

УДК 552.48(571.66)

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ АМФИБОЛИТОВ ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС, ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА

© 2005 г. А. Б. Осипенко*, А. Н. Конилов**, Д. П. Савельев***,
К. А. Крылов****, Л. П. Аникин***

* Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН
125009 Москва, ул. Моховая, 11/2, Россия;
e-mail: alex@sgm.ru

** Институт экспериментальной минералогии РАН
142432 Черноголовка, Московская обл., Россия;
e-mail: konilov@iem.ac.ru

*** Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пуйна, 9, Россия;
e-mail: saveleyev@kcs.iks.ru

****-Department of Geological & Environmental Sciences, Stanford University Braun Hall,
450 Serra Mall, Stanford, CA 94305-2115, USA

Поступила в редакцию 14.07.2003 г.

Приводятся результаты детального геологического и минералого-геохимического исследования метаморфических пород, получивших развитие в подошве офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс, Восточная Камчатка. Выявлены несколько минеральных типов метабазитов (от наиболее высокометаморфизованных клинопироксен-гранат-амфиболовых пород до альбит-эпидотовых амфиболитов), фиксирующих регрессивный этап изменения исходного относительно высокобарического парагенезиса. Петрогеохимические характеристики исследованных пород позволяют относить их к метаморфизованным производным плутонических пород N-MORB типа (предположительно габброидов с толеитовой спецификой). Образование метаморфитов связывается с субдукцией в поздне меловое-палеоценовое время океанической плиты, с формированием инвертированного термального градиента в верхней части субдуцируемой плиты и метаморфизмом базитов в условиях фации гранатовых амфиболитов, последующим их аплифтом и эксгумацией при обдукции надсубдукционных офиолитов в эоцене-миоцене.

Появление высокобарических метаморфических пород в аккреционных структурах зоны перехода континент-океан в геологической литературе последних лет традиционно связывается с субдукцией и метаморфизмом фрагментов океанической плиты, их последующим аплифтом и выводом метаморфитов в приповерхностные горизонты на уровень современного эрозионного среза (эксгумацией) при отмирании палеозой субдукции, в которых они были сформированы (Platt, 1993; Maruyama et al., 1996; Ernst, 1999; Добрецов, 2000 и библиография в этих работах). Во многих офиолитовых комплексах надсубдукционного типа метаморфические породы высокобарического профиля, представленные рассланцованными или микроплойчатыми эклогитами, гранатовыми амфиболитами и глаукофановыми сланцами, слагают линзы, чешуи и разобщенные тектонические блоки в серпентинитовом меланже в подошвах офиолитовых пластин ("metamorphic soles"). Предполагается, что в комплексах подобного типа метаморфиты являются, наряду с собственно породами офиолитового разреза и меланжево-

олистостромовыми комплексами, самостоятельным составным элементом, а их пространственное совмещение с офиолитами (и, прежде всего, с тектонизированными реститовыми перидотитами) контролируется исключительно тектоническими процессами. Несмотря на широкое распространение этих взглядов, существует ряд альтернативных гипотез, а наиболее последовательно против субдукционной модели выступают сторонники магматического генезиса эклогитов (например, Маракушев и др., 2000). Причем в качестве одного из аргументов в системе доказательств противники субдукционной модели генезиса высокобарических метаморфических пород привлекают их пространственную связь с мантийными перидотитами офиолитовых комплексов. Поэтому несомненный интерес представляет ответ на вопрос, комплементарны ли высокобарические метаморфические породы ультрамафитам офиолитовых комплексов, или метаморфиты в таких комплексах ксеногенны.

Авторами предпринята попытка рассмотреть данную проблему на примере высокобарических

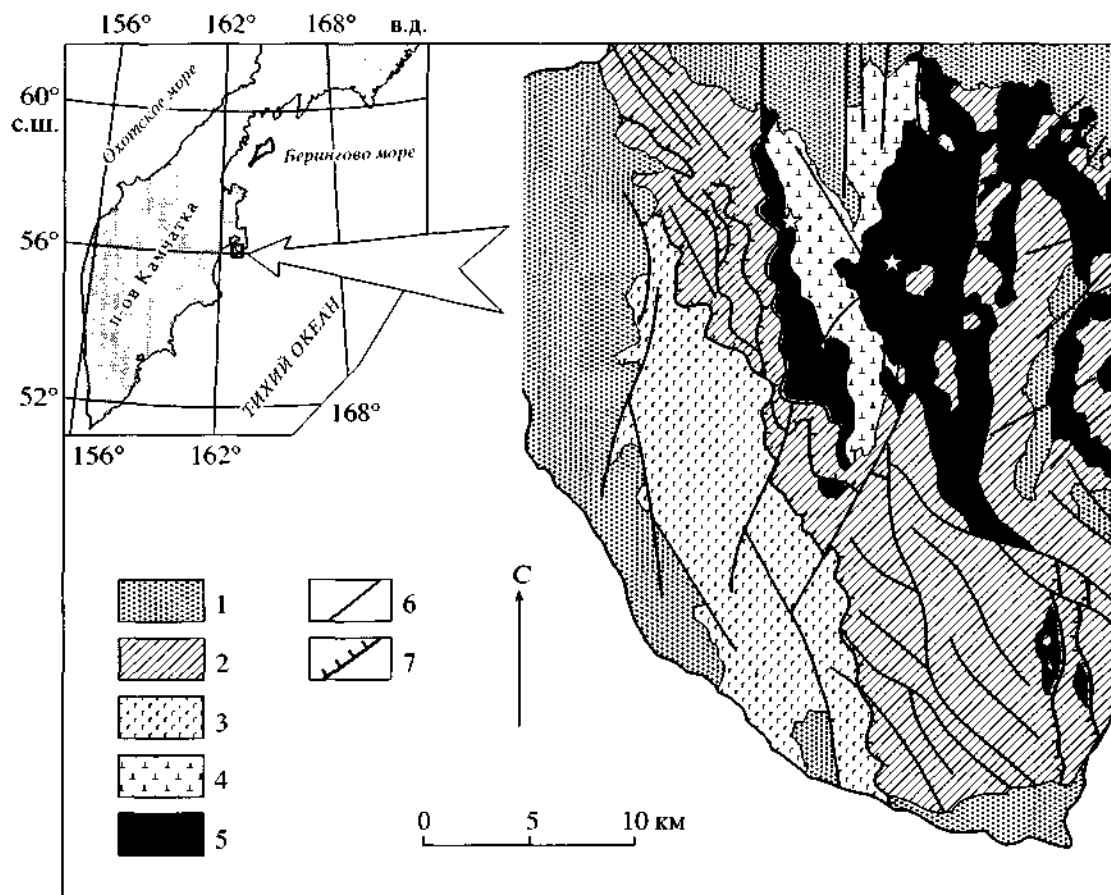


Рис. 1. Схема геологического строения юго-западной части п-ова Камчатский Мыс по (Аккреционная тектоника..., 1993) с изменениями.

1 - неоген-четвертичные отложения нерасчлененные; 2 — вулканогенно-кремнистые и терригенные образования африканской серии ($K[-]$); 3 - габброиды Оленегорского массива; 4 - ультрамафиты массива горы Солдатской; 5 - серпентинитовый меланж; 6 - разрывные нарушения; 7 - надвиги. Звездочками показаны места находок метаморфических пород амфиболитового комплекса.

На врезке указано расположение района исследования.

метаморфических образований, локализованных в офиолитовом комплексе п-ова Камчатский Мыс, Восточная Камчатка. Состав и условия формирования исследованных образований ранее уже обсуждались в работах (Высоцкий, 1989 и др.)- Однако большинство вопросов, затрагивающих различные аспекты петрогенезиса этих метаморфических пород, либо не рассматривались, либо до сих пор остаются дискуссионными. Цель данной работы - на основе новых геохимических и минералогических данных определить природу протолита, подвергшегося метаморфическим преобразованиям, уточнить геодинамическую обстановку, термодинамические условия и стадийность процесса формирования метаморфических образований в контексте их взаимоотношения с породами офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ВЫСОКОГРАДНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Сложность геологического строения п-ова Камчатский Мыс обусловлена его положением в зоне непосредственного сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг и сопряженных с ними глубоководных желобов, что в исследованном регионе привело к взаимоналожению структурных элементов этих двух мегаструктур. Наиболее сложная в геологическом отношении южная часть полуострова характеризуется сложным покровно-складчатый строением и широким развитием дизъюнктивных дислокаций. Согласно принятой авторами геологической модели (Федорчук, 1991), структура этой части п-ова Камчатский Мыс определяется развитием нескольких аллохтонных покровных комплексов (рис. 1), в строении которых главная роль принадлежит кремнисто-вулканогенным и терригенным поро-

дам верхнего мела - палеоцена. В свою очередь, выделяемые покровные комплексы представляют собой системы автономно дислоцированных тектонических пластин северо-восточной вергентности. Отдельные, пространственно разобщенные пластины в составе покровов выполнены образованиями, традиционно отождествляемыми с различными компонентами офиолитовых разрезов: тектонизированными реститовыми перидотитами, мафит-ультрамафитами кумулятивно-го комплекса, разнообразными габброидами, а также вулканогенно-кремнистыми породами, предположительно океанического генезиса (Федорчук, 1991; Сколотнев и др., 2001 и др.). Структурные взаимоотношения отдельных компонентов офиолитового комплекса повсеместно тектонические. Несмотря на то, что объем и компонентный состав офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс дискутируется (в частности, спорным является отнесение к офиолитам пород Оленегорского габброидного массива), он, по-видимому, является наиболее крупным и полно представленным среди других комплексов офиолитового типа на Восточной Камчатке (Аккреционная тектоника..., 1993; Осипенко, Крылов, 2001). Возрастные датировки офиолитов дискуссионны - большинством исследователей условно принимается мезозойский (допозднемиеловой?) возраст всех пород этого комплекса (Федорчук и др., 1991; Аккреционная тектоника..., 1993; Сколотнев и др., 2001; Ланда и др., 2002), хотя существует мнение о более древнем (вплоть до докембрийского) возрасте отдельных компонентов разреза (Высоцкий, Грачева, 1981).

