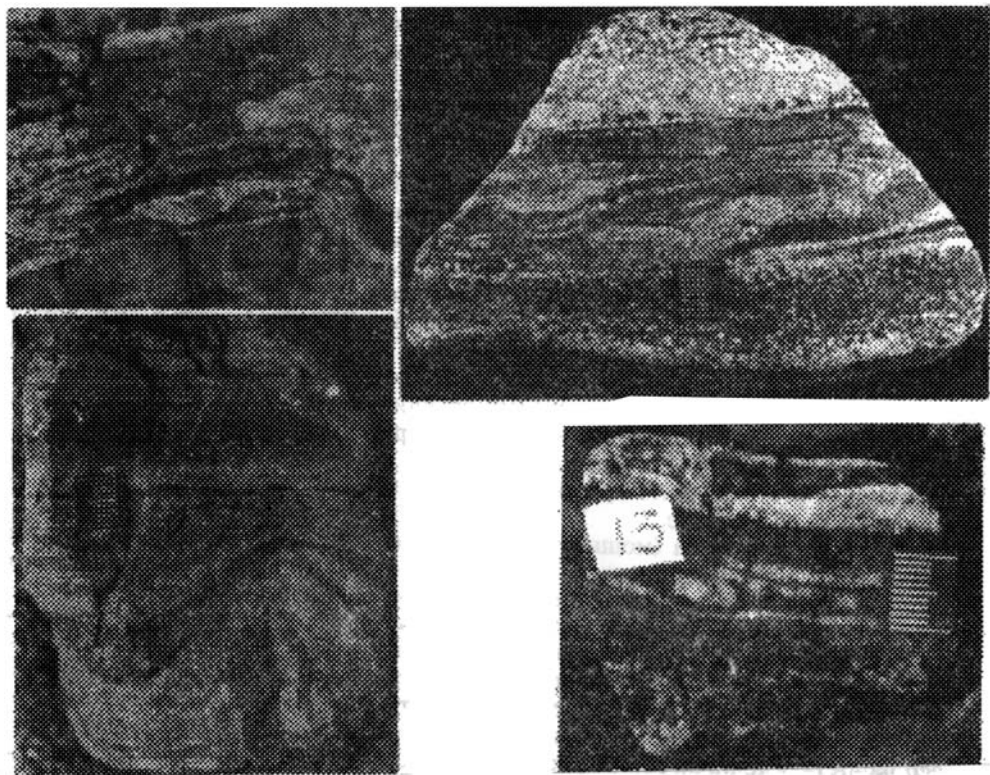


Рис. 33. Снимки текстур пород уколкинской толщи
Светлое — сегрегации апопелловых ломонитов

различного рода прожилки, часто вместе с пренимом. В туфах и туффитах, где преобладают кристаллокласты, ломонит ассоциирует с корренситом (рис. 34). В этих породах выявлены ассоциации ломонита со смектитом и пренимом, а в туфоалевролитах — с корренситоподобным минералом. Для литокластических туфов ломонит не характерен. В цементе таких туфов развит смектит. Примечательно, что в породах с ломонитовым цементом остаются незамещенными ломонитом везикулярные и гематитизированные гиалокласты, содержание которых в туфах достигает 25%. В везикулярных гиалокластах выявлены везикулы с анальцимом. Анальцим установлен в резургентных или вулканотерригенных обломках с пятнисто цеолитизированными плагиоклазами и цеолитовыми миндалинами.

В вулканогенно-осадочных породах разрезов второго типа ломонит псевдоморфно заместил витрокласты и кристаллокласты плагиоклазов только в сегрегации с плотной упаковкой и сцеплением пепловых частиц. При этом призматические микрористаллы ломонита ориентированы преимущественно вдоль изогнутых поверхностей стекловатых частиц (рис. 35). Апопелловые псевдоморфозы сцементированы микрочешуйчатыми агрегатами халцедона ($97,81 \text{ SiO}_2$; $2,37 \text{ Al}_2\text{O}_3$; $0,13 \text{ CaO}$; $0,16 \text{ FeO}$) в сочетании с неравномерно распределенными пелитоморфными скоплениями пренита. Изолированные кристаллокласты основного плагиоклаза (An_{63-72}) сохраняются неизменными. В случае соприкосновения двух-трех зерен плагиоклазов они замещаются пренимом (см. табл. 18). Неравномерно распределены в породе микрочешуйчатые скопления зеленого плеохроичного селадонита (см. табл. 19). Характерны прожилки ломонита или ломонита с пренимом.

Т а б л и ц а 2 0
Химический и нормативный (CIPW) составы базальтов и андезитобазальтов
уколкинской толщи хр. Кумроч (вес. %)

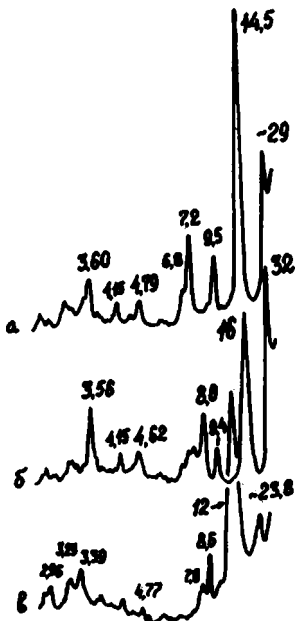
Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	47,35	48,15	50,61	48,74	52,20	53,14
TiO ₂	0,79	0,83	0,77	1,08	0,72	0,94
Al ₂ O ₃	16,87	20,88	14,88	17,05	17,46	17,65
Fe ₂ O ₃	5,02	4,97	1,59	5,33	3,31	4,06
FeO	4,61	1,39	6,04	5,52	4,25	3,87
MnO	0,22	0,09	0,17	0,31	0,19	0,13
MgO	5,32	3,45	9,84	3,80	5,95	6,53
CaO	9,25	8,64	6,22	8,98	6,52	6,87
Na ₂ O	3,41	3,73	2,97	3,84	4,30	2,44
K ₂ O	1,69	1,69	2,16	2,00	1,70	0,94
P ₂ O ₅	0,28	0,40	0,11	0,63	0,29	0,33
H ₂ O ⁺	2,75	2,68	3,54	He опр.	He опр.	He опр.
H ₂ O ⁻	0,94	1,34	0,67	1,35	0,32	0,61
CO ₂	1,35	1,74	0,09	He опр.	He опр.	He опр.
П.п.п.	0,00	0,00	0,00	2,47	2,77	2,80
Q	0,00	2,21	0,00	0,00	0,00	10,71
Or	9,99	9,99	12,77	11,82	10,05	5,56
Ab	28,85	31,56	25,13	30,88	36,39	20,65
An	25,74	29,25	20,89	23,38	23,32	31,93
Ne	0,00	0,00	0,00	0,87	0,00	0,00
C	0,00	2,20	0,00	0,00	0,00	0,92
Di	7,80	0,00	6,97	13,79	5,70	0,00
Hu	7,08	8,59	13,88	0,00	10,23	18,70
Ol	4,21	0,00	11,59	5,30	4,37	0,00
Mt	7,28	2,37	2,31	7,73	4,80	5,89
Il	1,50	1,58	1,46	2,05	1,37	1,79
Нem	0,00	3,34	0,00	0,00	0,00	0,00
Ap	0,65	0,93	0,25	1,46	0,67	0,76
Cc	3,07	3,96	0,20	0,00	0,00	0,00
Сумма	96,17	95,98	95,45	97,28	96,90	96,91
ap	47	48	45	43	39	61

П р и м е ч а н и е. Данные: 1—3 — В.А.Селиверстова [1978], 4—6 — Н.В.Цуканова [1991]. Местонахождение: 1 — р. Ольховая, 2 — р. Пр.Алтын, 3 — р. Комаринская, 4—6 — р. Алтын (ср. часть). Химические лаборатории: 1—3 — Камчатского ТГУ, 4—6 — управления Укрчерметгеология (г.Кедрь); при допущении, что CO₂=O. Нормативный состав — см. табл. 17.

Апопелловые сегрегации в туффилах состоят из псевдоморфно цеолитизированных тесно соприкасающихся кристаллокластов плагиоклазов (25—80 мкм), реже витрокластов. Их вмещает селадонит-кварц (халцедон)-пренитовая пелитоморфная масса со смектитом и остатками сохранившихся пелловых частиц темноцветных минералов, преимущественно роговых обманок. В пределах цеолитовых сегрегаций частицы темноцветных минералов в 3—4 раза мельче, чем замещенные цеолитом плагиоклазы. Темноцветные минералы сохраняются совершенно неизменными, выступают как пойкилобласти в цеолитовом агрегате

Рис. 34. Дифракционные кривые фракций < 0,001 мм обр. 74/87 (корренсит-ломонтитовая ассоциация)

Образцы: а — воздушно-сухой, б — насыщенный глицерином, в — прокаленный при $T=550^{\circ}\text{C}$ в течение двух часов



и представлены магнетитом, клинопироксенами и роговыми обманками. Последние часто встречаются в виде зерен с опацитовыми каймами. Содержание темноцветных кристаллокластов в сегрегации достигает 25%.

Как текстурные особенности рассмотренных выше пород, так и специфика их структуры и состава показывают, что пепловые сегрегации, возникшие в результате слипания пепловых частиц, возможно, после подводной эксплозии, в автокинетических потоках вели себя как единый самостоятельный пластичный литокласт, включающий большое количество кристаллокластов темноцветных минералов. Надо признать, что удерживание зерен темноцветных минералов и образование с участием пепловых сегрегаций в качестве обломочных фрагментов специфических потоковых, градационных и конволюнтных текстур было возможным благодаря формированию кремнисто-цеолитового (ломонтитового) каркаса в ранний постэксплозивный этап. Продолжающаяся динамическая кристаллизация ломонтита при перемещении пирокластического потока, защищенного от резкого остывания зонами закалки, могла усиливать сцепление пепловых частиц и тем самым способствовать формированию крупных (1,5×3,0 м) линзовидных слоев пепла.

В диагенезе за счет флюидов, экранированных от рассеивания в пирокластическом потоке зонами закалки, продолжалось формирование цеолитовых сегрегаций с частичной перекристаллизацией ранее сформированных агрегатов и образованием краевых радиальных структур. Ломонтитовый каркас, в свою очередь, полностью экранировал изменение темноцветных минералов в то время, как во вмещающей алевролитовой массе изолированные пепловые частицы этих минералов подверглись стадийным (клинопироксены раньше роговых обманок) преобразованиям наряду с другими компонентами туфового и вулканотерригенного материала. При этом во вмещающей матрице шло образование смектита, селадонита, пренита, халцедона и кварца.

Формирование кальциевого цеолита (ломонтита) можно предполагать в условиях низкого парциального давления углекислоты во флюиде ($X_{\text{CO}_2} = 0,03$; $P_{\text{фл}} = 2$ кбара), что, в свою очередь, зависело от смещения состава флюидов в сторону солевого по сравнению с водно-углекислым [Плюснина, 1983]. Подвижное поведение кальция наряду с алюминием подтверждается образованием пренита, что свидетельствует о высокой интенсивности метасоматических процессов

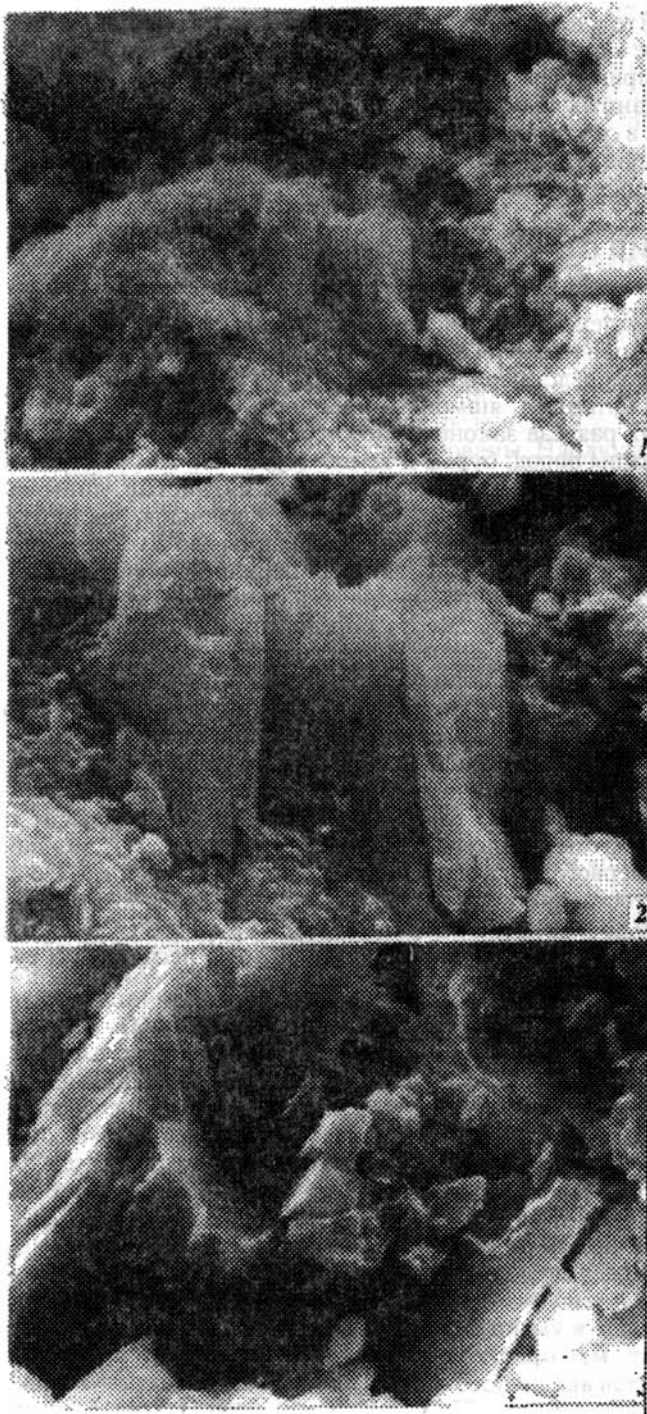


Рис. 35. Кристаллы ломонтита. Сканирующий электронный микроскоп S-600
1-3 — кристаллическая структура сегрегаций ломонтита за счет пепловой витрочицы: *1* — увел. 1850; *2, 3* — увел. 4685

в диагенезе. Что касается источников пеплового материала, то его поступление в какой-то мере можно связать с эксплозиями, предшествующими или совпадающими с формированием экструзивных тел диорит-порфиритов. Это утверждение основано на данных об основном (лабрадор-битовнит) составе кристаллокластов плагиоклазов в сочетании со значительной ролью в составе пирокластики пепловых частиц опацизированных роговых обманок, которые характерны только для диорит-порфиритов.

ТРЕТИЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ (ВЕТЛОВСКИЙ) КОМПЛЕКС (МААСТРИХТ—ПАЛЕОГЕН)

В этом комплексе можно видеть три типа разрезов, прослеживаемых в тектонически ограниченных блоках и пластинах.