Не существует единой точки зрения в вопросе о геодинамической природе пород офиолитового комплекса. Палеотектоническая обстановка формирования офиолитов на основе петрогеохимических характеристик магматических пород определялась как океаническая (например, Пейве, Казимиров, 1986; Бояринова и др., 2002), а сами офиолиты трактовались как фрагменты меланократового фундамента Алеутской островной дуги (Долматов, 1972; Марков, 1975) или зон скупивания океанической коры в ее основании (Зинкевич и др., 1985). Согласно другим представлениям, мел-палеоценовые структуры п-ова Камчатский Мыс являются аккреционной призмой, сформированной тектонически совмещенными образованиями различных частей надсубдукционной зоны (островных дуг, задуговых бассейнов и т.д.) (Федорчук, 1991; Осипенко, 2000; Осипенко, Крылов, 2001), причлененными сегментами субдуцируемых океанических плит (Аккреционная тектоника..., 1993) либо фрагментами разновозрастных офиолитовых комплексов, имеющих как океаническую, так и островодужную природу (Крамер и др., 2001; Сколотнев и др., 2001).

Метаморфические породы на п-ове Камчатский Мыс встречаются в узких тектонических блоках в основании офиолитовой пластины (верховья руч. Ключ Буйный, р. Белой, притоки р. 1-ая Ольховая) среди серпентинитового меланжа, обрамляющего практически несерпентинизированные ультрамафиты Солдатского гипербазитового массива в центральной части полуострова. Размер отдельных проявлений, как правило, не превышает 10-20 м, иногда блоки сгруппированы в полосы, протягивающиеся на 550-600 м. Нахождение пород исследуемого типа исключительно в зонах развития серпентинитового меланжа, а также повсеместно тектонические контакты метаморфических образований с вмещающими ультрамафитами и меловыми вулканогенно-кремнистыми образованиями, по-видимому, свидетельствуют об их ксеногенной (по отношению к офиолитам массива) природе.

Метаморфиты, иногда объединяемые в буйновскую серию (Бояринова и др., 2002), представлены разнообразными по минеральному составу амфиболитами и амфиболсодержащими сланцами. Максимальная степень метаморфизма этих пород отвечает условиям фации гранатовых амфиболитов. В офиолитовых комплексах Восточной Камчатки породы столь высокой степени метаморфизма найдены лишь в небольших изолированных блоках в восточной части п-ова Озерной и на Хавывенской возвышенности (Тарарин, Бадрединов, 1989; Тарарин, 1995). Возраст метаморфических пород п-ова Камчатский Мыс точно не установлен. Радиоизотопные К-Аг датировки метаморфитов и вмещающих их пород варьируют в широком диапазоне (Федорчук и др., 1991) и, скорее всего, лишь отражают отдельные эпизоды наложенного динамотермального метаморфизма, связанного с отрывом и перемещением офиолитовых пластин. Единичные Rb-Sr и Sm-Nd возрастные датировки гранатовых амфиболитов и слагающих их минералов (Ланда и др., 2002) указывают на позднемиеловой возраст (93-78 млн. лет), близкий к возрасту формирования пород перидотитового Солдатского и габброидного Оленегорского массивов полуострова.

В значительной мере различаются взгляды на роль метаморфических пород в структуре п-ова Камчатский Мыс. Согласно одним представлениям (Марков, 1975; Геохимическая типизация..., 1990; Бояринова и др., 2002), эти породы соответствуют домеловому метаморфогенному комплексу фундамента полуострова, за счет размыва которого сформированы терригенные компоненты мел-палеогенового разреза (Шапино, 1976; Очерки..., 1987). В то же время существует альтернативная точка зрения: амфиболиты и амфиболовые сланцы представляют собой метаморфизованные при высоких давлениях меловые вулканогенные отложения, аналогичные эффузивам африканской

серии полуострова. Наконец, еще одна группа исследователей (Крамер и др., 2001), к которой принадлежат авторы статьи, придерживается мнения об имплантации блоков ксеногенных высокоградных метаморфических пород в меланж, формирующий подошву офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Валовый химический состав исследуемых пород определялся рутинным химическим (ЦХЛ ИВ ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский) и рентгенофлуоресцентным (ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург) методами с использованием стандартных процедур контроля точности и воспроизводимости анализа. Микроэлементный состав пород изучался с использованием масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой (ICP-MS) на спектрометре VG Elemental Plasmaquad⁺ в Юнион-Колледже (г. Скенектэдди, шт. Нью-Йорк, США, аналитик К. Халлахер). Вскрытие навесок осуществлялось смесью особо чистых кислот ($\text{HNO}_3 + \text{HF}$) в тefлоновых емкостях при высоких температуре и давлении с последующим выпариванием и повторным растворением. Аналитическая погрешность метода составляла 5-8 отн. % для REE и элементов группы железа и <10 отн. % для остальных определяемых элементов. Контрольные определения для нескольких образцов были выполнены также методом ICP-MS в ГЕОХИ СО РАН (г. Иркутск, аналитик Г.П. Сандиминова).

Химический состав породообразующих минералов проанализирован на микроанализаторе САМЕВАХ, оборудованном энергодисперсионным спектрометром KEVEX (ИВ ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, аналитики С.В. Москалева, Т.М. Философова). Составы минералов измерялись в точке при ускоряющем напряжении $U = 20$ кВ, токе зонда $I = 15$ нА с применением стандартных процедур коррекции. В качестве стандартов использовались природные и синтетические минералы.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПОРОД

Петрография

Исследованные амфиболиты представляют собой мелко-среднезернистые до крупнозернистых породы от зеленовато-серого до темно-зеленого или черного цвета. Как правило, в породах ясно выражена полосчатая, иногда узловатая текстура, обусловленная неравномерным распределением минералов по субпараллельно ориентированному чередующимся прослоям. Более темные ("меланократовые") прослои сложены почти нацело амфиболом (до 70-95 об. %), светлые ("лей-

кократовые") - агрегатом амфибола, плагиоклаза, кварца, эпидота и других минералов. Среди "меланократовых" амфиболитов выделяются гранатовые и безгранатовые разновидности. Гранатовые амфиболиты образуют маломощные прослои в центральных частях блоков, причем гранат концентрируется в тонких (10-40 мм) выдержанных слоях. Чередование обогащенных гранатом прослоев с безгранатовыми приводит к появлению своеобразной композиционной слоистости. Иногда в породах наблюдаются брекчиевидные и катаклазитовые структуры, обусловленные присутствием изометричных и ксеноморфных угловатых зерен граната, ксеноморфных и табличчатых зерен пироксена и ксеноморфных обломков кристаллов амфиболов в цементирующей их мелкозернистой основной массе вторичных минералов.

По минеральному составу выделяются следующие разновидности амфиболитов: массивные клинопироксен-гранат-амфиболовые породы (с плагиоклазом или без него), массивные или слабо рассланцованные гранатовые амфиболиты, массивные клинопироксен-амфиболовые или практически мономинеральные амфиболовые породы, сланцеватые альбит-эпидотовые амфиболиты и амфиболовые сланцы. Составы минеральных парагенезисов, по-видимому, фиксируют различные этапы ретроградной структурной и метаморфической переработки более ранних ассоциаций. В наибольшей степени это проявлено в периферийных частях тектонических блоков, где увеличение степени регрессивного замещения ранних парагенезисов сопровождается отчетливым повышением степени рассланцевания пород. Даже наиболее метаморфизованные клинопироксен-гранат-амфиболовые породы несут отчетливые минеральные и микроструктурные свидетельства проявления ретроградного метаморфизма, такие как развитие келифитовых амфибол-плагиоклазовых кайм, оторачивающих гранат на его контактах с клинопироксеном и роговой обманкой; замещение периферийных частей зерен первичных буро-зеленых амфиболов вторичными светлоокрашенными сине-зелеными разновидностями; альбитизация плагиоклаза и дальнейшее его замещение пренит-пектолитовым агрегатом; образование хлорит-эпидотовых сегрегации и др. Еще одной характерной текстурной особенностью изученных пород является наличие многочисленных минеральных включений в гранатах, представленных ильменитом, рутилом, титанитом, плагиоклазом, кварцем, апатитом.