Первый тип представлен пачками (10—60 м) ритмичного чередования кремнистых пород (фтаниты, яшмоиды, кремнистые аргиллиты, кварцито-яшмы). В нижних частях разреза закономерно (через 1—5 см) переслаиваются различно-окрашенные типы пород: бурые и темно-серые или темно-серые и светло-серые со слоями (10—12 см) зеленых. Характерны пятнистые, линзовидные и неправильной формы обособления буро-красных яшмоидов, часто будинированных, мощностью от 1—2 см до 0,7—0,8 м; есть пласты (до 2 м) яшм, брекчированных, окварцованных и карбонатизированных. Верхние пачки разреза мощностью до 20—25 м содержат значительную примесь глинистого материала, неравномерно распределенного в разрезе. Через определенные интервалы (5—15 см) в них повторяются слои (3—8 см) песчано-алевролитовых вулканогенно-осадочных пород. Толща кремнистых пород через пачку переслаивания (0,1—0,5 м) с лавами согласно надстраивает горизонты (25—40 м) подушечных лав базальтовых порфиритов, измененных по типу спилитизации, или пласты массивных андезитобазальтовых плагиофировых порфиритов. Для подушечных лав характерна плотная упаковка уплощенных подушек. Они включают пласты и линзы (1—1,2 м) гиалокластитов и яшм. В низах разреза кремнистые пачки содержат линзы (3×25 м) оксидно-карбонатных железомарганцевых руд (табл. 21). Мощности непрерывных разрезов первого типа, изученных в обнажениях по реке Правой Ветловой и ее притокам, составляют 300—350 м. Основу разрезов второго типа составляют пачки (от 4—6 до 130 м) мелкого (до 10 см) и крупного (1,5—4,0 м) переслаивания кремнистых туфоалевролитов, в разной мере песчаных, и туфоаргиллитов.

Таблица 21
Состав компонентов рудного слоя (мас.%)

Окислы	1	2	3
SiO ₂	1,02	0,86	0,06
TiO ₂	0,04	0,46	0,00
Al ₂ O ₃	0,20	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	0,21	95,77	0,04
MnO ₂	94,09	3,20	43,61
MgO	0,00	0,00	0,46
CaO	0,21	0,08	13,02
Na ₂ O	0,00	0,12	0,00
K ₂ O	0,03	0,04	0,00
Сумма	95,80	100,53	57,19
Содержание в породе (%)	50	30-35	15-20

Примечание. 1 — пиролюзит, замещаемый манганитом; 2 — гематит (Fe_{1,91}Mn_{0,06}Ti_{0,01}Si_{0,02}Ca_{0,01}Na_{0,01}CO₃); 3 — родохрозит (Mn_{0,67}Ca_{0,31}Mg_{0,02}CO₃). Данные электронно-зондового микроанализа. Микроанализатор MS-46. Аналитик Б.И.Воронин (ГИИ РАН)

Они включают пласты измененных пепловых туфов (апопепловых метасоматитов) мощностью от 0,1—0,2 до 3,5 м, которые в маломощных пачках повторяются через первые метры, а в мощных — через десятки метров. Есть линзовидные (1—12 см) слойки песчаных туфов. Туфоалевролиты содержат минерализованные остатки диатомовых, а пепловые туфы — радиолярий. Пачки переслаивания алевролитов и аргиллитов содержат пласты и пачки песчаных пород. Пласты имеют мощность 0,4—0,8 м, пачки — до 6—7 м. В песчаниках в разных соотношениях сочетаются пирокластический, вулканотерригенный и местный терригенный материалы. Последний представлен обломками туфоалевролитов ветловского комплекса. Чаще преобладает вулканотерригенный обломочный материал. В разрезах есть слои (0,4 м) псаммитовых гиалокластов, неравномерно карбонатизированных. В мощных пачках и толщах туфоалевролитов присутствуют крупные (до 0,5 м в поперечнике) мергелистые конкреции. В песчаных и туфоалевролитовых пластах и пачках наблюдается градационная слоистость и неполные многослои (ВСДЕ) турбидитов, а также текстуры оползания и брекчирования. Мощности непрерывных разрезов составляют 400—500 м. При этом песчаные породы составляют 1—6% в нижней части разреза и до 19% — в верхней.

Породы неравномерно рассланцованы, будинированы. Наблюдаются извилистость и тонкая перетертость слоев. В некоторых блоках выявлено наращивание разрезов второго типа толщей (300 м) переслаивающихся (5—60 см) туфоалевролитов и измененных пепловых туфов. Есть линзовидные пласты (до 1,5 м) измененных туфопесчаников. Слои разлинзованы, изоклинально сжаты, нарушены мелкими разрывами. Судя по набору пород и текстурным особенностям, отложения разрезов первого и второго типов сравнимы с современными гемипелагическими и переходными к пелагическим образованиями. Широкое развитие в них продуктов массивированных пеплопадов, а также частичная проградация песчаных шельфовых отложений в гемипелагические области может свидетельствовать о сопряжении области седиментации с активным вулканическим поднятием [Фишер, 1987].

Третий тип разрезов представлен плохо сортированными, неслоистыми песчаниками, в которых неравномерно, пятнисто и линзовидно, распределены гравийно-галечные обломки. В разрезе, кроме того, присутствуют пачки переслаивания алевролитов и аргиллитов. Для песчаников характерны «плавающие» гравийные включения глинисто-алевролитовых пород ветловского комплекса. Песчаные породы по текстурным признакам могут быть сопоставлены с генетическими типами, подобными дебритам или грейнитам автокинетических потоков. Этот тип разреза характерен для блока отложений ветловского комплекса, находящегося ближе всего к вулканической части хребта и вытянутого вдоль него (см. рис. 30). Мощность разреза 500—700 м. Возможно, эти отложения сформировались за счет шлейфа кластического материала, нарастающего вдоль склона в виде вытянутого тела [Фишер, 1987].

Основные новообразованные минералы в ветловском комплексе представлены цеолитами. Цеолиты присутствуют в миндалинах и метасоматически измененных участках плагиофировых андезитобазальтовых порфириров. Они составляют также существенную (25—50%) часть апопеплотуфовых метасоматитов и развиваются в виде гнезд, пятен, прожилков в туфоалевролитах, туфопесчаниках и туфоаргиллитах в ассоциации с кварцем или халцедоном. Цеолиты характерны для туфояшмоидов и туфогтанитов. В миндалинах выявлены следующие цеолиты: анальцим, натриевый вайрацит, томсонит, мезолит (см. табл. 18). Томсониты из миндалин и апоплагиоклазовых псевдоморфоз по химизму и морфологии сходны с соответствующими томсонитами уколкинской толщи (см. табл. 18). Это сходство, возможно, является отражением сходного состава лав ветловского комплекса и уколкинской толщи. Однако прямые суждения об этом затруднены в связи с неизохимичной измененностью базальтоидов ветловского комплекса.

Для апопеплотуфовых метасоматитов характерна анальцим-кварцевая ассоциация с небольшим количеством селадонита или с пренитом и хлоритом, а в ряде случаев с альбитом. В туфоалевролитах и туфоаргиллитах анальцим ассоцииру-

ется с кварцем, а в туфопесчаниках и песчано-алевролитовых туфах — с эпидотом, пренитом, хлоритом. Анальцитом присутствует также в туфояшмоидах. В составе обломочных фрагментов песчаников выявлена ассоциация цеолита гейландитовой группы с халцедоном и селадонитом, характерная для метасоматически измененных вулканитов алтынской толщи. Таким образом, сходство состава цеолитов уколжинской толщи и ветловского комплекса касается только базальтов. Отличие состоит в том, что в базальтах ветловского комплекса присутствует натриевый вайрацит, формирование которого можно предполагать при более высоких температурах (400°C) и, что важнее, — при больших флюидных давлениях [Liou, 1971].

Что касается апопелотуфовых метасоматитов, то смена состава цеолитов в них происходит в сторону минерала, формирование которого также можно ожидать в условиях большого флюидного давления (от ломонтита к анальциму) [Kim, Burley, 1980]. Изменение солевого состава флюидов (кальциевого на натриевый), возможно, связано с процессами формирования спилитов. Формирование анальцима, а не альбита, в присутствии кварца зависело, по всей видимости, от высокоглиноземистого состава исходного пеплового материала, что подтверждается наличием кристаллокластитов основных плагиоклазов (лабрадор-битовнит). Судить непосредственно о составе витрических пепловых частиц не представляется возможным в связи с полными цеолитовыми псевдоморфозами по ним.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ХРЕБТА СЕВЕРНЫЙ КУМРОЧ

В результате исследований установлено, что по мере увеличения глубоководности отложений в измененных базальтовых и туфовых породах прослеживается смена состава минеральных ассоциаций в сторону минералов, которые могут формироваться в условиях более высокой температуры и повышенного давления: в частности, вайракита — в базальтах, анальцима — в апопелловых метасоматитах (табл. 22). В апотуфо-туффитовых гидротермально-метасоматических ассоциациях происходит смена высококремниевое кальциевого гейландит-клиноптилолита более высокоглиноземистыми ломонтитом и анальцитом (см. табл. 22). Смена состава слоистых силикатов в целом происходит от смектитов к корренситу и корренситоподобным минералам, и далее к хлориту. В составе слоистых силикатов различных типов пород наиболее глубоководных комплексов возрастает роль хлоритов. В апопелловых метасоматитах второй структурной зоны, сформированных в обстановке относительных опусканий (впадин), с ломонтитом ассоциирует селадонит. В то же время в гидротермально-измененных кристалло-литокластических псефито-псаммитовых туфах с макро- и микротекстурами оползания, сформированных в обстановке относительных поднятий, с ломонтитом сочетается корренсит. Надо отметить, что в гемипелагических и кремнистых толщах, которые являются аналогами глубоководных океанических отложений, не выявлены К-содержащие цеолиты, в частности клиноптилолиты, характерные для меловых океанических отложений [Сендеров, Петрова, 1990].

Сделана попытка оценить зависимость состава цеолитов от специфики островодужных вулканических серий. Для хребта Кумроч намечается приуроченность цеолитов (анальцитом, натролит) в миндалинах и метаморфозах к миндалекаменным пироксен-плагиоклазовым базальтам, в то время как в мегаплагиофировых базальтах с субщелочной основной массой породы отсутствие цеолитов возмещается формированием апофиллита. Разделение базальтов хребта Кумроч на содержащие и не содержащие цеолиты прослеживается в зависимости от отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и суммы щелочей к CaO. Определяющее значение, по-видимому, принадлежит отношению $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 36). Образование цеолитов в вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексах хребта Кумроч связывается с двумя типами процессов: ранними постмагматическими пневматолито-гидротермальными (флюидными) и метасоматическими: гидротермально-метасоматиче-

Т а б л и ц а 22
Ассоциации вторичных минералов в породах структурно-формационных комплексов хребта Кумроч

Породы и условия формирования комплексов		I	II	III
Базальты и андезитобазальты	Мегаклафиофировые	<i>Апофиллит, селадонит, смектит, кальцит</i>		
	Миндалекаменные пироксен-плагиофировые	<i>Анальцим, натролит, селадонит, смектит, смешанослойный минерал слюда-смектит, хлорит</i>	<i>Томсонит, мезолит, анальцим, смектит, гидрослюда, кальцит</i>	<i>Натриевый вайрактит, анальцим, томсонит, хлорит</i>
Апобазальтовые метасоматиты		<i>Кальцевый гейландит-клиноптилолит, халцедон (кварц), селадонит, смектит, смешанослойный минерал слюда-смектит</i>		
Апопеллотуфовые метасоматиты			<i>Ломонит, кварц (халцедон), селадонит, пренит</i>	<i>Анальцим, кварц (халцедон), хлорит, гидрослюда</i>
Гидротермально-метасоматически измененные литокристаллокластические туфы и туффиты		<i>Кварц, гидрослюда, кальцевый гейландит-клиноптилолит, смектит</i>	<i>Ломонит, корренсит, корренситоподобный минерал, пренит, смектит, хлорит</i>	<i>Анальцим, кварц (халцедон), эпидот, пренит, хлорит, гидрослюда</i>
Вулканогенные и вулканотерригенные песчаники (цемент)		<i>Кварц, смектит, хлорит, гидрослюда</i>	<i>Корренситоподобный минерал, ломонит</i>	<i>Кварц, хлорит, гидрослюда</i>
Кремнистые породы (апопелловые ассоциации)				<i>Анальцим, кварц (халцедон), хлорит</i>
Условия формирования		Мелководные	Расчлененного рельефа	Глубоководные
П р и м е ч а н и е. I—III — структурно-формационные комплексы. Прочерк отмечает отсутствие пород. Характерные минералы выделены курсивом.				

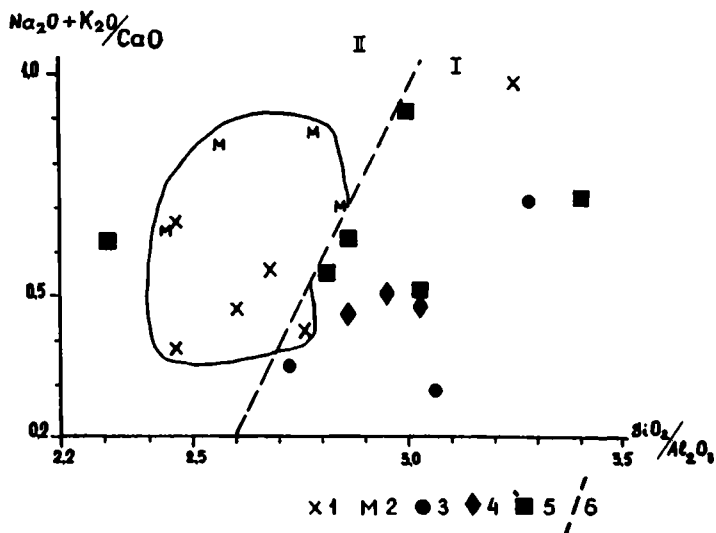


Рис. 36. Соотношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{CaO}$ в базальтах и андезитобазальтах хребта Кумроч
 I — мегаплагифиrowые и переходные к ним базальты и андезитобазальты; 2 — мегаплагифиrowые базальты Ключевской группы вулканов [Ермаков, 1971]; 3 — миндалекаменные пироксен-плагифиrowые базальты (тип второй); 4 — диорит-порфириды; 5 — базальты ветловского комплекса; 6 — граница между породами, содержащими (I) и не содержащими (II) цеолиты. Использованы данные таблиц 18, 20, а также работ В.А.Селиверстова [1978] и Б.И.Сляднева [1984]

скими и гидратно-метасоматическими. Последние характерны для седиментационно-диагенетических стадий формирования апопелтоуфовых метасоматитов. Температуры образования цеолитов оценены исходя из литературных обзоров. В первом случае они могут достигать $400\text{--}500^\circ\text{C}$ при флюидном давлении 4–5 кбар, во втором — варьировать в пределах $70\text{--}250^\circ\text{C}$ при флюидном давлении 0,5–4 кбар.