В гранатосодержащих образцах амфиболиты имеют гранобластовую или гранонематобластовую структуру мезостазиса с крупными порфиробластами граната. Соотношения основных породообразующих минералов в этих породах варьируют в широких пределах, что связано главным

образом с переменными содержаниями вторичных минералов (пренита, пектолита, хлорита, эпидота), составляющих от 5 до 60–70% объема породы. Модально в составе наименее измененных пород преобладает буровато-зеленая роговая обманка (50–85 об. %), в меньших количествах встречаются гранат (5–25 об. %), клинопироксен (0–15 об. %), плагиоклаз (0–5 об. %). Акцессорные минералы представлены ильменитом, рутилом, кварцем, апатитом (все они образуют включения в гранатах, а также встречаются в виде индивидуальных кристаллов в мезостазисе), титанитом, цирконом. Характерной особенностью большинства породообразующих и акцессорных минералов является наличие нескольких генераций одного и того же вида. Вторичные минеральные фазы представлены хлоритом и эпидотом – типичными минералами ретроградной минеральной ассоциации метабазитов офиолитового типа. В этих породах иногда встречаются редкие линзочки гранобластовых клинопироксен-амфиболовых пород, состоящих из амфибола (60–80 об. %) и клинопироксена (20–35 об. %) с примесью (0–5 об. %) эпидота, апатита и титанита.

Основной объем амфиболитов п-ова Камчатский Мыс слагают безгранатовые амфиболиты. Как правило, они состоят из роговой обманки (40–60%), кислого плагиоклаза (10–30 об. %) и эпидота (10–20 об. %), встречающихся в переменных количествах при значительном преобладании амфибола. Среди прочих минералов в незначительных количествах присутствуют кварц, хлорит, пектолит, пренит, титанит, апатит, циркон, скаполит, титаномагнетит, сульфиды. В наиболее сильно дислоцированных периферийных частях блоков метаморфиты представлены плейчатными сланцами, сложенными агрегатом мелких зерен амфибол-альбит-хлорит-кварц-эпидотового состава с заметным преобладанием амфибола. Состав парагенезисов основных минеральных типов амфиболитов приведен в таблице 1¹.

Детальные минералого-геохимические исследования позволили уточнить объем амфиболитового метаморфического комплекса п-ова Камчатский Мыс. В частности, породы, ранее описываемые в литературе как глаукофановые сланцы и включавшиеся в состав этого комплекса (Дол-

матов, 1972), в действительности представляют собой метасоматические альбититы, содержащие щелочной амфибол магнезиоарфведсонитового типа. Щелочные метасоматиты этого типа в ассоциации с ультрамафитами получили широкое распространение также и в других офиолитовых комплексах Восточной Камчатки (Селиверстов, Осипенко, 1999).

Следует заметить, что среди пород, непосредственно слагающих офиолитовый комплекс п-ова Камчатский Мыс, также встречаются пара- и ортосланцы, метаморфизованные в условиях цеолитовой, пренит-пумпеллиитовой и низов зеленосланцевой фаций метаморфизма (Крамер и др., 2001). Эти же породы слагают небольшие блоки в серпентинитовом меланже, которые пространственно ассоциируют с амфиболитами описанного выше типа, однако отражают принципиально иной стиль метаморфизма (так называемый "офиолитовый тип" по (Силантьев, 1993)). Характерной чертой метаморфизма этого типа является прогрессивный характер изменений, связанный с постепенным возрастанием температуры метаморфизма по разрезу, и наследование реликтовых структур исходных пород. По-видимому, можно говорить о двух генетически различных ассоциациях метаморфических пород, получивших развитие в составе офиолитового комплекса полуострова, — относительно высокобарической амфиболитовой, испытавшей последующую регрессивную переработку, и низкобарической зеленосланцевой. Подобное сочетание метаморфических пород является обычным для офиолитовых комплексов и неоднократно описывалось в литературе (Силантьев, 1993; Тарарин, 1995; Matuyama et al., 1996 и др.).

Состав минеральных фаз

Гранат. В гранатсодержащих породах п-ова Камчатский Мыс гранат является одним из наиболее ранних минералов. Для минерала обычны крупные идиоморфные выделения (обычно до 0.8 мм, изредка до 1.5 мм), хотя также встречаются округлые и ксеноморфные зерна граната, корродированные на их границах с агрегатами вторичных минералов. Часто встречаются раздробленные зерна, в которых по трещинам локализованы вторичные минералы – эпидот-цоизит, хлорит и пренит. В зернах граната постоянно присутствуют включения Ti-минералов – рутила, ильменита и титанита, а также циркона и кварца. Все они образуют изометричные или вытянутые округлые выделения размерами до 50–70 мкм. В гранатовых амфиболитах вокруг зерен граната по границе с агрегатом вторичных минералов наблюдается развитие реакционных структур, выполненных амфибол-плагиоклазовыми келифи-

¹ В тексте, таблицах и рисунках статьи приняты следующие сокращения названий минералов и их миналов (по Kretz, 1983): *Ab* - альбит (*L* - низкий; *H* ~ высокий); *Act* - актинолит; *Adr* - андрадит; *Agn* - эгирин; *Aim* — альмандин; *Amph* - амфибол; *Arg* - арагонит; *Cc* - кальцит; *Cpx* - клинопироксен; *Di* - диопсид, *Ed* - эденит; *En* - энстатит; *Fs* - ферросилит; *Gin* - глаукофан; *Grs* - гроссуляр; *Grt* - гранат; *НБ* - роговая обманка; *Hd* - геденбергит; *Jd* - жадеит; *Opx* - ортопироксен; *Pl* - плагиоклаз; *Prg* - паргасит; *Pep* - пироп; *Qtz* - кварц; *Rich* - рихтерит; *Sps* - спессартин; *Tz* — тремолит; *Ts* - чермакит; *Uvr* - уваровит; *Wo* - волластонит. Подстрочный индекс в аббревиатуре минерала обозначает номер генерации.

Таблица 1. Минеральные типы пород амфиболитового комплекса п-ова Камчатский Мыс, Восточная Камчатка

Минерал	Генерация	Минеральные типы метабазитов			
		клинопироксен-гранат-амфиболовые породы	гранатовые амфиболиты	альбит-эпидотовые амфиболиты	амфиболсодержащие ортосланцы
Гранат	<i>Gtr</i> ₁	●	●		
	<i>Gtr</i> ₂			○	
Клинопироксен	<i>Cpx</i> ₁	●			
	<i>Cpx</i> ₂		○		
Амфибол	<i>Amph</i> ₁	●	●	●	
	<i>Amph</i> ₂			○	●
	<i>Amph</i> ₃			○	●
Плагиоклаз		○	○		
Кварц			○		●
Рутил		○	○		
Ильменит		○	○	○	
Титанит			○	○	○
Циркон		○	○	○	
Апатит			○	○	
Эпидот-цоизит			○	●	●
Альбит				●	●
Хлорит			○	●	●
Пренит				●	●
Пектолит				○	●
Светлые слюды					○
Скаполит					○
Сульфиды					○
Барит					○
Карбонаты					○
Структура пород		Гранобластовая	Гранобластовая	Гранонематобластовая	Сланцеватая

Примечание. ● – минерал с модалным содержанием более 5 об. %; ○ – менее 5 об. %; ○ – минеральное включение в гранате; пропуск – минерал не встречен.

товыми каймами и симплектитовыми сростками граната более поздней генерации с ильменитом.

Во всех типах гранатсодержащих амфиболитов зерна первичного граната (*Grt*) обнаруживают достаточно выдержанный состав. Минерал характеризуется относительно высоким содержанием альмандинового и гроссулярового миналов (соответственно 32-57 и 14-28 мол. %), умеренным - пиропового минала (10-21 мол. %) и низким до умеренного - спессартинового (1-10 мол. %) и андрадитового (<10 мол. %) миналов (табл. 2, рис. 2а). При этом состав всех проанализированных гранатов обнаруживает несомненное сходство с составами минералов-аналогов из различных метаморфических комплексов высокобарического типа (Кориковский и др., 1997; Кориковский, Карамата, 1993; Тарарин, 1995; Силантьев и др.,

1996; Скляр и др., 1998; Zhang, 1999 и др.). Состав гранатов из гранатовых амфиболитов п-ова Озерной (Тарарин, Бадрединов, 1989) практически идентичен исследованным. В то же время составы гранатов из кристаллосланцев Хавывенской возвышенности, относимых к доверхнемеловой метаофиолитовой ассоциации (Тарарин, Бадрединов, 1989), резко отличаются от изученных повышенной марганцовистостью и известковистостью при крайне низкой их магнезиальности, что находит свое отражение в положении соответствующих полей на композиционной диаграмме (рис. 2а).