В дальнейшем рассмотрим специфику состава кластогенных компонентов вулканогенных и вулканотерригенных песчаников. Детальная оценка их состава проведена для отложений ранее названных структурно-формационных зон. Результаты суммированы в табл. 23. Из таблицы видно, что по мере удаления от зоны активного вулканизма и увеличения глубокowodности отложений для песча-

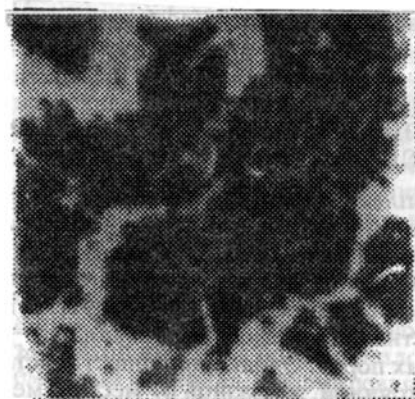
Таблица 23
 Состав кластогенных компонентов в туфотерригенных и вулканотерригенных песчаных породах различных комплексов хребта Северный Кумроч (мас. %)

Компоненты	I	II	III
Кварц	0–2	0–3	5–12
Плаггиоклазы	20–60	17–55	20–45
в том числе:			
неизмененные и малоизмененные	8–42	5–10	2–9
измененные	11–23	17–45	16–42
Темноцветные минералы	4–20	4–18	0–3
Обломки пород	23–50	27–48	30–52
в том числе:			
базальты нежелезистые	15–23	17–22	20–48
то же, железистые	8–10	22–26	2–4
туфоалевропелиты	0–1	0–1	3–8
диорит-порфириды	0–3	0–1	2–5

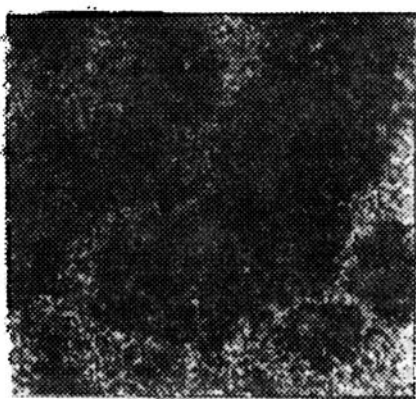
Примечание. I–III — структурно-формационные комплексы перечислены в порядке увеличения глубокowodности отложений.

ников, представленных полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми граувакками, намечаются следующие тенденции в изменении их состава: 1) возрастание роли кварца, особенно в отложениях придонных течений; 2) некоторое уменьшение максимального содержания плагиоклазов, особенно малоизмененных. Роль темноцветных минералов падает в песчаниках наиболее глубоководного комплекса. Максимальные их содержания приурочены к турбидитным многослоям. Содержание обломков в песчаниках сохраняется примерно на одном уровне во всех комплексах. В глубоководных комплексах возрастает содержание обломков негематитизированных базальтов. Наиболее высокие содержания последних отмечены в комплексе с мощными пачками псефито-псаммитовых туфов. Повышенные содержания обломков туфоалевропелитов и субинтрузивных диорит-порфиритов выявлены в наиболее глубоководных отложениях. По химическому составу граувакки хребта Кумроч сопоставимы с близковозрастными вулканогенно-осадочными отложениями малокурильской свиты (маастрихт) о-ва Шикотан (см. рис. 29).

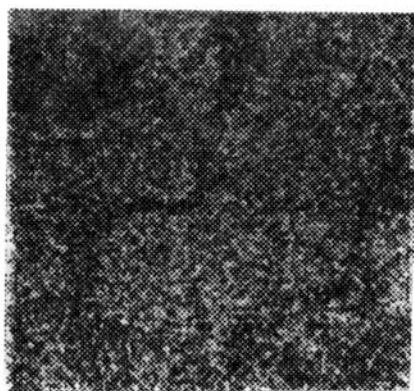
В кремнистых слоях предостроводужного глубоководного комплекса хребта Кумроч присутствуют линзы размером до 3×25 м окисно-карбонатных Fe-Mn



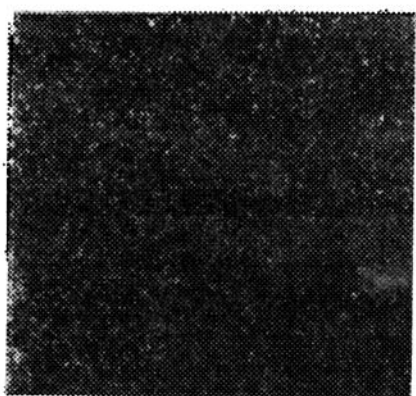
погл. электроны



FeK α



MnK α



CaK α

рудоносных отложений, которые залегают в структурно приподнятых участках (холмах) над горизонтами шаровых и массивных базальтовых лав. Составы рудных компонентов изменяются от чисто марганцевых до железистых и карбонатных (родохрозит) (см. табл. 22). Неоднородность их состава хорошо прослеживается на снимках рудоносных участков породы в рентгеновском характеристическом излучении (рис. 37).

При этом надо отметить редко фиксируемую геологическую обстановку формирования Мп-рудоносных слоев, а именно в преддуговых зонах развитых энсиматических островных дуг, для которых характерен вулканизм с высокоглиноземистым до мегаплагиофирового базальтоидным составом лав.

Особенности состава рассматриваемых комплексов не могут быть однозначно объяснены с позиций преобразования пород в результате метаморфизма погружения [Iijima, 1978]. В данном случае отложения с более высокотемпературными хлоритом и анальцитом, ломонитом и корренситом оказываются более молодыми и, следовательно, испытавшими меньшее погружение, чем отложения с низкотемпературными гейландит-клиноптилолитом и смектитами (см. табл. 22). Необходимо признать существенное влияние на формирование минеральных ассоциаций латерального фактора смены условий магматизма и литогенеза. Таким образом, образование рассматриваемых минеральных ассоциаций определяется в целом особенностями магматизма и литогенеза в процессе формирования структурно-формационной зональности в обстановке внешнего островодужного склона над сейсмофокальной палеозоной.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ДРУГИХ МЕЗОZOЙСКО-КАЙНОZOЙСКИХ ФЛИШОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ КАМЧАТКИ И КОРЯКСКОГО ХРЕБТА

Для альб-кампанского флишоидного комплекса (аянская и тавенская свиты) Вывенско-Ватынской зоны характерно сочетание в разрезе довольно мощных (20—30 м) песчаных горизонтов, сформированных зерновыми потоками, и алевропелитовых ритмитов, характерных для гемипелагических отложений желобов [Хворова, 1980]. В составе обломочных ассоциаций песчаников присутствуют, как и для Восточного Сахалина, две контрастные группы обломков: спилито-базальтовая и кислых эффузивно-экструзивных пород. Однако полярность состава этих групп проявлена редко и связана с постоянной, но разной от места к месту добавкой обломков кремней (5—30%), кремнистых и кремнисто-сланцев, которые характерны для альб-кампанского ватынского спилит-кратофирового комплекса вулканитов [Юркова, 1991].

По составу рассматриваемые песчаные породы близки одновозрастным песчаникам Восточного Сахалина и Японии, хотя контрастность состава обломочных ассоциаций в них выражена немного резче, чем для Восточного Сахалина (см. рис. 29). Специфической особенностью этих пород является то, что будучи по составу обломочных ассоциаций граувакками, они могут трактоваться как кварцевые аркозы, исходя из химического состава. Обломочная ассоциация песчаных пород, входящих в состав верхнемеловой (кампан) якенмывеевской толщи с элементами флишоидной стратификации, представлена кварцем и плагиоклазами, составляющими до 30% всей суммы обломков, кремнистыми и разной основности эффузивными породами. Толща отнесена к отложениям поздне-мелового желоба и включена в яранайский аккреционный комплекс, в составе которого ведущая роль принадлежит кремнистым породам и вулканитам серии спилитов и спилитизированных базальтов широкого возрастного интервала от поздней юры до кампана включительно [Григорьев, Крылов, Соколов, 1987].

Для разреза нижнесенонской накыпыйлякской формации Корякского хребта характерны мощные (несколько десятков метров) пласты вулканотерригенных и полимиктовых песчаников, сформированных в результате действия зерновых потоков, которые сочетаются с алевролитами, туфогенными аргиллитами и дистальными пепловыми туфами кислого состава [Руженцев, Бялобжеский, Григорьев и др., 1982]. Формирование накыпыйлякской формации реконструируется

в зоне, которая по своей структурной позиции и типу отложений аналогична или близка зоне перехода островная дуга — желоб в понимании У.Дикинсона [Diskinson, 1971]. В обвальнo-оползневой толще этой формации представлены глыбы пород, относящиеся главным образом к спилит-кератофировому комплексу. Это габбродиабазы, диабазы, спилиты, кварцевые кератофиры, плагиограниты и их брекчии. Присутствуют глыбы кремней и известняков. Породы нижних комплексов офиолитов в составе глыб не установлены.

Вулканогенно-осадочный верхнемеловой комплекс пикежской свиты Камчатского п-ова ассоциирует с офиолитами, поэтому особенно остро обсуждается вопрос о кварц-полевошпатовом составе песчаников верхней части этой свиты. Обсуждение было связано с поисками источников плагиогранитного вещества, при участии которого сформировались эти граувакковые аркозы [Шапиро, 1976]. Помимо обломков минералов (кварц, альбит-олигоклаз, биотит, роговая обманка, мусковит), составляющих серию фрагментов плагиогранитов и кварцевых кератофиров, для песчаников характерны кварцевые, кварц-мусковитовые сланцы и продукты зеленокаменного изменения или пропилитизации плагиогранитных пород: кварц-альбит-хлоритовые и кварц-хлорит-серицитовые гидротермальные образования, а также обломки измененных плагиобазальтов и спилито-базальтовых гиаолоклатитов. Комплекс имеет флишоидное строение. В разрезе ритмично повторяются мощные (от 15 до 70 м) пачки мелкозернистых песчаников с менее мощными (5—25 м) алеволитами или горизонтами их переслаивания. Присутствуют прослои кислых пепловых туфов. Таким образом, мы имеем дело с породными и минеральными парагенезисами, сходными с теми, что рассматривались ранее. В поисках источников плагиогранитных обломков долгое время обсуждалась идея о поднятии плагиогранитами в пределах Командорской котловины и крайней северо-западной части Тихого океана между Алеутской и Курило-Камчатской дугами [Шапиро, 1976]. Р.У.Иващенко, Э.Н.Казаковой и М.И.Стрельцовым [1986] высказана и обоснована идея о присутствии больших масс плагиогранитов и кварцевых кератофиров в пределах поля офиолитов Камчатского п-ова или на его шельфе, которые пока обнажены незначительно. Исходя из опыта изучения плагиогранитов и кварцевых кератофиров в офиолитах Сахалина и Корякского хребта и основываясь на анализе данных названной выше статьи, автор признает большую плодотворность этого вывода [Юркова, 1991]. Обломочный материал, сформированный за счет разрушения кислых эффузивов и гранитоидов плагиогранитного и кварц-кератофирового состава, а также диабазов и спилитизированных базальтов в сочетании с габброидами и серпентинитами, установлен в песчаных породах флишоидных пачек и в олистостромах мел-палеоценовых отложений о-ва Карагинский [Шапиро, 1987; Чехович, Богданов, Кравченко-Бережной и др., 1990].

Таким образом, на нескольких примерах можно видеть, что в составе обломочных ассоциаций песчаных пород меловых вулканогенно-осадочных комплексов, сформированных на внешних частях и склонах островных дуг или вулканических поднятий, большая роль принадлежит вулканогенному, вулканотерригенному и терригенному материалу исходных спилито-базальтового, спилит-диабаз-кератофирового и спилит-кератофирового вулканоплутонических комплексов. Как показано ранее, спилит-кератофировые комплексы представляют вулканоплутоническую ассоциацию офиолитов [Юркова, 1991]. В этой главе на примере Восточного Сахалина показана субсинхронность (в геологическом понимании) формирования спилит-кератофировых и вулканогенно-осадочных флишоидных комплексов. Показано, как влияние гидrogenных источников зависит от специфики конседиментационно формирующихся вулканоплутонических серий.

С вулканитами спилит-кератофировой серии можно, по-видимому, связывать формирование гидrogenных сульфидных рудных скоплений. С мегаплагиофировыми базальтами, как рассмотрено выше, связаны Fe-Mn рудные скопления, которые присутствуют в виде линз в ветловской свите (маастрихт-палеоцен) (см. табл. 21, рис. 37). Fe-Mn рудные образования выявлены также в альб-кам-

панской ваамычинской толще янранайского аккреционного комплекса Корякского хребта, для которой характерно сочетание базальтовых пород толеитовой и субщелочной оливиновой серий [Григорьев, Крылов, Соколов, 1987].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ ПО МИНЕРАЛЬНЫМ АССОЦИАЦИЯМ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРЕДДУГОВЫХ ПАЛЕОЗОН

В этом разделе главы ставится целью увязать состав породных и минеральных ассоциаций вулканогенно-осадочных комплексов со структурными позициями вулканических палеодуг и условиями формирования отложений на их внешних склонах. В рассмотрении включены разновозрастные отложения внешнего склона приматериковой Тайгоносской вулканической дуги (валанжин) и энсиматических приокеанических дуг ранней и поздней стадий их развития: п-ов Шмидта на Сахалине (сеноман-турон), о-в Карагинский (маастрихт-палеоцен) и хребет Северный Кумроч (кампан-палеоцен) соответственно [Белый, 1974; Рождественский, Речкин, 1982; Чехов, 1982; Цуканов, Зинкевич, 1987; Юркова, 1991; и др.]. К островодужной системе энсиматического типа отнесена рассмотренная ранее Вывенско-Ватынская зона [Чехович, Богданов, Кравченко-Бережной и др., 1990].

Наиболее выразительно различие состава преддуговых вулканогенно-осадочных комплексов прослеживается по минеральным ассоциациям измененных пепловых кристалло-витрокластических туфов (туфосилицитов) из ритмично построенных турбидитно-гемипелагических толщ, сформированных на разных по глубине уровнях (от мелководных до относительно глубоководных) внешнего островодужного склона. Примеры таких толщ показаны ранее в этой главе. Так, в разрезе относительно глубоководных отложений сеноман-туронского флишоподобного комплекса п-ова Шмидта на Сахалине перемежаются пачки (до 40 м) ритмичного переслаивания как тонкого (1—2 мм) и среднего (10—15 мм), так и толстого (10—25 см) вулканогенных и вулканотерригенных песчаников, алевролитов, алевропелитов и аргиллитов (чаще кремнистых) с пачками алевролитов (10—12 м) и песчаников (0,35—2,5 м). Многократно повторяются слои апопелловых метасоматитов (туфосилицитов) мощностью от 5—10 см до 2,5—3,0 м. Текстурные особенности туфосилицитов (потокосые, градационные, конволютные) рельефно выступают благодаря автономным гидратно-метасоматическим преобразованиям пирокластического материала (см. рис. 33). Химический и минеральный состав различных типов апопелловых метасоматитов приведен в табл. 16, 24. Рассмотрим, как изменяются минеральные ассоциации апопелловых метасоматитов в отложениях предостроводужных палеозон различных структурных типов островных дуг (табл. 25, 26). Апопелловые метасоматиты внешнего склона приматериковой Тайгоносской дуги изучены в разрезах верхнеюрско-валанжинских отложений мялекасынской свиты п-ова Мамет (см. обр. 193/87) и реки Таловки Пенжинского хребта (обр. 319, 318 и 281/90). Для минеральных ассоциаций этих пород характерно сочетание кварца с гейландитом, хлоритом и гидрослюдой, реже смектитом и корренситоподобным минералом (см. табл. 24—26). Апопелловые метасоматиты приокеанической дуги ранней стадии развития представлены в сеноман-туронских отложениях п-ова Шмидта на Сахалине (обр. 843, 888) и маастрихт-палеоценовых флишоподобных комплексах о-ва Карагинский Восточной Камчатки (обр. 516/89, 517/89) (см. табл. 16, 24). Для этих пород характерны ассоциации кварца с альбитом, хлоритом и гидрослюдой. Минеральные ассоциации апопелловых метасоматитов, представленных в отложениях преддуговой палеозоны поздней стадии развития приокеанической дуги, судя по кампан-палеоценовым отложениям хребта Северный Кумроч, состоят из кварца с ломонтитом или анальцитом в зависимости от глубины залегания на внешнем островодужном склоне (см. табл. 16, 22, 24—26). Нами была сделана попытка оценить зависимость состава цеолитов из апопелловых метасоматитов от специфики островодужных вулканических серий. Установлено, что с вулканитами известково-щелочной серии приматериковых дуг связано образование кальцие-

Т а б л и ц а 2 4
Химический и минеральный состав измененных пепловых туфов (фр. <0,001), мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6
	193/87	319/90	318/90	281/90	516/89	517/89
SiO ₂	60,02	59,30	60,31	53,49	78,22	71,25
TiO ₂	0,86	0,27	0,23	1,01	0,19	0,20
Al ₂ O ₃	13,12	13,76	13,77	16,37	6,24	11,99
Fe ₂ O ₃	4,01	3,57	3,47	4,26	2,47	2,78
FeO	1,25	0,29	0,36	2,14	1,23	1,59
MnO	0,20	0,07	0,11	0,08	0,18	0,17
MgO	2,16	1,17	1,13	2,49	2,07	2,70
CaO	2,81	5,32	4,67	4,09	0,49	0,35
Na ₂ O	1,96	1,12	1,12	0,78	0,67	0,78
K ₂ O	0,75	0,56	0,78	1,63	2,97	1,66
P ₂ O ₅	0,43	0,12	0,16	0,20	0,08	0,13
H ₂ O ⁺	7,88	9,28	8,33	7,18	3,41	4,41
H ₂ O ⁻	4,02	5,10	4,68	4,88	1,24	1,52
CO ₂	0,11	0,00	0,47	1,28	0,00	0,00
C	0,20	0,12	0,16	0,07	0,26	0,35
Сумма	99,78	100,05	99,75	99,95	99,72	99,88

Минеральные ассоциации	Кварц, гейландит, анальцит, корренситоподобный минерал, хлорит	Гейландит, кварц, хлорит, гидрослюда	Гейландит, кварц, хлорит, гидрослюда	Гейландит, кварц, смектит, хлорит, гидрослюда	Кварц, альбит, гидрослюда, хлорит	Кварц, альбит, гидрослюда, хлорит
------------------------	--	--------------------------------------	--------------------------------------	---	-----------------------------------	-----------------------------------

П р и м е ч а н и я: 1. Местонахождение: 1—6 — Камчатка: 1 — п-ов Мамет, 2—4 — р. Таловка, Пенжинский хребет, 5, 6 — о-в Карагинский. 2. Анализы выполнены в химической лаборатории химико-аналитического центра РАН с использованием спектроанализатора JY-48 и методов «мокрой» химии. 3. Минеральные ассоциации приведены по данным рентгеноструктурного анализа и перечислены в порядке убывания их роли в составе минеральной ассоциации.

вого гейландита, с бимодальной спилит-кератофировой (приокеаническая дуга) — альбита, с высокоглиноземистыми вулканическими (развитая энсиматическая дуга) — более высокоглиноземистых ломонтита и анальцита. При этом намечаются зависимости цифровых значений соотношения SiO₂/Al₂O₃ и CaO/Na₂O для средних составов пород вулканических серий в сопоставлении с составом минералов склоновых апопеллотовых метасоматитов (табл. 27). Следует отметить, что на данном уровне изученности выявленные соотношения отмечают порядок цифр, а не абсолютные величины. В целом результаты исследований показывают, что минеральные ассоциации апопелловых метасоматитов из отложений преддуговых палеозон могут служить индикаторами структурного типа островных палеодуг.

Изменение минеральных ассоциаций пород, сформированных в различных структурно-формационных зонах внешнего склона развитой энсиматической островной дуги и предостроводужного трога, прослежено на примере вулканогенно-осадочных меловых-нижнепалеогеновых комплексов хребта Северный Кумроч. Здесь выделяются следующие структурно-формационные комплексы: 1) мелководный с преимущественно вулканическими ассоциациями пород; 2) расчлененного рельефа (поднятия и депрессии) с турбидитно-оползновыми и турбидитно-темпелагическими вулканогенно-осадочными комплексами; 3) от-

Т а б л и ц а 25
Минеральные ассоциации апопелловых метасоматитов преддуговых палеозон

Минералы	ПМ	ПО		
		Р	П(II)	П(III)
Кварц	++	++	++	++
Альбит		++		
Ломонтит			++	
Анальцит	+			++
Гейландит	++			
Хлорит	+	+	+	+
Корренситоподобный минерал	+			
Смектит		+	+	+
Гидрослюда		+		+
Селадонит			+	
Пренит			+	

П р и м е ч а н и е. ПМ, ПО — типы вулканических дуг [Белый, 1974]: ПМ — приматериковая (Тайгонская, п-ов Мамет, р. Таловка Пенжинского хребта), ПО — приокеанические (В.Сахалин, С.Кумроч, о-в Карагинский); Р, П — стадии развития дуг: Р — ранняя (В.Сахалин, о-в Карагинский), П — поздняя (С.Кумроч). Минералы: ++ главные, + второстепенные, — отсутствуют. II, III — см. табл. 22.

Т а б л и ц а 26
Химический состав минералов вулканогенно-осадочных и вулканических комплексов преддуговых палеозон, мас. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	61,43	66,91	53,00	56,69	42,75	59,62	69,16	55,09
Al ₂ O ₃	14,98	18,98	22,28	22,78	20,09	5,53	14,08	0,23
Fe ₂ O ₃	0,79	0,06	0,04	0,00	4,27	14,59	0,89	0,24
MgO	1,12	0,09	0,00	0,00	0,00	8,35	0,00	0,20
CaO	5,03	0,41	12,22	0,65	26,02	0,16	5,51	25,53
Na ₂ O	0,12	11,88	0,00	11,12	0,01	0,00	0,88	0,02
K ₂ O	0,27	0,13	0,04	0,00	0,00	9,08	0,32	3,94
Сумма	83,74	98,46	87,58	91,24	93,14	97,33	90,84	85,25

Ионы	72(0)	8(0)	48(0)	96(0)	11(0)	72(0)	25 зарядов
Si	28,06	2,98	16,07	32,90	3,05	4,00	29,09
Al	8,06	1,00	7,94	15,66	1,69	0,43	6,97
Fe ³⁺	0,27	0,00	0,00	0,00	0,23	0,73	0,30
Mg	0,78	0,00	0,00	0,00	0,00	0,84	0,00
Ca	2,47	0,02	3,85	0,42	1,99	0,01	2,47
Na	0,11	1,03	0,00	12,57	0,00	0,00	0,71
K	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,77	0,15
Si/Al	3,48	2,98	2,02	2,10	1,80	93	4,17

П р и м е ч а н и е. Минералы: 1 — гейландит; 2 — альбит; 3 — ломонтит; 4 — анальцит; 5 — пренит; 6 — селадонит; 7 — гейландит-клиноптилолит; 8 — апофиллит. Породы: 1—6 — туфосилиты; 7, 8 — измененные базальты. Анализы выполнены на приборе MS-46 (ГИН РАН), аналитик Б.И.Воронин. Точность анализов ±2—3 мас. % к сумме окислов. Содержание TiO₂, MnO, Cr₂O₃ не превышает 0,05 мас. %; SrO и BaO отсутствуют.

Т а б л и ц а 27

Сопоставление среднего состава пород островодужных вулканических серий и минералов туфосилицитов преддуговых палеозон

Состав		ПМ	ПО		
			Р	П(II)	П(III)
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	породы	3,90	4,09	2,86	3,07
	минерала	4,10	3,52	2,38	2,56
CaO/Na ₂ O	породы	3,54	2,68	3,04	2,62
	минерала	496	0,03	1200	0,01
Преобладающие минералы		Гейландит	Альбит	Ломонтит	Анальцим

Примечание. Породы: ПМ — андезиты; Р — спилитизированные базальты [Юркова, 1991]; П(II), П(III) — базальты уколкинской толщи и ветловского комплекса соответственно. ПМ, ПО, П(II), П(III) см. табл. 25.

носителем глубоководный с турбидитно-гемипелагическими и кремнистыми отложениями. По мере увеличения глубоководности отложений в базальтовых и апотуфовых измененных породах прослеживается смена составов цеолитов в сторону минерала, который может формироваться в условиях более высокой температуры и высокого флюидного давления: вайрацит — в базальтах, анальцим — в апотуфо-туфитовых метасоматитах. В апотуфо-туфитовых гидротермально-метасоматических ассоциациях происходит смена высококремниевое кальциевого гейландит-клиноптилолита среднекремниевыми ломонтитом и анальцимом с более высоким содержанием глинозема. В составе слоистых силикатов различных типов пород наиболее глубоководных комплексов возрастает роль хлоритов. В апотуфо-туфитовых метасоматитах второй структурной зоны с ломонтитом ассоциирует селадонит (впадины), в гидротермально измененных кристалло-литокластических псефито-псаммитовых туфах с макро- и микротекстурами оползания — корренсит. Важно отметить, что в гемипелагических и кремнистых комплексах, сопоставимых с пелагическими отложениями, не выявлены калийсодержащие цеолиты, в частности клиноптилолиты, характерные для меловых океанических отложений, что отмечалось ранее в этой главе. Что касается состава кластогенных компонентов вулканогенно-осадочных комплексов песчаников, то детальная его оценка показывает принадлежность песчаных пород к граувакковым комплексам. В отложениях ранее названных структурно-формационных зон островодужного склона хребта Северный Кумроч по мере удаления от зоны активного вулканизма и увеличения глубоководности отложений для полевошпатовых и кварц-полевошпатовых граувакк намечаются следующие тенденции в изменении их состава (см. табл. 23): 1) возрастает содержание кварца в отложениях придонных течений; 2) несколько уменьшаются максимальные содержания плагиоклазов, особенно малоизмененных. Роль темноцветных минералов уменьшается в наиболее глубоководном комплексе. Максимальные содержания приурочены к турбидитным слоям. Содержание обломков пород сохраняется примерно на одном уровне. В глубоководных комплексах возрастает содержание обломков негематитизированных базальтоидов. Наиболее высокие содержания обломков ожелезненных гематитизированных базальтоидов отмечены в комплексе с мощными пачками псефито-псаммитовых туфов.

Сопоставление химизма песчаных пород по литературным и собственным данным позволяет отметить следующее (см. рис. 29). 1. Бимодальный по содержанию кремнезема состав преддуговых песчаников ранней стадии приокеанической дуги в результате формирования двух типов граувакк: плагиогранит-кварц-кратофировых кварц-полевошпатовых и спилит-порфириновых, что явилось, по всей видимости, следствием проявления контрастного вулканизма. Как уже отмечалось, граувакки первого типа сопоставимы по химизму с современными песками задуговых бассейнов, второго — преддуговых, хотя они переслаиваются в

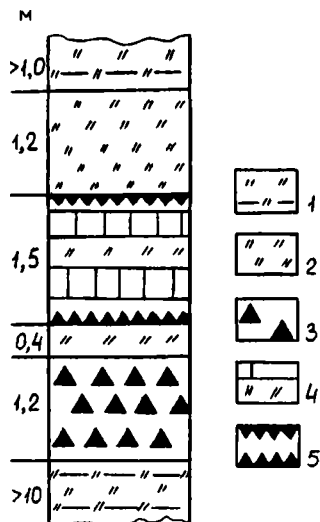


Рис. 38. Строение рудоносной пачки пород

1 — тонкое (1–3 см) переслаивание пестроцветных пород (кремнистых аргиллитов, кремней и песчаников); 2 — темно-серые кремни; 3 — Fe-Mn рудоносный слой; 4 — бурогоцветная кремнисто-карбонатная порода; 5 — Fe-Mn корки в кремнях

едином разрезе. 2. Сходство граувакк хребта Северный Кумроч по петрографическому и химическому составу с близковозрастными вулканогенно-осадочными отложениями малокурульской свиты (маастрихт) о-ва Шикотан. 3. Высококремнистый состав граувакк флишондов Вывенско-Ватынской зоны, сформированных в результате дезинтеграции кремнистых и слюдисто-кремнистых сланцев и филлонитов, образование которых было связано со становлением офиолитов. Исходя из химического состава, высококремнистые граувакки могли трактоваться как кварцевые аркозы. Таким образом, сопоставление показало, что использование химических индикаторов необходимо контролировать данными петрографического изучения комплексов.

В кремнистых слоях предостроводужного глубоководного комплекса присутствуют линзы оксидно-карбонатных Fe-Mn рудоносных отложений, которые залегают как в структурно приподнятых (3 м) участках над горизонтами шаровых и массивных измененных базальтовых лав, так и в верхних частях конседиментационных холмов высотой 8 м, протяженностью до 25 м, сложенных слоистыми (1–3 см) пестроцветными (бурые и серые слои) песчано-кремнисто-глинистыми отложениями. Строение рудоносного слоя для последнего случая показано на рисунке (рис. 38). Составы рудных компонентов изменяются от Mn (пирролюзит, манганит) до Fe (гематит) и карбонатных родохрозитовых (см. табл. 21). Таким образом, выявлена редко фиксируемая геологическая обстановка формирования марганцевых рудоносных слоев, а именно в преддуговых зонах развитых островных дуг, для которых характерен вулканизм с высокоглиноземистыми базальтовыми лавами. Формирование рудоносных холмов позволяет предполагать поступление рудного вещества вслед за песчано-кремнисто-глинистым материалом в результате гидравлических и осадочных интрузий или экструзий, наблюдаемых в преддуговых бассейнах [Talbot, Brunn, 1989]. По данным упоминаемых выше авторов, осадочные и гидравлические интрузии и экструзии связаны с формированием гидравлической дуги на внутреннем склоне желоба в условиях высоких давлений и низких температур. Кроме того, следует обратить внимание на биметасоматические изменения преддуговых турбидитно-гемипелагических флишонидных комплексов и туфов в зонах субвертикальных контактов их с гипербазитами, которые характерны как для приматериковых (п-ов Мамет), так и приокеанических (п-ов Шмидта и хребет Северный Кумроч) палеодуг. При этом формирование биметасоматических слоев, судя по особенностям структуры ксонотлитов, происходило в условиях гидротермально-метасоматического метаморфизма при температурах выше 160°C [Юркова, 1991]. Эти принципиально новые

данные необходимо учитывать при создании моделей формирования аккреционных структур. Условия статичного термального ($>160^{\circ}\text{C}$) по ксонотлитовому геотермометру, а не динамометаморфического взаимодействия (с формированием милонитов и филлонитов) этих комплексов трудно объяснимы с позиций шарьирования океанических офиолитовых пластин на островодужные комплексы и более подходят для геодинамической ситуации диапирового становления офиолитов [Юркова, 1991].

В целом, в результате исследований показана зависимость состава обломочных и аутигенных компонентов флишоидных и ассоциирующихся структурно-формационных комплексов от специфики вулканизма, структурного типа палеодуг и глубины формирования комплексов на внешнем осроводужном склоне. При этом минеральные ассоциации апопепловых метасоматитов могут быть использованы как индикаторы структурного типа палеодуг.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИИИ КАЙНОЗОЙСКИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ (СЕВЕРНЫЙ САХАЛИН)

Поздняя история зоны перехода энсиматическая островная дуга — желоб рассмотрена на примере осадочных комплексов Северного Сахалина. В позднепалеогеновое—неогеновое время в этой области происходило формирование терригенных комплексов в условиях расчлененного рельефа в наложенных приразломных прогибах. Они появились в процессе нарушения структуры поздне меловой фронтальной зоны энсиматической островной дуги субмеридиональными правыми сдвигами, сопряженными со взбросо—сбросами северо—восточного и северо—западного простираня [Рождественский, Речкин, 1982; Рождественский, 1984; Юркова, 1972, 1991]. Наиболее глубоководные кремнисто—глинистый и песчано—глинистый комплексы пространственно тяготеют к зоне палеожелоба. Они содержат залежи нефти и газа. При приближении к палеожелобу на шельфе северо—восточного Сахалина выявлены газоконденсатные залежи самого молодого плиоценового возраста.