В клинопироксен-гранат-амфиболовых породах п-ова Камчатский Мыс состав граната, как правило, более магнезиальный и менее кальциевый по сравнению с гранатами из гранатовых ам-

Таблица 2. Химический состав гранатов из амфиболитов п-ова Камчатский Мыс (мас. %)

Компоненты	Клинопроксен-гранат-амфиболовые породы												Гранатовые амфиболиты											
	6-5A/1**		6-5A/2		6-5B/14		6-5B/17		6-3A/6		6-3B/9		6-3B/11		6-6/12									
	ц	кр	ц	кр	ц	кр	ц	кр	ц	кр	ц	кр	ц	кр	ц	кр								
SiO ₂	38.11	38.09	36.98	37.15	37.14	37.58	38.05	37.84	38.02	37.86	38.07	38.66	38.14	38.49	38.21	38.62								
TiO ₂	0.08	0.06	0.22	0.15	0.18	0.13	0.17	0.21	0.14	0.09	0.11	0.18	0.02	0.10	0.25	0.18								
Al ₂ O ₃	20.08	19.64	19.58	19.87	20.31	20.84	19.55	20.04	20.37	22.10	21.59	21.09	21.28	21.45	21.89	21.69								
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.05	0.07	0.04	0.04	0.02	0.05	0.07	0.08	0.06	0.04	0.11	0.17	0.07	0.09								
FeO*	27.14	27.91	27.45	28.01	28.14	28.41	27.85	28.10	28.19	24.79	24.96	25.11	24.85	23.51	22.80	22.47								
MnO	1.65	1.18	2.35	1.60	1.75	1.38	0.25	2.15	1.20	2.14	1.96	1.70	1.21	4.22	3.85	3.67								
MgO	4.02	3.22	4.01	3.54	2.94	2.84	4.15	2.39	3.81	2.95	2.63	3.01	2.87	3.32	3.46	3.14								
CaO	9.02	10.08	9.65	9.28	9.64	9.85	10.51	9.73	9.14	9.35	9.40	9.85	9.96	9.12	9.24	9.27								
Na ₂ O	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								
K ₂ O	0.02	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	0.01	0.02								
Сумма	100.14	100.20	100.29	99.67	100.10	100.94	100.55	100.30	100.94	99.36	98.78	99.64	99.72	100.38	99.78	99.15								
катионов в расчете на 12 атомов O																								
Si	3.001	3.010	2.914	2.951	2.943	2.948	2.979	2.999	2.975	2.999	3.041	3.058	3.068	3.021	3.008	3.063								
Al(IV)	0.000	0.000	0.086	0.049	0.057	0.052	0.021	0.001	0.025	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000								
Al(VI)	1.862	1.828	1.732	1.809	1.839	1.874	1.782	1.869	1.852	2.061	2.031	1.964	2.015	1.983	2.029	2.026								
Ti	0.005	0.004	0.013	0.009	0.011	0.008	0.010	0.013	0.008	0.005	0.007	0.011	0.010	0.006	0.015	0.011								
Cr	0.001	0.001	0.003	0.004	0.003	0.002	0.001	0.003	0.004	0.005	0.004	0.002	0.006	0.011	0.004	0.006								
Fe ³⁺	0.119	0.137	0.319	0.212	0.189	0.154	0.212	0.098	0.146	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000								
Fe ²⁺	1.668	1.708	1.490	1.649	1.676	1.710	1.612	1.764	1.699	1.642	1.667	1.661	1.640	1.543	1.501	1.490								
Mn	0.110	0.079	0.157	0.108	0.117	0.092	0.017	0.144	0.080	0.144	0.133	0.114	0.081	0.309	0.257	0.247								
Mg	0.472	0.379	0.471	0.419	0.347	0.332	0.484	0.282	0.444	0.348	0.313	0.355	0.338	0.389	0.406	0.371								
Ca	0.761	0.854	0.815	0.790	0.818	0.828	0.882	0.826	0.766	0.794	0.804	0.835	0.842	0.767	0.779	0.788								
Alm, мол. %	54.9	55.6	45.0	47.7	49.0	50.0	44.2	57.7	47.5	56.1	57.1	55.9	56.5	51.8	51.0	51.5								
Adr	6.0	7.0	18.3	12.6	11.2	9.2	12.8	5.0	8.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0								
Gr _s	19.5	21.9	12.6	18.5	21.1	23.7	22.7	22.8	22.0	26.8	27.4	28.1	28.7	25.2	26.3	26.9								
Prp	15.9	12.9	18.0	16.7	13.8	13.3	19.5	9.5	18.1	11.9	10.7	12.0	11.6	13.0	13.8	12.8								
Sps	3.7	2.7	6.0	4.3	4.7	3.7	0.7	4.9	3.2	4.9	4.5	3.9	2.8	9.4	8.7	8.5								
Uvr	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.3	0.2	0.1	0.3	0.5	0.2	0.3								

Примечание. * - Здесь и в табл. 3, 4 все железо в виде FeO; ** - здесь и в табл. 3, 4 и б и - центр зерна; кр - край; расчет катионного состава - по (Droop, 1987); миналов - по (Rickwood, 1968).

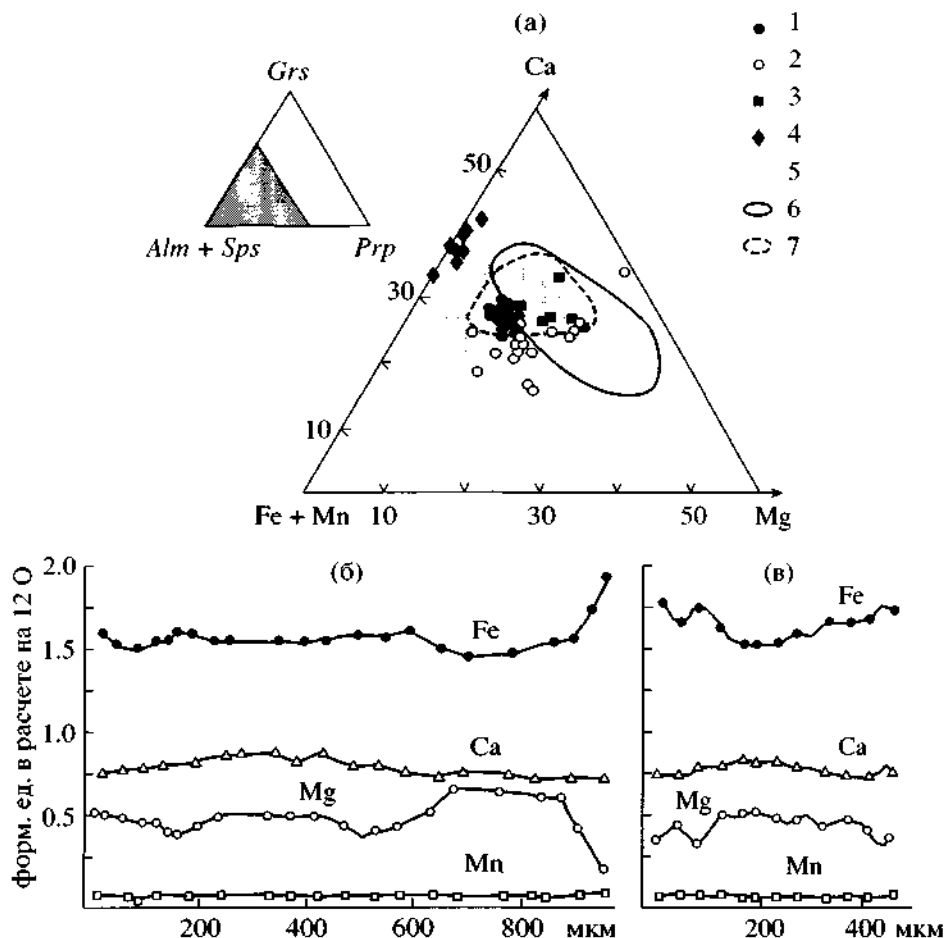


Рис. 2. Особенности химического состава гранатов амфиболитового комплекса п-ова Камчатский Мыс.

(а) - диаграмма (Fe + Mn)-Ca-Mg для состава фанатов из: 1-4 — офиолитовых комплексов Восточной Камчатки: 1,2- амфиболитов п-ова Камчатский Мыс (1 - гранатовые амфиболиты; 2 - клинопироксен-гранат-амфиболовые породы); 3 - гранатовых амфиболитов п-ова Озерной; 4 - гранатсодержащих кристаллосланцев Хавывенской возвышенности (3, 4 - по (Тарарин, Бадрединов, 1989)); 5 - гранат-клинопироксен-амфиболовых пород комплекса Соншугоу, Центральный Китай (Zhang, 1999); 6 - гранатовых амфиболитов Шарыжалгайского выступа, Восточный Саян (Скляров и др., 1998); 7 - эклогит-амфиболитов Бучимского блока, Македония (Кориковский и др., 1997).

(б), (в) - микрозондовые профили содержаний FeO, MnO, MgO и CaO в фанатах из амфиболитов п-ова Камчатский Мыс (б - обр. 6-5А; в - обр. 6-3Б).

фиболитов, не содержащих клинопироксен (рис. 2а). Во всех петрографических типах гранатсодержащих пород зерна граната имеют относительно гомогенное строение (рис. 2б, 2в), особенно в тех образцах, где развиты амфибол-плагиоклазовые келифитовые реакционные оторочки вокруг зерен граната. Наблюдаемые в проанализированных минералах вариации Fe и Mg не подчиняются каким-либо закономерностям (в отличие от гранатов из амфиболитов п-ова Озерной, где отмечена прогрессивная зональность, связанная с возрастанием пиропового компонента от центра к периферии зерен (Тарарин, 1995)). В то же время практически во всех проанализированных гранатах наблюдается закономерное снижение концентрации марганца в направлении от ядра к периферии (табл. 2). Лишь в неко-

торых образцах рассланцованных гранатовых амфиболитов из периферийных зон блоков в меланже получили развитие зерна со слабо выраженной композиционной зональностью - регрессивным снижением содержания Mg и Ca на фоне возрастания Fe в направлении от центра кристалла к периферии (рис. 2в), так называемый ретроградный тип зональности. В отдельных редких кристаллах из тех же образцов были установлены элементы бizonального (по распределению Mn и Mg) строения, ранее описанного С.В. Высоцким (1989) и трактовавшегося им как прямой признак многоэтапной метаморфической переработки.