На приподнятых участках рассматриваемой области осадконакопления сформировались угленосные параличский и лимнический комплексы. В завершающий этап неогеновое осадконакопления отложились грубопесчаные моласовые толщи (см. рис. 26). Источниками терригенного вещества для осадков служили верхнемеловые вулканогенные и вулканогенно—осадочные комплексы амагматичных поднятий, подвергшиеся эрозии в раннепалеогеновое время. Они включают меловые спилито—кератофировый, туфотерригенный и вулканотерригенный флишоидный комплексы, рассмотренные ранее (см. рис. 26). В этих условиях на участках, прилегающих к устойчивым поднятиям, были сформированы минеральные ассоциации порфириновых (спилитовых) граувакк (рис. 39). В более глубоководных участках образовались кварц—полевошпатовые граувакки [Юркова, 1972]. В обломочных парагенезисах молласовых комплексов значительно возросла роль кварца. Для этих комплексов характерны граувакковые аркозы. Влияние эпигенетических процессов на состав обломочных ассоциаций было двойким. С одной стороны, они постепенно привели к исчезновению неустойчивых минералов (пироксены, роговые обманки, сфен, эпидот), а с другой — продолжили изменения, унаследованные от материнских пород питающих областей (деанортитизация плагиоклазов, формирование смектита, хлорита, цеолитов, карбонатов, сульфидов железа).

Осадочные комплексы имеют нарушенные тектонические контакты с офиолитами. Однако в ряде случаев наблюдаются контактово—метаморфические зоны. В частности, отложения угленосного мачигарского (олигоцен?) комплекса на п—ове Шмидта на контакте с дайковым комплексом офиолитов подверглись уплотнению, окремнению и рассланцеванию (см. рис. 24). В зоне тектонического шва между сеноманским вулканогенно—осадочным комплексом и офиолитовым меланжем на востоке и нижнепильской глинисто—кремнистой свитой среднего

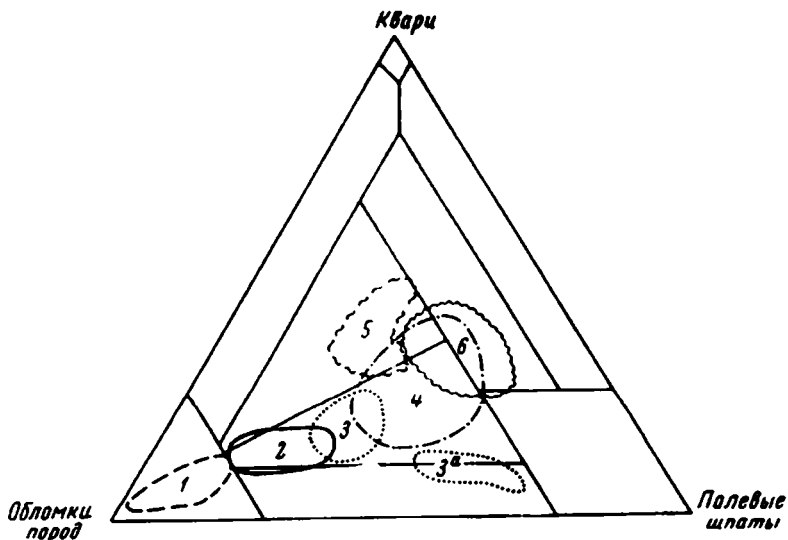


Рис. 39. Состав обломочных ассоциаций песчаников неогеновых отложений Северного Сахалина
 Границы полей песчаников различных комплексов: 1 — угленосного континентального, 2 — конгломерато-песчано-глинистого (флишоидного), 3 — глинисто-кремнистого, 4 — песчано-глинистого морского, 5 — угленосного параллического, 6 — грубопесчаного лигнитоносного (молассового); 3а — поле песчаников глинисто-кремнистого комплекса с вулканогенным и вулканотерригенным материалом. Разделение полей на диаграмме по данным В.Д.Шутова [1975]

миоцена на западе прослежены полосы низкотемпературного гидротермального изменения контактирующих пород. Наблюдается образование смектитов и скопленений сульфидов. При этом нижнеплийские отложения интенсивно дислоцированы, смяты в мелкие крутые складки, нарушенные разломами. Контактные изменения, по-видимому, связаны с возобновлением подвижек по древним шовным зонам в сахалинскую фазу складчатости в конце плиоцена. О современной активизации древних шовных зон свидетельствуют эндогенные гидрохимические аномалии по содержанию углекислоты, бора, кремнекислоты в составе вод, гелия и радиогенного аргона в составе растворенных газов, а также рудопроявления ртути и мышьяка, приуроченные к Туинскому, Тымь-Поронайскому и другим разломам Северного, Центрального и Южного Сахалина [Равдоникас, 1986].

Основное внимание при изучении неогеновых отложений было уделено продуктивным нефтегазоносным толщам песчано-глинистого комплекса для решения задач нефтяной геологии, а именно для оценки времени формирования залежей нефти с использованием концепции торможения процессов минералообразования в породах-коллекторах, аккумулировавших нефть. В разрезе нефтегазоносных толщ верхнемиоценового окобыкайского стратиграфического горизонта неравномерно чередуются пачки глинистых и песчаных пород. Алевролиты в этих пачках имеют подчиненное значение. Глинистые пачки отличаются плохой выдержанностью по простиранию и выклиниваются в пределах сравнительно небольшой площади. Мощность отложений достигает 2000 м.

При изучении состава и особенностей вторичных изменений пород продуктивной толщи было установлено, что песчано-алевролитовые породы представлены кварц-полевошпатовыми граувакками с полиминеральным (хлорит, каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, редко карбонат) цементом. Вниз по разрезу в них наблюдается обеднение состава аллотигенных компонентов за счет исчезновения и замещения минералов, нестойких в эпигенезе. Это сфен, ильменит, гранаты, эпидот, полевые шпаты, биотит. Соответственно возростала роль аутигенных образований. Однако в пределах нефтяных залежей эта закономерность резко нарушается (рис. 40). Исчезновение нестойких компонентов и образование аутигенных минералов здесь оказывается замедленным по сравнению с обводненными

Западное Забье
Сейл. 507

Командо
Сейл. 1-11

Малое Содо
Сейл. 1-11, 24

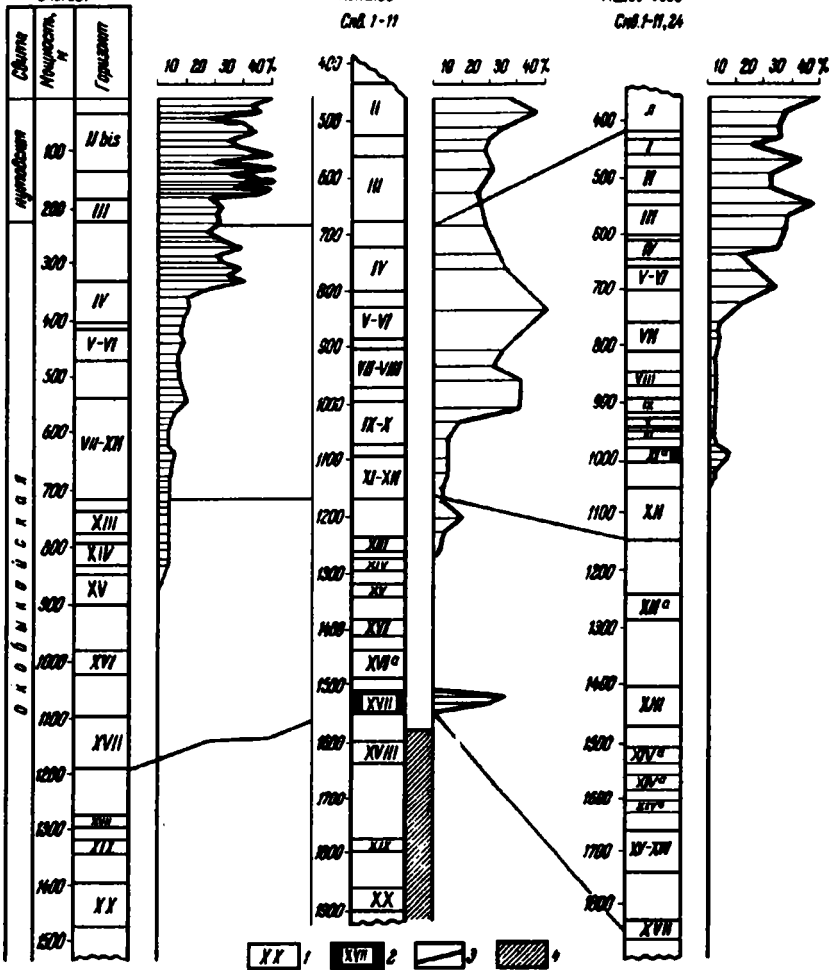


Рис. 40. Распределение эпидота в разрезе продуктивных отложений Северного Сахалина
Горизонты: 1 — водоносные, 2 — нефтеносные, 3 — линии сопоставления горизонтов; 4 — малоизученные водоносные горизонты

участками. Особенно отчетливо это замедление выявляется в глубоких продуктивных горизонтах, где некоторые из нестойких минералов (сфен, эпидот) почти полностью исчезают по всей площади, кроме нефтенасыщенных зон. Один из таких горизонтов (XVII) выбран в качестве объекта для сравнительных исследований вторичных преобразований пород. Выбор горизонта XVII основывался на том, что его отложения, сформированные в период обширной позднемиоценовой трансгрессии, повсеместно распространены на площади исследуемого района, уверенно выделяются в разрезах и содержат наибольшее количество залежей нефти и газа.

Исследуемый горизонт обычно состоит из 3—4 песчаных пластов, разделенных тонкими глинистыми прослоями. Песчаные пласты сложены средне-мелкозернистыми песчаниками, часто со значительной (до 30%) примесью алевролитовых фракций. Мощность горизонта изменяется от 20 до 160 м, уменьшаясь к своду. Антиклинальные структуры, в пределах которых изучались породы исследуемого горизонта, а также сведения о глубинах его погружения, температурных условиях, составе и минерализации подземных вод и данные по удельному весу нефти представлены в табл. 28. По данным ряда исследователей Северного Сахалина,

Т а б л и ц а 2 8
Сведения о глубинах залегания, свойствах подземных вод и нефтей XVII горизонта
(по данным материалов ВНИГРИ), средние значения

Антиклинальная структура	Пласт местной номенклатуры	Глубина залегания кровли пласта, м	Удельный вес нефти (средние минимальные значения), г/см ³	Минерализация подземных вод, г/л	Температура, °С
Одопту	XX	2000-2300	0,848	24	Нет данных
Колендо	XVII	1360-1560	0,878	23	55
Восточное Эхаби (поднадвиг)	25	1300-1600	0,858	25	50
Восточное Эхаби (надвиг)					
а) северная часть	XVII	700-1400	0,848	16	45
б) центральная часть	XVII	400-800	0,864	19	20
Эхаби	XVII	750-900	0,865	21	28
Кыдыланьи	X	1900-2150	Газ	10	65
Тунгор	XVII	1840-1960		24	60
Сабо	XVII	1800-1950		10	55
Малое Сабо	XVII	1600-1960		10	58
	XVI	1400-1680	Вода	9	50

П р и м е ч а н и е. Подземные воды определены по методу Сулина как гидрокарбонатнонатриевые.

рассматриваемые антиклинальные структуры формировались одновременно с накоплением осадков [Алексейчик, Гальцев-Безюк, Ковальчук и др., 1963; Евдокимова, 1963; Соломатина, 1963]. Большинство из них было сформировано в основном к концу верхнего миоцена. Несколько отставала от них в росте Колендинская складка [Клещев, 1966]. В целом для продуктивной толщи Северного Сахалина характерны поровые и трещинно-поровые коллекторы в полузакрытой и закрытой гидрогеологических системах. Общий солевой состав подземных вод, связанных со скоплением углеводородов, мало отличается от вод непродуктивных горизонтов [Равдоникас, 1986]. Наиболее типичный биоценоз микрофлоры в водах нефтяных залежей — сульфатвосстанавливающие микроорганизмы, развивающиеся на углеводородах исходной нефти.

Особенности постседиментационного преобразования песчаников горизонта XVII изучались дифференцированно по группам минеральных компонентов осадочных пород, обломочным породообразующим и акцессорным минералам, минералам глин и аутигенным образованиям. В плане распространения горизонта сравнивались различные участки: в пределах и за пределами нефтяных и газовых залежей, в сводовых частях и на крыльях структуры с непродуктивным горизонтом XVII (табл. 29). Обобщенные данные этого изучения сведены в табл. 30. В результате этого изучения выявилась отчетливая приуроченность менее всего преобразованных постседиментационными процессами песчаников при сходных геологических и гидрогеологических условиях их нахождения на исследуемой площади только к участкам нефтяных залежей. Это обстоятельство заставляет связывать отставание вторичного изменения этих пород с присутствием в них нефти, которая, по представлению исследователей, выдвигающих концепцию «торможения», является крайне неблагоприятной средой для течения процессов эпигенетического изменения пород и аутигенного минералообразования.

Отставание в степени вторичного изменения нефтеносных пород фиксируют различные компоненты обломочной и цементирующей массы пород, в частности эпидот и сфен. Наиболее чутким и удобным для исследований индикатором можно, по-видимому, считать сфен. Результаты исследований позволяют говорить,

Т а б л и ц а 29
Содержание минералов тяжелой фракции в песчаниках XVII горизонта

Местоположение образца	Количество образцов	Аллоигенные минералы в порядке устойчивости, по: [Petitjohn, 1941]				Лейкоксен	Тонкозернистые агрегаты анатаза
		Сфен	Эпидот	Ильменит	Гранаты, п=1,737-1,770		
В пределах большинства рассматриваемых нефтяных залежей и в первой зоне Колендинской залежи	62	15-40	3-35	24-54	15-18	8-18	1-4
Во второй зоне Колендинской залежи	29	3-9	2-8	7-16	10-15	15-35	1-7
За контуром нефтяных залежей	32	1-3	0-1	5-12	5-12	25-45	1-6
В пределах газовых залежей	17	1-2	0-1	3-12	4-12	25-38	1-7
За контуром газовых залежей	16	1-2	0-1	5-10	7-12	20-40	1-7
В сводовых частях структуры с непродуктивным XVII горизонтом	7	1-3	0-1	5-10	4	25-38	2-4
На крыльях структуры с непродуктивным XVII горизонтом	7	1-4	0-1	5-12	6	23-38	2-4

П р и м е ч а н и е. Содержание эпидота, сфена и низкопреломляющих гранатов рассчитано в процентах от суммы прозрачных минералов; ильменита, лейкоксена и анатаза — в процентах от общего количества тяжелых минералов без пирита. Размерность фракций 0,25—0,01 мм.

что содержание сфена в песчаниках не зависит от их гранулометрического состава и положения в разрезе продуктивного горизонта, а в пределах большинства рассматриваемых нефтяных и газовых залежей (кроме Календо) — также от положения образцов на площади структуры. По содержанию сфена в тяжелых фракциях представляется возможным количественно выразить отставание в степени вторичного изменения песчаников, которое наблюдается в пределах нефтяной залежи, и, следовательно, более объективно подойти к оценке времени аккумуляции нефти в ловушках.

Результаты оценки времени и фаз аккумуляции нефти показаны на рис. 41 и в табл. 30. При этом одинаковая степень постседиментационного преобразования песчаников на площади большинства рассматриваемых нефтяных залежей оценивалась как результат формирования залежей в одну (не очень длительную) фазу аккумуляции нефти. Предполагалось, что те постседиментационные изменения, которые наблюдаются в нефтенасыщенных песчаниках, возникли до прихода в них нефти. Наличие двух различно измененных вторичными процессами зон песчаников в пределах залежи Колендинского месторождения трактовалось как следствие двухфазной аккумуляции нефти в ловушке (см. рис. 41). Учитывая одинаковый характер постседиментационного преобразования, принималось, что аккумуляция нефти в первой зоне залежи Колендинской складки (первая фаза) совпадала по времени с аккумуляцией нефти в ловушках большинства рассматриваемых структур (Эхаби, Восточное Эхаби, Одопту).

Время пребывания нефти в залежах оценивалось, исходя из того, что с ее аккумуляцией процессы вторичного изменения песчаников прекращались полностью. В непрерывном разрезе продуктивной толщи отыскивался такой горизонт

Таблица 30
Состав и последовательность образования аутигенных минералов в песчаниках XVII горизонта

Стадии аутигенного минералообразования	В пределах большинства рассматриваемых нефтяных залежей и в первой зоне нефтяной залежи Колендинского месторождения	Во второй зоне нефтяной залежи Колендинского месторождения	За пределами нефтяных залежей и на площади структуры с непродуктивным XVII горизонтом	В пределах газовых залежей	За пределами газовых залежей	Содержание аллотигенного сфена, %	
Поздний диагенез-начальный эпигенез	Пирит, пелитоморфный кальцио-сидероплезит, чешуйчатый каолинит в порах, лейкоксен, тонкозернистые агрегатные образования анатаза, хлорит по биотиту					15-40	
Начальный эпигенез	Первая фаза аккумуляции нефти	Нет		Возможная аккумуляция газа	Нет	3-9	
		Пирит по периферии первой зоны нефтяной залежи Колендинского месторождения	Нет				
		Лейкоксен					
		Тонкозернистые агрегаты анатаза					
		Монтморилонит и каолинит, развитые по биотиту					
		Бледнозеленый хлорит в порах					
		Редкие выделения мелкозернистого кальцита			Нет		
	Вторая фаза аккумуляции нефти	Нет				1-3	
		Пирит по периферии всех нефтяных залежей	Нет				
		Базальный зернистый кальцит	Базальный зернистый анкерит				
		Каолинит по полевым шпатам					

или уровень, степень постседиментационного преобразования песчаников которого близка или совпадает со степенью вторичного изменения нефтенасыщенных песчаников горизонта XVII. Если принять, что вся сумма постседиментационных изменений песчаников до прихода в них нефти накапливалась равномерно за какой-то определенный геологический отрезок времени, то возраст песчаников выбранного уровня, и, следовательно, время их вторичных изменений можно приравнять ко времени, которое прошло с момента отложений нефтесодержащих пород до аккумуляции в них нефти. Постседиментационное преобразование песчаников в пределах нефтяных залежей горизонта XVII соответствует характеру вторичного изменения этих пород в вышележащих (I—IV, по эхабинской номенклатуре) непродуктивных горизонтах. Длительность пребывания нефти в ловушках большинства рассматриваемых структур и в первой зоне залежи Колендинской складки оценивалась как разница во времени формирования отложений горизонтов I—IV и XVII, взятых на одной и той же структуре с относительно спокойным строением (например, на Эхабинской). Эта разница со второй половины и до конца миоцена — начала плиоцена может трактоваться в пределах от 1 до 3 млн лет.

Таким образом, первая фаза аккумуляции нефти по времени приходится на поздний плиоцен. Время же второй (более поздней) фазы в этом случае можно, по-видимому, оценивать как постплиоценовое. Следует заметить, что оценка времени построена на ряде допущений (полное прекращение процессов вторичного минералообразования в породах в присутствии нефти, равномерное во времени течение процессов постседиментационного изменения пород горизонтов

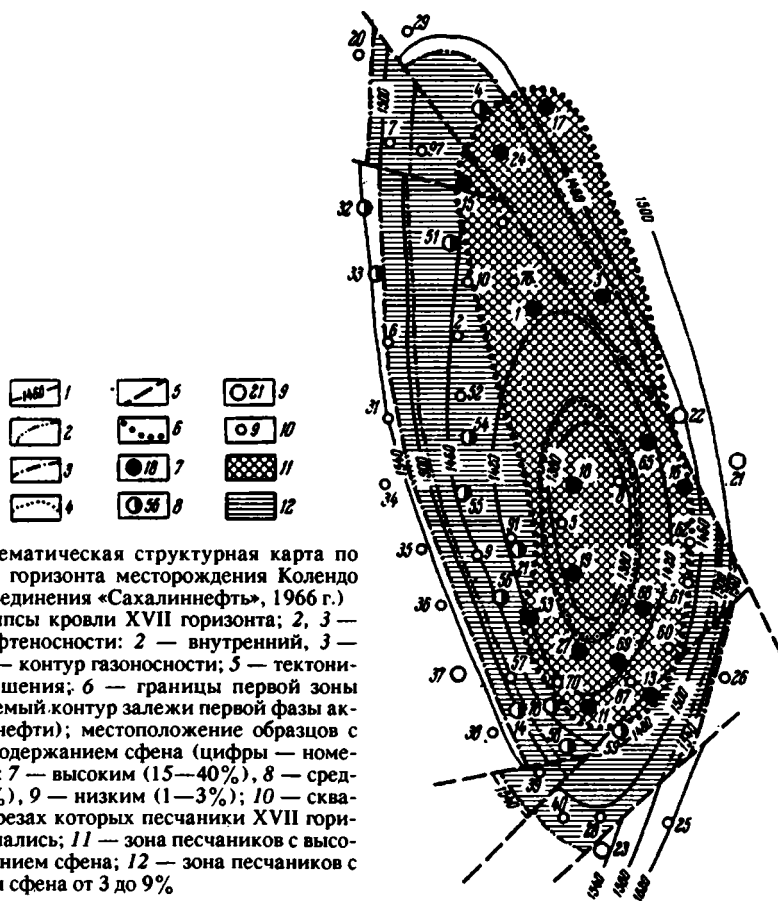


Рис. 41. Схематическая структурная карта по кровле XVII горизонта месторождения Колендо (вариант объединения «Сахалиннефть», 1966 г.)

1 — изогипсы кровли XVII горизонта; 2, 3 — контуры нефтеносности: 2 — внутренний, 3 — внешний; 4 — контур газоносности; 5 — тектонические нарушения; 6 — границы первой зоны (предполагаемый контур залежи первой фазы аккумуляции нефти); местоположение образцов с различным содержанием сфена (цифры — номера скважин): 7 — высоким (15—40%), 8 — средним (3 до 9%), 9 — низким (1—3%); 10 — скважины, в разрезах которых песчаники XVII горизонта не изучались; 11 — зона песчаников с высоким содержанием сфена; 12 — зона песчаников с содержанием сфена от 3 до 9%

I—IV, XVII и др.), носит опытный и в достаточной мере предположительный характер. Тем не менее она вполне согласуется с оценкой времени аккумуляции нефти в ловушках горизонта XVII, которую дали В.С.Ковальчук и Т.И.Евдокимова [1967], рассматривая историю формирования нефтяных залежей с тектонических, литолого-фациальных, гидрогеологических и геохимических позиций. Эти исследователи связывают основную миграцию углеводородов со временем усиления тектонических движений в сахалинскую фазу складчатости в конце плиоцена—начале постплиоцена, что совпадает с завершающими стадиями становления офиолитов в современной структуре [Речкин, 1984].

Влияние газа на процессы постседиментационного преобразования песчаников по результатам проведенных исследований не выявлено. Возможно, это объясняется следующими причинами: 1) газ мигрировал в ловушку совсем недавно в современную эпоху, и влияние его на процессы постседиментационного изменения пород из-за кратковременности пребывания в ловушках минералогическими исследованиями не улавливается; 2) длительное время газ находился в ловушке в водорастворенном состоянии и выделился в свободную фазу сравнительно недавно; 3) газ, заполняя ловушки, не тормозил процессы постседиментационного изменения пород. Известно представление О.В.Равдоникас [1986] о скоплениях газа в недавно сформированных структурах, промываемых в современную эпоху в отличие от нефтеносных палеоструктур. Учитывая это обстоятельство, наиболее вероятен вывод о недавней миграции газа в современные ловушки.

Обзор данных по минеральным ассоциациям нефтегазоносных комплексов Северного Сахалина в сопоставлении с данными о геодинамических условиях становления офиолитов и ассоциирующихся вулканогенно-осадочных комплексов преддуговых палеозон позволяет сделать вывод о формировании залежей нефти и газа над сейсмофокальной зоной в завершающий этап становления офиолитов. Формирование офиолитов связывается с подъемом мантийного диапира [Юркова, 1991]. В этом случае можно предположить глубинное происхождение газа и нефти в высоковосстановительной ультраосновной среде, содержащей донаторы углерода и водорода: C, H₂, H₂O, CO₂, CH₄ и др. [Доленко, Чекалюк, Колодий, Стефанюк, 1985]. Укомплектование природной системы нефти и газа отчасти могло совпадать с ранней серпентинизацией ультрабазитов, когда под влиянием никелевого катализатора происходили реакции следующего типа: $CO + 3H_2 \xrightarrow{Ni} CH_4 + H_2O$ [Юркова, 1991; Cusumano, Dalla Betta, Levy Ricardo, 1978]. Течение реакции возможно при T > 620°C и атмосферном давлении. Повышение давления должно при тех же температурах способствовать более интенсивному течению этой реакции [Жуховицкий, Шварцман, 1976]. Поступление нефти и газа в ловушки в этом случае надо предполагать в процессе гидравлических и углеводородных интрузий и экструзий в завершающие этапы подъема и разрушения офиолитового диапира.

Изложенные выше данные с успехом могут быть использованы для прогноза залежей нефти и газа в мезозойско-кайнозойских комплексах северо-западного обрамления Тихого океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выводы об условиях формирования каждого из исследуемых офиолитовых и пограничных вулканогенно-осадочных комплексов сделаны в конце соответствующих глав. В целом, при обобщении и анализе данных исследований, изложенных в этой и предыдущей монографиях [Юркова, 1991], в сопоставлении с литературными материалами по этой проблеме представляется возможным реконструировать следующую последовательность этапов формирования офиолитовых ассоциаций в зоне перехода примитивная островная дуга — желоб над сейсмофокальной зоной.

1. Начало подъема крупного мантийного диапира ультрабазитов дунит-гарцбургитового состава. Глубина 40—50 км, $T = 600—700^{\circ}\text{C}$. Этап отмечен псевдоморфной серпентинизацией с образованием антиторита и природных сплавов железо—никель.

2. Внедрение в псевдоморфно серпентинизированные ультрабазиты по дайкоподобным каналам ультраосновной магмы лерцолитового состава (пиролит?). В дунит-гарцбургитовых ультрабазитах продолжалась серпентинизация с образованием лизардита первой генерации. На контакте магматических тел с серпентинитами возникли высокотемпературные ($T = 990^{\circ}\text{C}$) биметасоматические слои (оливин, бронзит, диопсид).

3. Формирование полосчатой серии пород при полициклическом внедрении по дайкоподобным каналам основной магмы в лерцолитовые, верлитовые, аподунит-гарцбургитовые серпентинитовые полосы в условиях растяжения свода поднимающегося мантийного диапира. Предполагается динамическая кристаллизация магмы с образованием пироксенитов. Интервалы глубин от 20—30 до 10—12 км. В этих условиях были сформированы разнотемпературные биметасоматические слои: 1) апогаброноритовые ($T = 900^{\circ}\text{C}$), состоящие из бронзита, диопсида и паргаситовой роговой обманки; 2) аполерцолитовые ($T = 550—700^{\circ}\text{C}$), для которых характерны диопсид, паргаситовая роговая обманка, гроссуляр, андрадит, герцинит; 3) апосерпентинитовые, включающие лизардит, пентландит, хромшпинелид. Габбронориты и пироксениты подверглись автотематоморфической амфиболитизации ($T = 700—800^{\circ}\text{C}$) с образованием в разных сочетаниях эденита, эденитовой, магнезиальной и чермакитовой роговых обманок, а также магнезиогастингсита.

Габбронориты, экранированные серпентинитами в твердопластическом состоянии, были перекристаллизованы в условиях гранулитовой метаморфической фации ($T = 830—880^{\circ}\text{C}$). В результате возникли следующие ассоциации минералов: анортит, бронзит-гиперстен, диопсид-салит, магнетит. В зонах локально повышенных температур ($T = 700—800^{\circ}\text{C}$) и давлений ($P > 5$ кбар) полистадийно в условиях динамотермального метаморфизма были сформированы гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы, горнблендиты, плагиоклазовые амфиболиты и бластомилониты в виде полосовидных и линзовидных тел, ориентированных субсогласно с полосчатостью.

Ультраосновные породы — псевдоморфные аподунит-гарцбургитовые серпентиниты, лерцолиты и верлиты — в этот этап подверглись наложенной гидротермальной серпентинизации с образованием различных по составу лизардитов и магнетитов. Формирование штоков массивных габброноритов в полосчатых сериях было завершающим этапом магматизма на глубинах 10—12 км. В эндоконтактных роговиках образовалась ассоциация диопсида и роговой обманки с биотитом ($T = 700^{\circ}\text{C}$).

4. Образование интрузивных тел массивных габбро в условиях растяжения и отделения независимо протрудирующих блоков от крупного магматическо-метаморфического диапира. Глубина 5—10 км. В дупироксеновых габбро в автотематоморфическую стадию ($T = 700—750^{\circ}\text{C}$, $P < 5$ кбар) сформировались магнезиаль-

ная роговая обманка по клинопироксенам и псевдоморфозы амфибола и хлорита по ортопироксенам.

5. Формирование силлово-дайкового комплекса в условиях рассредоточенных и разноглубинных растяжений свода диапира. Этот этап тесно связан с предыдущим и является его непосредственным продолжением. Глубина 5 км. Именно в этот период сформированы апогаббровые и диабазовые термальные и динамотермальные амфиболиты ($T = 550\text{—}700^\circ\text{C}$, $P \geq 5$ кбар) и основная часть родингитов. Габбронориты подверглись наложенным зеленокаменным изменениям и окварцеванию с образованием метасоматических плагиогранитов, а ультрабазиты — наложенной гидротермальной серпентинизации и хлоритизации.

6. Формирование спилит-кератофирового вулканоплутонического комплекса в непостоянной во времени и пространстве геодинамической обстановке при сочетании условий растяжения и блоковых подвижек в связи со взбросо-сбросовыми и сдвиговыми нарушениями с тенденцией образования поднятия. Преобразования пород на этом этапе, помимо спилитизации, связаны главным образом с интрузиями и экструзиями плагиогранитной и кварцево-кератофировой магмы. К этому периоду относится образование за счет габброидов альбитовых амфиболитов ($T = 400\text{—}450^\circ\text{C}$, $P = 2,5\text{—}4$ кбар) и гидротермально-метасоматических пород плагиогранитного состава ($T = 300\text{—}400^\circ\text{C}$, $P = 2\text{—}6$ кбар). Одновременно сформировалась большая группа родингитов и тальково-диопсидовая ассоциация минералов ($T = 400\text{—}450^\circ\text{C}$, $P = 2,5\text{—}5$ кбар) за счет серпентинитов, а также пропилиитоподобные породы и пропилиты — за счет габброноритов, габбродиабазов ($T = 300\text{—}450^\circ\text{C}$, $P < 2$ кбар) и вулканитов. Со сдвиговыми и надвиговыми деформациями в процессе становления спилит-кератофирового комплекса связано образование за счет вулканитов амфиболовых сланцев и филлонитов ($T = 450^\circ\text{C}$, $P > 5$ кбар и $P < 5$ кбар).