Вторичный реакционный гранат (Grt_2) из симплектитовых сростаний с ильменитом характеризуется переменным химическим составом и резко отличается от первичного граната более

высоким содержанием гроссулярового (34—97 мол. %) и андрадитового (2-66 мол. %) миналов с примесью алмандинового (до 7 мол. %) и спессартинового (1 мол. %).

Клинопироксен. Клинопироксен в изученных породах встречается в виде индивидуальных ксеноморфных или удлиненно-призматических зерен размерами до 0.8 мм по удлинению и их сростаний с гранатом, заключенных в мелкозернистом эпидот-хлоритовом матриксе в наиболее измененных образцах. По наличию включений в минерале установлено два типа пироксена: пироксен без включений и пироксен с многочисленными мелкими (до 30 мкм) симплектитовыми вростками ильменита, морфологически напоминающими структуры эвтектической кристаллизации. Пироксены обоих типов, как правило, пространственно разобщены, и, по-видимому, можно говорить о наличии в изученных метаморфитах, как минимум, двух генераций пироксена: ранней — первичный пироксен без включений и поздней — пироксен с симплектитовыми вростками ильменита.

Пироксен ранней генерации (*Срх*) химически гомогенен, не обнаруживает следов внутренней композиционной зональности и, по-видимому, представляет собой первичную минеральную фазу, не являющуюся продуктом распада каких-то более ранних щелочных клинопироксенов. Вариации химического состава незначительны — фигуративные точки данного минерала образуют на диаграммах плотную группу (рис. 3). Клинопироксены представлены магниальными пироксенами диопсид-геденбергитового ряда с сравнительно высоким содержанием Са-чермакитового минала (6.1-17.5 мол. %) и низким содержанием жадеитового (0.3-3.0 мол. %) и эгиринового (0.0-4.8 мол. %) миналов (табл. 3, рис. 3). Вариации железистости и магниальности в проанализированных клинопироксенах незначительны ($mg\# = 0.63-0.70$). Низкое содержание жадеитовой молекулы характерно для клинопироксенов из гранатовых амфиболитов метаморфических комплексов несколько повышенных давлений, но вряд ли свидетельствует о первичной эклогитовой природе рассматриваемых метаморфических образований. Об этом же свидетельствует полное отсутствие в амфиболитах клинопироксен-плаггиоклазовых симплектитов, часто встречающихся в измененных эклогитах в виде псевдоморфоз по омфацитам (например, Кориковский, Карамата, 1993).

Клинопироксен более поздней генерации (*Срх₂*) отличается от первичного существенно более низким содержанием Са-чермакитового минала (1.2—4.5 мол. %) (рис. 3, табл. 3). Другой характерной особенностью минералов из клинопироксен-ильменитовых симплектитов является

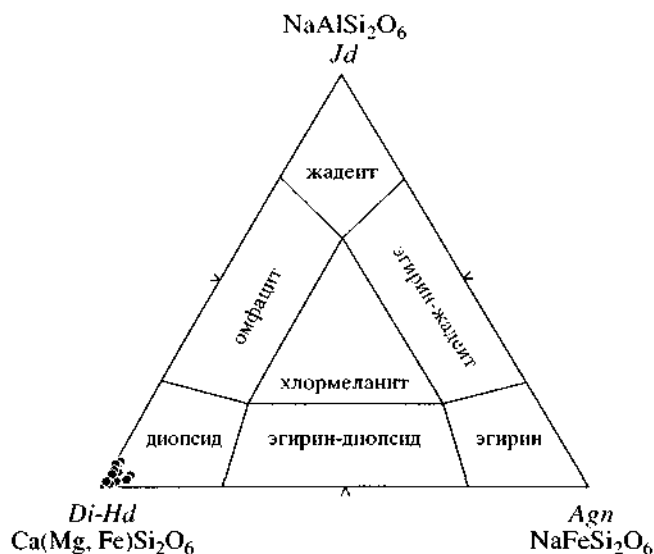


Рис. 3. Состав клинопироксенов из мезостазиса клинопироксен-гранат-амфиболовых пород п-ова Камчатский Мыс.

отсутствие в большинстве проанализированных зерен примесей жадеитового и эгиринового компонентов. По химическому составу данный клинопироксен представляет собой практически чистый диопсид-геденбергит с преобладанием диопсидового минала.

Выше уже отмечалось практически полное отсутствие проградной или ретроградной композиционной зональности в гранатах изученных амфиболитов. Но даже в тех редких образцах, где она устанавливалась, соответствующего изменения состава клинопироксена на границе в сростаниях этих минералов не наблюдается. Эти признаки, а также отсутствие включений клинопироксена в гранате указывают на то, что минерал в большинстве случаев кристаллизовался в равновесии с гранатом. Состав граната, отвечающий этой стадии, характеризуется наличием "магнезиальных" плато на композиционном профиле (рис. 26).

Амфибол. Амфиболы в изученных породах присутствуют в виде крупных (до 0.5 мм) вытянуто-призматических кристаллов, а также мелких (обычно до 0.1 мм) ксеноморфных, часто корродированных по краям зерен и их обломков, включенных в мелкозернистую массу вторичных минералов. При этом амфибол по трещинам нередко замещается вторичными минералами — хлоритом, пренитом и пектолитом. Реже амфибол образует агрегатные скопления с ильменитом, в которых последний выполняет интерстиции между зернами амфибола, встречается в виде включений в зернах амфибола и присутствует в виде сростков с кристаллами амфибола. Еще одной формой выделения амфибола являются ко-

Таблица 3. Химический состав клинопироксенов из амфиболитов п-ова Камчатский Мыс (мас. %)

Компо- ненты	6-5A/32		6-5A/33		6-5B/36		6-5B/38		6-5B/39		6-6/42		6-3A/44		6-3A/45		6-3B/45	
	ц	кр	ц	кр	ц	кр	ц	кр	ц	кр	ц	кр	ц	кр	ц	кр	ц	кр
SiO ₂	49.95	50.97	50.44	51.12	51.14	51.42	50.86	51.28	51.06	50.06	47.58	50.46	48.72	49.73	51.79			
TiO ₂	0.51	0.35	0.27	0.32	0.22	0.20	0.13	0.25	0.24	0.45	0.52	0.37	0.61	0.56	0.31			
Al ₂ O ₃	3.02	3.14	2.51	2.87	2.84	2.55	1.98	2.54	2.47	3.56	4.28	2.31	5.45	4.07	2.62			
Cr ₂ O ₃	0.18	0.11	0.20	0.14	0.12	0.11	0.25	0.22	0.22	0.00	0.67	0.11	0.16	0.26	0.02			
FeO*	12.84	12.41	12.11	12.13	12.58	12.30	12.58	12.44	12.40	12.49	12.69	12.94	12.75	12.91	12.51			
MnO	0.19	0.28	0.14	0.18	0.14	0.19	0.11	0.17	0.19	0.26	0.19	0.01	0.23	0.19	0.30			
MgO	11.97	12.14	11.58	11.89	12.05	12.29	11.97	11.58	11.79	11.64	10.87	12.17	10.97	11.58	12.27			
CaO	21.03	21.24	21.95	21.84	20.99	21.05	22.00	20.98	22.09	21.75	20.23	20.93	20.74	20.64	21.64			
Na ₂ O	0.59	0.44	0.41	0.35	0.47	0.39	0.38	0.40	0.44	0.38	0.61	0.46	0.69	0.52	0.64			
K ₂ O	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	0.03	0.01			
Сумма	100.28	100.97	99.61	100.84	100.55	100.39	100.26	99.86	100.91	100.59	97.64	99.76	100.32	100.50	102.12			

	Катионов в расчете на 6 атомов O																	
	1.877	1.899	1.911	1.912	1.916	1.927	1.915	1.941	1.910	1.878	1.841	1.907	1.830	1.868	1.908			
Si	0.123	0.101	0.089	0.088	0.084	0.073	0.085	0.059	0.090	0.122	0.159	0.093	0.170	0.132	0.092			
Al(IV)	0.011	0.037	0.023	0.038	0.042	0.039	0.002	0.054	0.018	0.035	0.036	0.010	0.071	0.048	0.022			
Al(VI)	0.014	0.010	0.008	0.009	0.006	0.006	0.004	0.007	0.007	0.013	0.015	0.011	0.017	0.016	0.009			
Ti	0.121	0.072	0.074	0.053	0.060	0.047	0.096	0.014	0.083	0.089	0.117	0.092	0.109	0.082	0.097			
Fe ³⁺	0.282	0.314	0.309	0.327	0.335	0.338	0.300	0.380	0.304	0.302	0.293	0.317	0.291	0.323	0.288			
Fe ²⁺	0.006	0.009	0.004	0.006	0.004	0.006	0.004	0.005	0.006	0.008	0.006	0.000	0.007	0.006	0.009			
Mn	0.005	0.003	0.006	0.004	0.004	0.003	0.007	0.007	0.006	0.000	0.020	0.003	0.005	0.008	0.001			
Cr	0.671	0.674	0.654	0.663	0.673	0.687	0.672	0.653	0.657	0.651	0.627	0.686	0.614	0.648	0.674			
Mg	0.847	0.848	0.891	0.875	0.843	0.845	0.887	0.851	0.885	0.874	0.839	0.848	0.835	0.831	0.854			
Ca	0.043	0.032	0.030	0.025	0.034	0.028	0.028	0.029	0.032	0.028	0.046	0.034	0.050	0.038	0.046			
Na, моль %	0.6	1.7	1.2	1.3	1.8	1.5	0.1	1.5	1.0	1.5	2.0	0.5	2.8	2.1	1.2			
Ag _n	1.8	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	1.3	0.0	0.7	0.0	0.5	1.3	0.0	0.0	1.3			
Ca-Ts	5.9	4.8	4.3	4.2	4.1	3.5	4.3	2.7	4.4	5.9	7.9	4.4	8.5	6.3	4.4			
Wo	40.1	40.5	43.0	42.1	40.6	41.0	42.7	41.7	42.7	41.2	38.5	40.6	38.1	38.8	41.4			
En	36.4	36.1	34.7	35.1	35.7	36.2	35.6	34.1	35.0	35.1	34.7	36.4	34.3	35.2	36.2			
Fs	15.3	16.8	16.4	17.3	17.7	17.8	15.9	19.9	16.2	16.3	16.3	16.8	16.3	17.6	15.5			

Примечание. Fe³⁺ определялось по спектрометрии.