Из всех комплексов офиолитов существенное влияние на формирование минеральных ассоциаций предостроводужных вулканогенно-осадочных пород в случае примитивной островной дуги оказал вулканоплутонический спилит-кератофировый комплекс как источник питания бассейна осадко- и породообразования вулканогенным, вулканотерригенным, терригенным и гидрогенным веществом.

В целом для предостроводужных вулканогенно-осадочных комплексов в результате исследований установлена зависимость состава обломочных и аутигенных, особенно апопепловых, минеральных ассоциаций от специфики островодужных вулканических серий, структурного типа и стадии развития палеодуг, а также от глубины формирования отложений на внешнем склоне палеодуги. При этом минеральные ассоциации апопепловых метасоматитов (туфосилицитов) могут непосредственно служить индикаторами структурного типа палеодуг. С протрудированием блоков офиолитов в предостроводужные осадочные комплексы, сформированные автокинетическими потоками, связаны биметасоматические изменения песчано-глинистых пород и туфов в зонах субвертикальных контактов их с гипербазитами. Формирование биметасоматических слоев, судя по особенностям структуры ксонотлита, происходило при температурах выше 160°C [Юркова, 1991]. Эти принципиально новые данные необходимо учитывать при создании моделей аккреционных процессов.

С предостроводужными вулканогенно-осадочными комплексами можно связывать прогнозы на сульфидные руды в случае примитивных островных палеодуг, для которых характерна спилит-кератофировая серия вулканитов, и на железомарганцевые руды — в случае развитой палеодуги, где проявлен вулканизм с мегаплагиофировым базальтоидным составом лав.

Обзор данных по минеральным ассоциациям нефтегазоносных комплексов Северного Сахалина в сопоставлении с данными о геодинамических условиях становления офиолитов и ассоциирующихся вулканогенно-осадочных комплексов преддуговых палеозон позволяет сделать вывод о формировании залежей нефти и газа над сейсмофокальной зоной в завершающий этап становления офиолитов в результате подъема мантийного диапира.

- Аверьев В.В.** О соотношении между гидротермальной и магматической деятельностью // Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964. С. 251-253.
- Александров А.А.** Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
- Алексейчик С.Н., Гальцев-Безюк С.Л., Ковальчук В.С.** и др. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Западно-Корякского нагорья // Докл. АН СССР, Вып. 217).
- Баранов Б.В., Басов И.А., Гладких П.А.** и др. Коренные породы хребта Ширинова (Берингово море) // Океанология. 1984. Т. 24, вып. 6. С. 936-940.
- Белый В.Ф.** К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана // Геотектоника. 1974. № 4. С. 85-101.
- Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н.** Верхнемеловые образования подводного хребта Ширинова: Берингово море // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1183-1186.
- Брайан У.Б.** Низкокальциевые дациты островной дуги Тонга-Кермадек: петрография, химизм и петрогенезис // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 418-432.
- Бонцинкина Л.Н.** Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974. 31 с.
- Вадуева Г.И.** Зависимость термостойкости неолитов структуры гейландита от их состава // Изв. СО АН СССР. Сер. химич. 1981. № 9. С. 147-148.
- Гагридов В.К., Соловьева Н.А.** Вулканогенно-осадочные формации геосинклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 151 с.
- Геологический словарь.** М.: Недра, 1978. Т. 2. 385 с.
- Геология дна Филиппинского моря.** М.: Наука, 1980. 259 с.
- Гил Дж.Б., Стори А.Л.** Миоценовые низкокальциевые дациты и трондьемиты островов Фиджи // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 456-470.
- Глазовская Л.И.** Амфиболиты метаморфических пород зерендинской и бектурганской серий (Центральный Казахстан) // Пороодообразующие минералы и их равновесия. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 23-39.
- Годяковский А.А.** Минералогия. М.: Недра, 1975. 508 с.
- Граменецкий Е.Н., Коротаев М.Ю.** Термодинамические условия стабильности и петрологические условия формирования дацитов // Термодинамика в геологии: Тез. Всесоюз. симпози., Суздаль, марта 1985. Черноголовка, 1985. Т. 1. 149-150 с.
- Гришик С.М.** Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинского нагорья. М.: Наука, 1978. 123 с.
- Григорьев В.И., Крылов К.А., Соколов С.Д.** Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного пояса, Камчатского нагорья // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского аккреционного пояса. М.: Наука, 1982. С. 116-139.
- Григорьев В.И., Казымиров А.Д., Шейва А.А., Соколов С.Д.** Геологическое строение Росомашинской зоны западной Корякского нагорья // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 3. С. 666-669.
- Давыдов Г.И., Чекалик Э.В., Колодий В.В., Стефанюк Ю.В.** Астеносферное происхождение нефтяных углеводородов // Дегазация Земли и геотектоника: Тез. докл. II Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1985. С. 68-70.
- Давы Р.С.** Изверженные породы и глубины Земли. М.: Глав. ред. геол.-разв. и геодез. лит., 1936. 100 с.
- Давы Р.С., Токко И.** Восточно-Эхранинского месторождения и ее влияние на образование и развитие амфиболитов // Геотектоника. 1963. 186 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 224).
- Давы Р.С., Токко И.** Амфиболиты Восточно-Эхранинского месторождения // Докл. АН СССР, Вып. 217).
- Ермолова И.И.** Амфиболиты Восточно-Эхранинского месторождения - вероятный аналог аортозитовых пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 25-37.
- Ефимов А.А.** Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 229 с.
- Ефимов А.А., Рябкова Н.И.** О природе западной габбро-амфиболитовой зоны Войкаро-Сыктинского массива // Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Свердловск, 1979. С. 32-51. (Тр. Ильм. гос. заповедника; Вып. 26).
- Ефимов А.А., Флерова К.В.** Амфиболы апогаббровых метаморфитов габбро-гипербазитовых комплексов Урала // Амфиболы метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1981. С. 38-41.
- Жуховицкий Г.А., Штернман Л.А.** Физическая химия. М.: Металлургия, 1976. 251 с.
- Заварицкий А.Н.** Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 311 с.

ная роговая обманка по клинопироксенам и псевдоморфозы амфибола и хлорита по ортопироксенам.

5. Формирование силлово-дайкового комплекса в условиях рассредоточенных и разноглубинных растяжений свода диапира. Этот этап тесно связан с предыдущим и является его непосредственным продолжением. Глубина 5 км. Именно в этот период сформированы апогаббровые и диабазовые термальные и динамотермальные амфиболиты ($T = 550\text{—}700^\circ\text{C}$, $P \geq 5$ кбар) и основная часть родингитов. Габбронориты подверглись наложенным зеленокаменным изменениям и окварцеванию с образованием метасоматических плагиогранитов, а ультрабазиты — наложенной гидротермальной серпентинизации и хлоритизации.

6. Формирование спилит-кератофирового вулканоплутонического комплекса в непостоянной во времени и пространстве геодинамической обстановке при сочетании условий растяжения и блоковых подвижек в связи со взбросо-сбросовыми и сдвиговыми нарушениями с тенденцией образования поднятия. Преобразования пород на этом этапе, помимо спилитизации, связаны главным образом с интрузиями и экструзиями плагиогранитной и кварцево-кератофировой магмы. К этому периоду относится образование за счет габброидов альбитовых амфиболитов ($T = 400\text{—}450^\circ\text{C}$, $P = 2,5\text{—}4$ кбар) и гидротермально-метасоматических пород плагиогранитного состава ($T = 300\text{—}400^\circ\text{C}$, $P = 2\text{—}6$ кбар). Одновременно сформировалась большая группа родингитов и тальково-диопсидовая ассоциация минералов ($T = 400\text{—}450^\circ\text{C}$, $P = 2,5\text{—}5$ кбар) за счет серпентинитов, а также пропилилоподобные породы и пропилиты — за счет габброноритов, габбродиабазов ($T = 300\text{—}450^\circ\text{C}$, $P < 2$ кбар) и вулканитов. Со сдвиговыми и надвиговыми деформациями в процессе становления спилит-кератофирового комплекса связано образование за счет вулканитов амфиболовых сланцев и филлонитов ($T = 450^\circ\text{C}$, $P > 5$ кбар и $P < 5$ кбар).

Из всех комплексов офиолитов существенное влияние на формирование минеральных ассоциаций предостроводужных вулканогенно-осадочных пород в случае примитивной островной дуги оказал вулканоплутонический спилит-кератофировый комплекс как источник питания бассейна осадко- и породообразования вулканогенным, вулканотерригенным, терригенным и гидрогенным веществом.

В целом для предостроводужных вулканогенно-осадочных комплексов в результате исследований установлена зависимость состава обломочных и аутигенных, особенно апопепловых, минеральных ассоциаций от специфики островодужных вулканических серий, структурного типа и стадии развития палеодуг, а также от глубины формирования отложений на внешнем склоне палеодуги. При этом минеральные ассоциации апопепловых метасоматитов (туфосилицитов) могут непосредственно служить индикаторами структурного типа палеодуг. С протрудированием блоков офиолитов в предостроводужные осадочные комплексы, сформированные автокинетическими потоками, связаны биметасоматические изменения песчано-глинистых пород и туфов в зонах субвертикальных контактов их с гипербазитами. Формирование биметасоматических слоев, судя по особенностям структуры ксонотлита, происходило при температурах выше 160°C [Юркова, 1991]. Эти принципиально новые данные необходимо учитывать при создании моделей аккреционных процессов.

С предостроводужными вулканогенно-осадочными комплексами можно связывать прогнозы на сульфидные руды в случае примитивных островных палеодуг, для которых характерна спилит-кератофировая серия вулканитов, и на железомарганцевые руды — в случае развитой палеодуги, где проявлен вулканизм с мегаплагиофировым базальтоидным составом лав.

Обзор данных по минеральным ассоциациям нефтегазоносных комплексов Северного Сахалина в сопоставлении с данными о геодинамических условиях становления офиолитов и ассоциирующихся вулканогенно-осадочных комплексов преддуговых палеозон позволяет сделать вывод о формировании залежей нефти и газа над сейсмофокальной зоной в завершающий этап становления офиолитов в результате подъема мантийного диапира.

- Аверьев В.В.* О соотношении между гидротермальной и магматической деятельностью // Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964. С. 251-253.
- Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
- Алексейчук С.Н., Гальцев-Безюк С.Д., Ковальчук В.С.* и др. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 206 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 217).
- Баранов Б.В., Басов И.А., Гладких П.А.* и др. Коренные породы хребта Ширшова (Берингово море) // Океанология. 1984. Т. 24, вып. 6. С. 936-940.
- Белый В.Ф.* К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана // Геотектоника. 1974. № 4. С. 85-101.
- 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.
- Брайан У.Б.* Низкокалийевые дациты островной дуги Тонга-Кермадек: петрография, химизм и петрогенезис // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 418-432.
- Ботвинкина Л.Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974. 301 с.
- Валуева Г.П.* Зависимость термостойкости цеолитов структуры гейландита от их состава // Изв. СО АН СССР. Сер. химич. 1981. № 9. С. 147-148.
- Гаврилов В.К., Соловьева Н.А.* Вулканогенно-осадочные формации геосинклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 151 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.* Миоценовые низкокалийевые дациты и трондьемиты островов Фиджи // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 456-470.
- Глазовская Л.И.* Амфиболиты метаморфических пород зерендинской и бектурганской серий (Центральный Казахстан) // Породообразующие минералы и их равновесия. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 23-39.
- Годовиков А.А.* Минералогия. М.: Недра, 1975. 508 с.
- Граменецкий Е.Н., Кортаев М.Ю.* Термодинамические условия стабильности и петрологическое значение флюидных расплавов // Термодинамика в геологии: Тез. Всесоюз. симпоз., Суздаль, 12-14 марта 1985. Черноголовка, 1985. Т. 1. 149-150 с.
- Гранник В.М.* Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 128 с.
- Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д.* Юрско-меловые отложения Яранайского аккреционного комплекса: Корякское нагорье // Очерки по геологии северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 110-139.
- Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Соколов С.Д.* Геологическое строение Росомашинской зоны меланжа Корякского нагорья // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 3. С. 666-669.
- Доленко Г.Н., Чекалюк Э.Б., Колодий В.В., Стефанюк Ю.В.* Астеносферное происхождение нефтяных углеводородов // Дегазация Земли и геотектоника: Тез. докл. II Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1985. С. 68-70.
- Дэли Р.О.* Изверженные породы и глубины Земли. М.: Глав. ред. геол.-разв. и геодез. лит., 1936. 196 с.
- Евсюкимова Т.И.* Тектоника Восточно-Эхабинского месторождения и ее влияние на образование и разрушение нефтяных залежей. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 186 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 224).
- Елисеев Н.А.* Метаморфизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. 414 с.
- Ермаков В.А.* Мегаплагитиофировые лавы Камчатки - вероятный аналог анортозитовых пород // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 10. С. 25-37.
- Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 229 с.
- Ефимов А.А., Рябкова Н.И.* О природе западной габбро-амфиболитовой зоны Войкаро-Сыньинского массива // Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Свердловск, 1979. С. 32-51. (Тр. Ильм. гос. запovedника; Вып. 26).
- Ефимов А.А., Флерова К.В.* Амфиболы апогаббровых метаморфитов габбро-гипербазитовых комплексов Урала // Амфиболы метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1981. С. 38-41.
- Жуховицкий А.А., Шварцман Л.А.* Физическая химия. М.: Металлургия, 1976. 251 с.
- Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 311 с.