Таблица 4. Химический состав амфиболов из амфиболитов п-ова Камчатский Мыс (мас. %)

Компо- ненты	Клинопироксен-гранат-амфиболовые породы						Гранатовые амфиболиты						Альбит-эпидотовые амфиболиты									
	6-5A/49		6-5A/50		6-5B/52		6-3A/55		6-3B/56		6-3B/59		6-3B/60		6-7A/61		6-7A/62		6-9/64		6-9/65	
	ц	кр	ц	кр	ц	кр	ц	кр	ц	кр	ц*	II	ц	кр	ц	кр	ц	кр	ц	кр	III	III
SiO ₂	41.27	40.85	42.56	41.95	41.97	41.85	45.71	45.11	44.98	44.87	53.18	54.19	44.11	45.17	44.80	44.49	54.20	55.71				
TiO ₂	2.30	2.04	1.59	2.07	2.00	1.87	0.94	0.95	0.85	1.30	0.17	0.35	0.58	0.67	0.80	0.85	0.05	0.02				
Al ₂ O ₃	12.04	11.89	11.08	11.04	11.74	11.63	10.48	10.26	10.95	10.28	4.03	3.88	10.81	10.24	11.41	11.20	1.82	2.23				
Cr ₂ O ₃	0.11	0.06	0.03	0.05	0.14	0.06	0.08	0.06	0.11	0.13	0.03	0.02	1.38	1.05	0.34	0.14	0.00	0.04				
FeO*	18.10	18.49	19.21	19.40	18.17	18.19	15.28	16.21	14.95	15.10	6.38	5.84	13.10	13.28	12.95	13.04	13.89	14.09				
MnO	0.17	0.11	0.12	0.14	0.07	0.11	0.22	0.20	0.11	0.13	0.11	0.08	0.25	0.38	0.28	0.11	0.19	0.03				
MgO	10.38	10.75	10.23	10.54	10.45	10.36	11.28	12.08	12.00	11.89	19.32	18.95	13.59	14.11	13.84	13.70	14.26	15.16				
CaO	11.25	10.92	11.28	11.02	11.25	11.44	11.58	11.54	11.08	11.19	12.13	11.84	11.02	10.87	11.12	11.24	11.78	10.74				
Na ₂ O	2.41	2.64	2.41	2.05	2.02	2.01	2.25	2.34	2.07	2.16	0.62	1.54	2.14	2.28	2.07	2.08	0.98	1.33				
K ₂ O	0.38	0.41	0.31	0.37	0.33	0.41	0.22	0.29	0.21	0.25	0.12	0.24	0.31	0.29	0.19	0.14	0.07	0.09				
Сумма	98.41	98.16	98.82	98.63	98.14	97.93	98.04	99.04	97.31	97.30	96.09	96.93	97.29	98.34	97.80	96.99	97.24	99.44				

	катионов в расчете на 23 атома O																																								
	6.095	6.034	6.270	6.155	6.183	6.200	6.707	6.538	6.564	6.590	7.489	7.637	6.386	6.451	6.414	6.437	7.805	6.095	6.034	6.270	6.155	6.183	6.200	6.707	6.538	6.564	6.590	7.489	7.637	6.386	6.451	6.414	6.437	7.805							
Si	1.905	1.966	1.730	1.845	1.817	1.800	1.293	1.462	1.436	1.410	0.511	0.363	1.614	1.549	1.586	1.563	0.195	0.189	0.102	0.192	0.228	0.222	0.208	0.104	0.237	0.662	0.702	0.557	0.290	0.462	0.000	1.024	1.102	1.018	0.923	0.000	0.000				
Al(IV)	0.189	0.102	0.192	0.063	0.220	0.229	0.517	0.290	0.445	0.367	0.158	0.281	0.229	0.173	0.337	0.345	0.173	0.189	0.102	0.192	0.228	0.222	0.208	0.104	0.237	0.662	0.702	0.557	0.290	0.462	0.000	1.024	1.102	1.018	0.923	0.000	0.000				
Al(VI)	0.256	0.227	0.176	0.228	0.222	0.208	0.104	0.104	0.093	0.144	0.018	0.037	0.063	0.072	0.086	0.093	0.002	0.002	0.014	0.016	0.015	0.003	0.002	0.158	0.118	0.038	0.016	0.004	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			
Ti	0.013	0.007	0.003	0.006	0.016	0.007	0.009	0.007	0.013	0.015	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.016	0.004	0.004	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001			
Cr	0.869	1.115	0.875	1.203	0.947	0.861	0.237	0.662	0.702	0.557	0.462	0.000	0.688	0.484	0.533	0.655	1.689	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869		
Fe ³⁺	1.366	1.169	1.492	1.178	1.291	1.393	1.638	1.303	1.122	1.297	0.290	0.688	0.562	0.484	0.533	0.655	1.689	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	0.869	
Fe ²⁺	0.021	0.014	0.015	0.017	0.009	0.014	0.027	0.025	0.014	0.016	0.013	0.013	0.014	0.016	0.014	0.016	0.004	0.004	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	
Mn	2.285	2.367	2.247	2.305	2.295	2.288	2.467	2.610	2.610	2.603	4.056	3.981	2.933	3.004	2.954	2.955	3.166	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	2.285	
Mg	1.780	1.728	1.780	1.732	1.776	1.816	1.820	1.792	1.732	1.761	1.830	1.788	1.709	1.663	1.706	1.742	1.835	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780	1.780
Ca	0.220	0.272	0.220	0.268	0.224	0.184	0.180	0.208	0.268	0.239	0.169	0.212	0.291	0.337	0.294	0.258	0.361	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220	0.220
Na _v	0.470	0.484	0.469	0.316	0.353	0.393	0.461	0.450	0.318	0.376	0.000	0.209	0.310	0.295	0.280	0.326	0.111	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470	0.470
Na _A	0.072	0.077	0.058	0.069	0.062	0.077	0.041	0.054	0.039	0.047	0.022	0.043	0.057	0.053	0.035	0.026	0.111	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	0.072	
K	0.63	0.67	0.60	0.66	0.64	0.62	0.60	0.67	0.70	0.67	0.93	0.85	0.84	0.86	0.85	0.82	0.65	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63
mg#																																									

Примечание. * - II и III соответственно амфиболы 2-ой и 3-ей генерации.

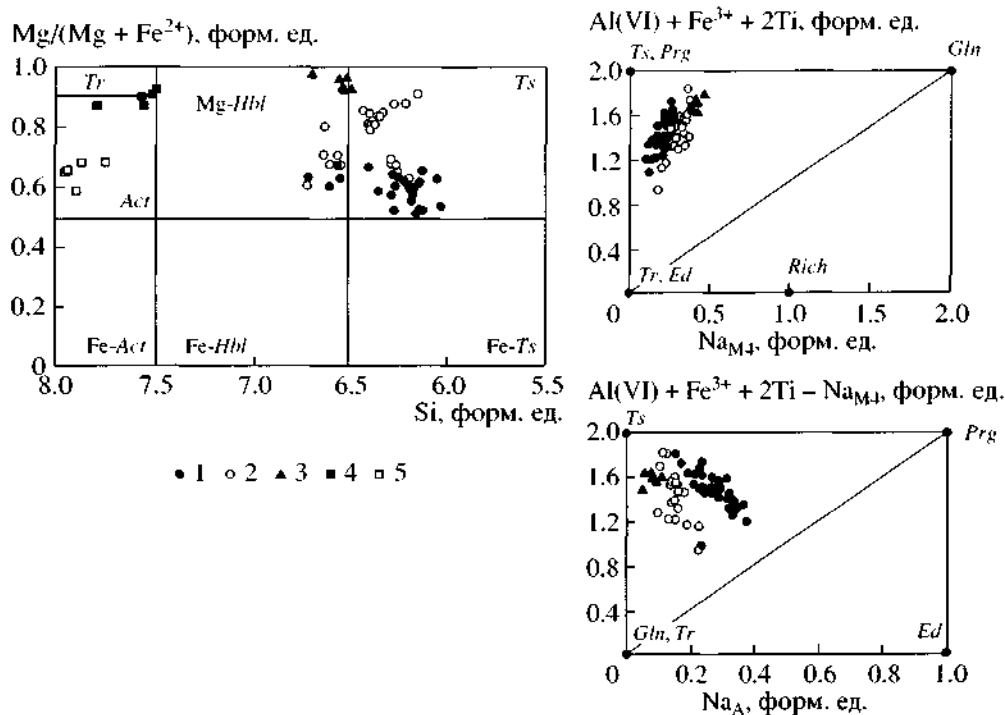


Рис. 4. Бинарные композиционные диаграммы для амфиболов из метаморфических образований п-ова Камчатский Мыс.

1-3 - Mg-роговые обманки первой генерации (из: 1 - гранат-клинопироксен-амфиболовых пород; 2 - гранатовых амфиболов; 3 - альбит-эпидотовых амфиболов); 4 - тремолиты второй генерации; 5 - актинолиты третьей генерации.

ронарные келифитовые каймы вокруг зерен первичного граната.

В изученных метабазах амфиболы представлены высокоглиноземистыми магнезиальными роговыми обманками ($Al_2O_3 = 9.8-12.3$ мае. %, $mg\# = 0.58-0.91$) и минералами ряда тремолит-актинолит. Представительные составы амфиболов из разных типов пород приведены в табл. 4. По характеру проявления можно выделить несколько генераций амфиболов. Наибольшим распространением пользуется зеленая роговая обманка (первая генерация - $Amph^{\wedge}$, образующая идиоморфные призматические кристаллы с отчетливым плеохроизмом и слабо выраженной композиционной зональностью (незначительное возрастание магнезиальности в направлении к краям зерен). Согласно классификации IMA (Leake et al., 1997) эти амфиболы как в гранатосодержащих, так и в безгранатовых разностях относятся к чермакит-паргаситовой серии магнезиальных роговых обманок, типичной для средней или высокой степени амфиболовой фации (Кориковский и др., 1997) (рис. 4). Субщелочные кальциевые амфиболы, характерные для ретроградных эклогитов, ни в мезостази, ни в реакционных каймах не обнаружены.

Состав амфиболов этой генерации заметно различается для разных типов амфиболов. В клинопироксен-гранат-амфиболовых породах роговые обманки существенно более титанистые ($Ti = 0.20-0.25$ форм. ед.) и железистые ($mg\# = 0.58-0.67$) по сравнению с роговыми обманками из гранатовых амфиболов (соответственно $Ti = 0.1-0.15$ форм. ед. и $mg\# = 0.60-0.72$) и безгранатовых альбит-эпидотовых амфиболов (соответственно $Ti = 0.05-0.10$ форм. ед. и $mg\# = 0.7-0.86$) (рис. 4). В свою очередь, для роговых обманок из последнего типа пород характерно повышенное содержание Cr_2O_3 (до 1.38 мае. %) и MnO . В ряду клинопироксен-гранат-амфиболовые породы — гранатовые амфиболиты — альбит-эпидотовые амфиболиты наблюдается последовательное увеличение содержания чермакитового и глаукофанового миналов и уменьшение паргаситового (рис. 4).

В данную группу минералов попадают также амфиболы из включений в кристаллах ильменита и из сростков с ильменитом, хотя для этих роговых обманок наблюдается значительный разброс составов и, по сравнению с индивидуальными зернами, устанавливается обогащение чермакитовым и тремолитовым компонентами.

В гранатовых амфиболитах по роговым обманкам первой генерации и по трещинам в гранате развивается сине-зеленый амфибол (вторая генерация - *Amph₂*), который имеет волокнистое строение и относится к тремолит-актинолитовому ряду. Минерал характеризуется высокой магнетиальностью ($mg\# = 0.89-0.91$) и низкими содержаниями глинозема, титана и щелочей (табл. 4, рис. 4). Реакционное обрастание тремолитом роговых обманок так же, как и образование келифитовых оторочек по гранату, может быть интерпретировано как явный признак ретроградных замещений в амфиболитах. Третья генерация амфиболов (*Amph₃*) представлена умеренно железистым актинолитом ($mg\# = 0.54-0.67$), образующим мелкие игольчатые и сноповидные агрегатные выделения в плагиоклазе (табл. 4).

Обращает на себя внимание хорошее соответствие составов амфиболов из различных минеральных типов изученных амфиболитов и высокоградных метаморфических образований из серпентинитового меланжа офиолитовых комплексов аналогичного типа (Тарарин, Бадрединов, 1989; Maquyama et al., 1996; Silantuyev et al., 2000 и др.). Об общем характере развития метаморфизма в таких комплексах свидетельствует и аналогичное положение трендов ретроградного изменения составов амфиболов (рис. 4).

Особо следует сказать об амфиболах, образующих вместе с плагиоклазом келифитовые каймы вокруг зерен граната на контакте с клинопироксенами в гранат-клинопироксен-амфиболовых породах. По составу эти Са-амфиболы отвечают паргаситам и отличаются от амфиболов 1-ой генерации более низким содержанием TiO_2 и повышенным содержанием Al_2O_3 .

Плагиоклаз. В исследованных образцах плагиоклаз представлен главным образом альбитом и олигоклазом с содержанием анортитовой молекулы от 2-4 мол. % в альбит-эпидотовых амфиболитах до 24 мол. % в чрезвычайно редких зернах неизмененного плагиоклаза из плагиоклазсодержащих гранатовых амфиболитов. Гораздо более часто в породах последнего типа первичный плагиоклаз замещен мелкозернистым пренит-пектолитовым агрегатом. В клинопироксен-гранат-амфиболовых породах плагиоклаз обнаружен в виде единичных мелких включений в гранате и в амфиболе первой генерации. Состав плагиоклаза в этих включениях заметно более кальциевый ($An = 32-36$ мол. %), и, по-видимому, это реликты плагиоклаза наиболее ранней генерации. Максимально высокое содержание анортитовой молекулы ($An = 41-56$ мол. %) зафиксировано в симплектитовых вростках плагиоклаза в роговых обманках келифитовых оторочек.

Акцессорные минералы. Среди акцессорных фаз внимание привлекают титанистые минераль-

ные фазы - обычные акцессории метабазитов. В изученных амфиболитах наиболее ранней фазой из них является рутил, присутствующий как в виде включений в гранате и роговой обманке, так и в мезостазисе. Рутил является характерным минералом включений в гранате, где он образует мелкие (<30 мкм) округлой или вытянутой овальной формы зерна, нередко в сростках с ильменитом. Реже среди включений в гранате встречаются сростки рутила с титанитом. Данный минерал характеризуется постоянным химическим составом вне зависимости от набора ассоциирующих минералов. В качестве примеси в минерале присутствует лишь железо (до 0.1 мол. %). Идентичность химического состава зерен рутила из включений в гранате и обособленных зерен в мезостазисе указывает на возможную принадлежность последних к ассоциации первичных включений в гранате.

Ильменит распространен весьма широко, нередко в ассоциации с рутилом, по отношению к которому является синхронным или более поздним. Ильменит присутствует как в виде мономинеральных зерен, так и в виде включений в гранате и амфиболе, а также в сростках со всеми первичными минералами амфиболитов. Выделяются несколько морфологических типов ильменита, которые тем не менее характеризуются значительным сходством химического состава. В ильмените соотношение железа и титана близко к стехиометрии. В составе минерала обычно присутствует ильменитовый (свыше 90 мол. %), пиррофанитовый (до 4 мол.%) и гематитовый (до 4 мол. %) миалы. Лишь в редких включениях в первичном гранате установлен гейкилитовый миал (до 4 мол. %). Также обращает на себя внимание присутствие в ряде зерен из сростаний с пироксеном примеси хрома (Cr_2O_3 до 0.44 мас. %). Во всех проанализированных зернах ильменита существенных неоднородностей в химическом составе не установлено.

Наиболее поздним из титановых минералов является титанит, нередко обрастающий ильменит и рутил. По-видимому, в изученных амфиболитах имеется несколько генераций титанита. Включения в гранате и в цирконе представляют собой его наиболее раннюю генерацию. Более поздние генерации развиваются в ассоциации с амфиболом и ильменитом, а самый поздний титанит проявлен в составе секущих метасоматических прожилков.

Судя по экспериментальным данным (Liou et al., 1997), такой порядок кристаллизации титановых минералов фиксирует падение давления с сопутствующим понижением температуры.

Среди других акцессорных минералов изученных амфиболитов - циркон и апатит. По морфологии можно выделить 3 типа зерен циркона:

мелкие (обычно до 15-20 мкм) округлые изометричные включения в первичных минералах, зерна циркона размерами <20 мкм в сростаниях с ильменитом в составе симплектитовых вростков в пироксене, сравнительно крупные (до 100 мкм) индивидуальные зерна циркона в мезостази́се и в сростках с амфиболом. Минералы всех типов характеризуются относительно постоянным химическим составом вне зависимости от морфологии зерен и ассоциации. Во всех проанализированных минералах устанавливается достаточно выдержанное содержание главных компонентов ($\text{HfO}_2/\text{ZrO}_2 = 0.010-0.020$). Столь высокое значение этого информативного отношения сближает изученные минералы с цирконами из мантийных пород, эклогитов и бластомилонитов (Летников и др., 1999). В качестве примесей установлены фосфор, иттрий и редкие земли (общее содержание примесных компонентов не превышает 0.35 мас. %).