- Закруткин В.В.* Об эволюции амфиболов при метаморфизме // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2. 1968. Ч. 97, вып. 1. С. 15-23.
- Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Магакян Р., Цукинов П.В.* Аккреционная структура Восточной Камчатки // Докл. АН СССР, 1990. Т. 312, № 5. С. 1186-1190.
- Злобин С.К., Закариадзе Г.С.* Геохимические черты островодужных интрузивных комплексов и их палеоаналогов // Геохимия. 1985. № 11. С. 1567-1577.
- Иващенко Р.У., Казакова Э.Н., Стрельцов М.И.* Плагнограниты, риолиты и субаркозы п-ова Камчатский Мыс // Тихоокеан. геология. 1986. № 4. С. 80-87.
- Исмаил-заде А.Д., Амиров С.Т., Мамедов М.Н.* Цеолиты мезозойско-кайнозойского вулканизма Малого Кавказа // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 135-140.
- Кашинцев Г.Л., Жданов В.В.* Амфиболитовые сланцы зоны разлома Элтанин (Тихий океан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 8. С. 23-37.
- Клещев В.А.* Формирование и закономерности размещения месторождений нефти и газа в верхнемиоценовых отложениях северо-восточной части о-ва Сахалин: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М., 1966. 19 с.
- Ковалчук В.С., Евдокимова Т.И.* Некоторые закономерности формирования и размещения газонефтяных залежей Северо-Восточного Сахалина // Генезис нефти и газа. Л.: Недра, 1967. С. 41-58.
- Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
- Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 336-456.
- Коссовская А.Г., Шутлов В.Д., Кац М.Я.* Генетические типы цеолитов клиноптилолит-гейландитовой группы континентов и океанов // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 8-30.
- Костюк Е.А., Соболев В.С.* Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка - актинолит в метаморфических породах // Докл. АН СССР. 1965. Т. 164, № 4. С. 898-901.
- Литвин А.А.* Кальциевые амфиболы (структура, распределение катионов, параметры элементарной ячейки). Киев: Наук. думка, 1973. 152 с.
- Литвин А.А., Белковский А.М., Остапенко С.С., Петрушина А.А.* Структуры основных парагенетических типов роговых обманок из пород Уфалейского полиметаморфического комплекса // Амфиболы метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1981. С. 4-18.
- Лихойдов Г.Г., Плюснина Л.П., Мищенко Г.А.* Условия образования амфиболитов-метазитов уфалейского комплекса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 9. С. 14-24.
- Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с. Магматические горные породы. Основные породы. М.: Наука, 1985. 469 с.
- Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношение структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 214 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 434).
- Минералогия медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. М.: Наука, 1981. С. 96-127.
- Муравьев В.И.* Особенности состава цеолитов глауконитово-кремнистой формации и проблема классификации группы клиноптилолит-гейландита // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 2. С. 75-82.
- Набоко С.И.* Закономерности формирования цеолитовых пород в областях разгрузки гидротермальных систем // Природные цеолиты. М.: Наука, 1980. С. 38-52.
- Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р.* и др. Тектоническое строение хребта Ширишова: Берингово море // Геотектоника. 1985. № 3. С. 21-37.
- Панях 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.
- Перфильев А.С., Херасков Н.Н.* Диабазовые комплексы и проблема тектонической расслоенности океанической коры // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1982. С. 64-101. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Перчук Л.Л.* Равновесия порообразующих минералов. М.: Недра, 1970. 391 с.
- Плюснина Л.П.* Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 158 с. Петрографический словарь. М.: Недра, 1981. 170 с.
- Равдоникас О.В.* Нефтепоисковая гидрогеология Сахалина. Владивосток, 1986. 167 с.
- Разницин Ю.Н.* Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 104 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 371).
- Речкин А.Н.* Роль офиолитов в структуре Сахалина // Корреляция эндогенных процессов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 102-120.
- Рихтер А.В.* Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1987. 90 с.
- Рождественский В.С.* О влиянии сдвигов на формирование структуры о-ва Сахалина // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 9. С. 16-22.
- Рождественский В.С., Речкин А.Н.* Эволюция офиолитового магматизма Сахалина // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 40-44.
- Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н.* Вещественный состав океанической коры на северо-западе Тихого океана (по данным бурения, драгирования и изучения глубинных ксенолитов) // Структура дна северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. С. 122-141.
- Руженцев С.В., Бялбужеский С.Г., Григорьев В.Н.* и др. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136-188.
- Руженцев С.В., Бялбужеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д.* Тектонические покровы и палинспластика Корякского хребта // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 63-80.

- 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. 160-172.
- Савельева Г.Н., Добрецов Н.Л., Лаврентьев Ю.Г.* и др. Петрология гипербазитов габбро и метаморфических пород // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 180-236.
- Селиверстов В.А.* Офиолиты Восточной Камчатки // Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: Наука, 1978. С. 177-237.
- Сендеров Э.Э., Петрова В.В.* Современное состояние природных цеолитов. М.: Наука, 1990. С. 30-62. (Итоги науки и техники. Неметаллические полезные ископаемые; Т. 8).
- Силантьев С.А., Баранов Б.В., Колесов Г.М.* Геохимия и петрология амфиболитов хребта Ширшова: Берингово море // Геохимия. 1985. № 12. С. 1694-1705.
- Сляднев Б.И.* Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000. Сер. Восточно-Камчатская. Листы 0-58-XX, XXI. М.: Недра, 1984. 35 с.
- Соболев С.Ф., Панях Н.А.* Природа зеленосланцево-амфиболовых ассоциаций экзоконтактных зон Хабарнинского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 53-68.
- Соломатина Л.Н.* Условия формирования локальных структур Эрри и Сабо и приуроченных к ним газосносных залежей. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 186 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 224).
- Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 167 с.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 590 с.
- Фишер Р.В.* Субаквальные и вулканокластические породы // Геология окраинных бассейнов: Вулканизм и связанные с ним осадочные и тектонические процессы в современных и древних окраинных бассейнах. М.: Мир, 1987. С. 9-51.
- Хворова И.В.* Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 3-23.
- Хворова И.В.* Вулканокластические накопления в осадочном чехле океанов // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 1. С. 3-25.
- Хубуная С.А.* Высокоглиноземистая плагиотолитовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 167 с.
- Цуканов Н.В.* Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое - раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 104 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 462).
- Цуканов Н.В., Вишневская В.С., Казарина Г.Х., Витухин Д.И.* Вещественный состав и возраст кремнистых пород хребта Ширшова: Берингово море // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 80-85.
- Цуканов Н.В., Зинкевич В.П.* Тектоника хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Геотектоника. 1987. № 6. С. 63-67.
- Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р.* и др. Геология западной части Берингово-морья. М.: Наука, 1990. 159 с.
- Чехов А.Д.* Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 70-106.
- Шапиро М.Н.* Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 122 с.
- Шапиро М.П.* Геосинклинальное развитие Камчатки во второй половине мела // Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. С. 54-108.
- Шараськин А.Я., Закариадзе 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.
- Шутов В.Д.* Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука, 1975. 106 с.
- Юркова Р.М.* Граувакки неогена Северного Сахалина // Граувакки. М.: Наука, 1972. С. 154-186.
- Юркова Р.М.* Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1991. 166 с.
- Юркова Р.М., Пейве А.А., Зинкевич В.П., Черкашин В.И.* Амфиболиты хребта Ширшова: Берингово море // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 7. С. 9-28.
- Alietti A.* Polymorphism and crystallochemistry of heulandites and clinoptilolites // Amer. Mineral. 1972. Vol. 57, N 9: P. 1448-1462.
- Bailey E.H., Yrvin W.P., Jones D.L.* Franciscan and related rocks, and their significance in the geology of Western California // Bull. Calif. Div. Min. Geol. Ferry Building. 1964. № 183. P. 33-97.
- Boles J.R.* Composition, optical properties, cell dimensions, and thermal stability of some heulandite group zeolites // Amer. Mineral. 1972. Vol. 57, № 9/10. P. 1463-1493.
- Ben-Avraham Z., Cooper A.K.* Early evolution of the Bering Sea by collision oceanic rises and North Pacific subduction zones // Geol. Soc. Amer. Bull. 1981. Vol. 92, № 7. P. 485-495.
- Bonatti E., Honnorez J., Kirst P., Radicati F.* Metagabbros from the Mid-Atlantic Ridge at 06° N: contact-hydrothermal-dinamic metamorphism beneath the axial valley // J. Geol. 1975. Vol. 83, № 1. P. 61-78.
- Brodie R.H.* Variation in amphibole and plagioclase composition with deformaion // Tectonophysics. 1981. Vol. 78, № 3/4. P. 385-402.
- Crook K.A.W.* Lithogenesis and tectonics: the significance of compositional variation in flysh arenites (greywackes) // Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Tulsa. 1974. Vol.19. P. 304-310.
- Cusumano J.A., Dalla Betta R.A., Levy Ricardo B.* Catalysis in coal conversion. L.: Acad. press., 1978. 193 p.
- Dickinson W.R.* Clastic sedimentary sequences deposited in shelf, slope and through setting between magmatic areas and associated trenches // Pacific Geol. 1971. № 3. P. 15-30.

- Frost M.T., Grey J.E., Harrowfield J.R., Mason K.* The dependence of alumina and silica contents on the extent of alteration of weathered ilmenites from Western Australia // *Miner. Mag.* 1983. Vol. 47, № 342. P. 201-203.
- Girardeau J., Mevel C.* Amphibolitized sheared gabbros from ophiolites of the evolution of the oceanic crust: Bay of Island, Newfoundland // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 61, № 2. P. 151-165.
- Grapes R.H.* Chemical inhomogeneity of amphiboles in relation to section orientation in routine EPMA analyses // *Geochem. J.* 1977. Vol. 11, № 3. P. 253-255.
- Iijima A.* Geological occurrence of zeolites in marine environments // *Natural zeolites: occurrences, properties, use.* Oxford. Pergamon, 1978. P. 175-198.
- Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): U.S. Gov. print. off. 1982. Vol. 60. 929 p.
- Jamieson R.A.* Metamorphism during ophiolite emplacement - the petrology of the St. Antony complex // *J. Petrol.* 1981. Vol. 22, № 3. P. 397-449.
- Kim K.T., Burley B.J.* A further studies of analcime solid solutions in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-NaAlSiO}_4\text{-H}_2\text{O}$ with particular note of analcime phase transformation // *Mineral. Mag.* 1980. Vol. 43, № 7/8. P. 1035-1045.
- Leake B.E.* The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism // *Geol. J. Spec. Iss.* 1965 a. № 1. P. 299-306.
- Leake B.E.* The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles // *Amer. Miner.* 1965 b. Vol. 50, № 7/8. P. 843-851.
- Leake B.E.* Nomenclature of amphiboles // *Ibid.* 1978. Vol. 63, № 11/12. P. 1023-1058.
- Liou J.G.* P-T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ // *J. Petrol.* 1971. Vol. 12, № 2. P. 379-411.
- MacDonald G.A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas // *J. Petrol.* 1964. № 5. P. 82-133.
- Malpas J.* The dynamothermal aureole of the Bay of Islands ophiolite suite // *Canad. J. of Earth Sci.* 1979. Vol. 16, № 11. P. 2086-2101.
- Maynard J.B., Valloni R. Yu.H.* Composition of modern deep sea sands from arc-related basins // *Geol. Soc. London Spec. Pub.* 1982. Vol. 10. P. 551-561.
- Middleton G.V.* Chemical composition of sandstones // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1960. Vol. 71. P. 1011-1026.
- Pamic J., Scavnical S., Medjimores S.* Mineral assemblages of amphibolites associated with alpine-type ultramafic in the Dinaride zone (Yugoslavia) // *J. Petrol.* 1973. Vol. 14, № 1. P. 133-157.
- Pettijohn F.J.* Persistence of heavy minerals and geological age // *J. Geol.* 1941. Vol. 49, № 5. P. 148-157.
- Pettijohn F.J.* Chemical composition of sandstones // *Prof. Par. U.S. Geol. Surv.* 1963. Vol. 440-S. P. 21-89.
- Raase P.* Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism // *Contr. Mineral. Petrol.* 1974. Vol. 45, № 3. P. 231-236.
- Seki T.* Rb-Sr isochron age of the Mikuni-San rhyolites Okayama, and geochronology of Cretaceous volcanic activity in Southwest Japan // *J. Geol. Soc. Jap.* 1981. Vol. 87, № 8. P. 535-542.
- 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.): U.S. Gov. print. off. 1982. Vol. 60. P. 647-656.
- Sharaskin A. Ya., Putchin I.K., Zlobin S.K., Kolesov G.M.* Two ophiolite sequence from the basement of the Tonga arc // *Ophioliti.* 1983. Vol. 8, № 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.
- Spray J.G., Williams G.D.* The sub-ophiolite metamorphic rocks of the Ballantrae igneous Complex, SW Scotland // *J. Geol. London.* 1980. Vol. 137, pt. 3. P. 359-368.
- Suen C.T., Frey F.A., Malpas J.* Bay of Island ophiolite suite Newfoundland: petrologic and geochemical characteristics with emphasis on rare earth element geochemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 45, № 2. P. 337-348.
- Talbot C.J., Brunn V.* Melanges, intrusive and extrusive sediment and hydraulic arcs // *Geology.* 1989. Vol. 17, № 5. P. 446-448.
- Valloni R., Maynard J.B.* Detrital modes of modern deep-sea as related to plate tectonics: a first approximation // *Sedimentology.* 1981. Vol. 28. P. 75-83.
- Williams M., Smyth W.R.* Metamorphic aureols beneath ophiolite suites and Alpine peridotites: tectonic implications with West Newfoundland examples // *Amer. J. Sci.* 1973. Vol. 273, № 7. P. 594-621.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	..3
Глава первая	
Минеральные преобразования габброидов	.5
Строение и состав массива метагабброидов	.5
Минералогия	.15
Петрогеохимия	.20
Условия формирования	.22
Глава вторая	
Амфиболиты	.24
Амфиболиты хребта Ширшова в Беринговом море	.24
Петрография	.26
Минералогия	.37
Петрогеохимия	.44
Условия формирования	.46
Типизация амфиболитов	.50
Составы роговых обманок	.56
Условия формирования	.57
Глава третья	
Минеральные ассоциации вулканогенно-осадочных комплексов	.62
Породные и минеральные ассоциации нижне-верхнемеловых отложений Восточного Сахалина	.64
Породные и минеральные ассоциации вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов хребта Северный Кумроч Восточной Камчатки	.73
Первый структурно-формационный комплекс. Алтынская толща (верхний кампан)	.75
Второй структурно-формационный комплекс. Уколкинская толща (верхний кампан—маастрихт)	.84
Третий структурно-формационный (ветловский) комплекс (маастрихт—палеоген)	.90
Закономерности изменения минеральных ассоциаций структурно-формационных комплексов хребта Северный Кумроч	.92
Минеральные ассоциации других мезозойско-кайнозойских флишиондных комплексов Камчатки и Корякского хребта	.96
Заключение по минеральным ассоциациям структурно-формационных комплексов преддуговых палеозон	.98
Минеральные ассоциации кайнозойских нефтегазоносных терригенных комплексов (Северный Сахалин)	103
Заключение	111
Литература	113

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one	
Mineral alternation of gabbroids	5
The massif structure and composition	5
Mineralogy	. 15
Petrogeochemistry	. 20
Formation conditions	. 22
Chapter two	
Amphibolites	. 24
The Shirshov ridge amphibolites in the Bering Sea	. 24
Petrography	. 26
Mineralogy	. 37
Petro- and geochemistry	. 44
Formation conditions	. 46
The amphibolite typization	. 50
The hornblend compositions	. 56
Formation conditions	. 57
Chapter three	
Mineral assemblages of volcanic-sedimentary complexes	. 62
Rock and mineral assemblages of Lower and Upper Cretaceous deposits of East Sakhalin	. 64
Rock and mineral assemblages of volcanic and volcanic-sedimentary complexes in the North Kumroch Ridge of East Kamchatka	73
The first structural-formational complex. The Altyn strata (Upper Campanian)	75
The second structural-formational complex. The Ukolkin strata (Upper Campanian-Maestrichtian)	. 84
The third structural-formational (Vetlovian) complex (Maestrichtian-Paleogene)	. 90
Regularities of the mineral assemblages alternation in the North Kumroch Ridge structural-formational complexes	. 92
Mineral assemblages of other Meso-Cenozoic complexes of Kamchatka and the Koryak Ridge	. 96
Mineral assemblages of structural-formational complexes in the fore-arc paleozones.	
Conclusions	. 98
Mineral assemblages of Cenozoic oil-and-gas-bearing terrigenous complex (North Sakhalin)	103
Conclusion	111
References	113

Научное издание

Юркова Ранса Михайловна
**МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ
ОФИОЛИТОВ И ПОГРАНИЧНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА**

Труды, вып. 483

Утверждено к печати Геологическим институтом РАН

Редакторы
А.А. Володина, Р.Л. Мишина

Компьютерная верстка выполнена в ГИН РАН А.А. Филиповой.

Подписано к печати 23.06.93. Формат 70×100/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Dutch. Печать офсетная. Тираж 250 экз. Тип. зак. 14С.
Типография Информторга