Апатит образует вытянуто-призматические кристаллы гексагонального сечения размером до 150 мкм. Наиболее часто апатит встречается в виде включений в ильмените, редко - в гранате, а также развивается на границе ильменита с зернами амфибола, часто в ассоциации с эпидотом. В целом для изученных пород характерна устойчивая ассоциация апатита с ильменитом. Минерал характеризуется очень выдержанным химическим составом при практически полном отсутствии примесей.

Регрессивная минеральная ассоциация. Мезоста́зис изученных пород обычно сложен мелкозернистым агрегатом вторичных минералов, цементирующим охарактеризованные выше первичные силикаты. Мелкие обломки пироксена и амфибола, присутствующие в большом количестве в основной массе породы, замещаются эпидотом и хлоритом. Обычны также прожилки и тонкозернистые пренит-пектолитовые агрегаты. В основной массе породы постоянно присутствуют многочисленные ильменитовые ксеноморфные зерна и их агрегаты, распределенные в породе неравномерно (1⁴ об. %). Среди минералов, фиксирующих процесс регрессивного изменения первичной относительно высокобарической минеральной ассоциации, встречаются эпидот (представлен доизитом с незначительной примесью эпидотового минала), железистый хлорит амезит-шамозитового ряда ($\text{mg}\# = 0.35-0.53$), низкотемпературные Са-силикаты (пренит, пектолит, скаполит) и некоторые другие минералы. С заключительной стадией преобразования пород амфиболитового комплекса связано появление гидротермально-метасоматической минерализации, представленной сульфидами (пирротин, халькопирит, Со-пентландит, борнитом), баритом, карбонатами.

Характер минеральных ассоциаций изученных пород, состав и реакционные взаимоотношения минеральных фаз отчетливо обозначают три различающихся по термодинамическим условиям этапа метаморфизма. Индикаторами раннего проградного относительно высокобарического этапа, по-видимому, являются клинопироксен-гранат-амфиболовые породы. Особенности состава первичных породообразующих минералов в них (граната, пироксена и частично амфибола) указывают на то, что эти метаморфические породы были сформированы непосредственно на этапе прогрессивного метаморфизма, а не являются продуктами регрессивного метаморфического преобразования более ранних еще более высокобарических образований (таких, например, как эклогиты). Об этом свидетельствуют, в первую очередь, данные по химическому составу индивидуальных минеральных фаз - низкие содержания пиропового компонента в гранате, низкие (вплоть до полного отсутствия) содержания жадеитового минала в первичном клинопироксене, отсутствие в изученных породах субщелочных и щелочных амфиболов. Кроме того, все перечисленные минеральные фазы обычно гомогенны по химическому составу и не обнаруживают выраженной композиционной зональности. В зернах этих минералов отсутствуют реликты каких-либо более ранних фаз. Не наблюдалось включений одних первичных минералов в зернах других. Пироксен и амфибол были встречены в сростках с ранним гранатом, без каких-либо признаков реакционных взаимоотношений между ними. Все это указывает на кристаллизацию этих минералов в равновесии друг с другом. Равновесность пироксена из ранней ассоциации с гранатом и амфиболом также свидетельствует в пользу прогрессивного характера эволюции метаморфизма на данном этапе.

Второй, низкобарический ретроградный этап метаморфизма проявлен гораздо интенсивнее, во многих случаях полностью уничтожая первичные метаморфические парагенезисы первого этапа. Для завершающих стадий второго этапа характерны равновесные парагенезисы роговой обманки с кислым плагиоклазом. Вместе с тем установлен ряд фактов взаимоотношений между разновозрастными минеральными парагенезисами: развитие амфибола по трещинам в гранате, замещение пироксена второй генерации поздним амфиболом паргасит-чермакитового ряда, замещение первичного граната агрегатом ильменита с вторичным реакционным гранатом, развитие амфибола в ассоциации с эпидотом. По-видимому, все эти более поздние ассоциации минералов отражают одну из стадий этапа регрессивного метаморфического преобразования изученных пород амфиболитового комплекса.

Таблица 5. Этапы метаморфического преобразования пород амфиболитового комплекса п-ова Камчатский Мыс, Восточная Камчатка

Минерал	Генерация	Этапы метаморфизма		
		прогрессивный	регрессивный	метасоматический
Гранат	<i>Gtr</i> ₁	██████████		
	<i>Gtr</i> ₂			██
Клинопироксен	<i>Spx</i> ₁	██████████		
	<i>Spx</i> ₂		██	
Амфибол	<i>Amph</i> ₁	██████████	██████████	
	<i>Amph</i> ₂		██████████	
	<i>Amph</i> ₃			██
Плагиоклаз		██████████	██	
Эпидот-цоизит			██	██████████
Кварц			██	██████████
Рутил		██████████		
Ильменит		██	██████████	
Титанит			██	██
Циркон		██	██████████	
Апатит			██	██
Хлорит			██	██████████
Пренит			██	██████████
Пектолит			██	██████████
Скаполит			██	
Сульфиды				██
Барит				██
Карбонаты				██

Наиболее поздние минеральные ассоциации изученного метаморфического комплекса были сформированы в ходе третьего завершающего этапа преобразования первичных клинопироксен-гранат-амфиболовых пород - сравнительно низкотемпературного регрессивного метаморфизма амфиболитов в сочетании с гидротермально-метасоматической переработкой первичных пород на фоне их общей деформации и милонитизации. Существенную роль в формировании наиболее поздних минеральных парагенезисов сыграли гидротермально-метасоматические процессы, проявленные в замещении всех ранних первичных минералов вторичными, а также в развитии в породах метасоматических жил и жил выполнения, сложенных вторичными минералами (пренитом, пектолитом, хлоритом, титанитом). С поздними минеральными ассоциациями связаны сульфидная, баритная и карбонатная минерализация.

Таким образом, в формировании метаморфических пород амфиболитового комплекса п-ова Камчатский Мыс отчетливо прослеживаются три основных этапа: а) ранний этап прогрессивного

метаморфизма с образованием первичной ассоциации клинопироксен-гранат-амфибол; б) этап регрессивного метаморфизма, в процессе которого были сформированы амфиболы второй генерации, эпидот, произошла избирательная перекристаллизация ильменита, частичное замещение и перекристаллизация всех первичных минералов; в) завершающий этап гидротермально-метасоматического преобразования пород, сопровождавшийся их дроблением и милонитизацией. Характер смены минеральных парагенезисов в процессе эволюции пород амфиболитового комплекса показан в табл. 5.

МИНЕРАЛЬНАЯ ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Расчеты *P-T* параметров метаморфизма исследованных пород выполнялись при помощи программы TPF (Konilov, 1999) и интегрированной в нее системы согласованных геотермометров и геобарометров (всего более 400), использующих составы минералов - твердых растворов для разнообразных минеральных ассоциаций (Fonagiev et al., 1991). Объединенные в согласованную

Таблица 6. Параметры состава минеральных фаз и расчетные определения *P-T* условий формирования амфиболитов

Обра- зец		<i>Grt</i>		<i>Cpx</i>		<i>Opx</i>	<i>Hbl</i>	<i>Pl</i>	<i>T, °C</i>							
		X_{Fe}	CaO, мас. %	X_{Fe}	Al ₂ O ₃ , мас. %	X_{Fe}	X_{Fe}	X_{Av}	<i>Grt-Cpx</i> [1]		<i>Opx-Cpx</i> [2]	<i>Hbl-Cpx</i> [3]	<i>Hbl-Pl</i> [4]		<i>Hbl-Grt</i>	
									6 кбар	12 кбар			6 кбар	12 кбар	[5]	[1]
Клинопироксен-гранат-амфиболовые породы																
6-5B	ц	0.791	9.020	0.371	1.980		0.494	0.187	732	749		714	716	683	717	681
	кр	0.786	8.690	0.360	2.550		0.508	0.083	724	741		750	738	677	739	702
6-5A	ц	0.787	9.910	0.367	2.570				757	773						
	кр	0.790	10.510	0.364	3.140				754	770						
6-3A	ц	0.843	9.640	0.376	3.020				661	677						
	ц	0.868	9.730	0.370	2.510				613	628						
6-3Б	ц	0.863	9.760	0.369	2.450				619	635						
	ц	0.880	9.400	0.395	2.000				604	620						
	кр	0.806	9.140				0.491					720			655	684
6-6		0.802	10.000	0.306	2.120		0.450			679		755			645	636
6-2	кр	0.754	10.000	0.390	3.340		0.503		745	761		698			776	761
	кр	0.785	10.880	0.376	3.530		0.504		688	704		720			744	739
6-3				0.261	1.660	0.314	0.319				698	657				
Гранатовые амфиболиты																
6-7A	ц	0.829	9.960				0.411	0.326					663	648	583	589
	кр	0.809	8.940				0.416	0.257					657	641	591	604
6-7Б	ц	0.799	9.120				0.359	0.266					649	649	534	574
	кр	0.801	9.170				0.386	0.216					640	645	547	587
6-9A	ц						0.344	0.217					625	638		

Примечание. Геотермометры и геобарометры по: [1] – (Powell, 1985); [2] – (Fonarev, Graphchikov, 1991); [3] – (Плюснина, 1983); [4] – (Holland, Blundy, 1994); [5] – (Лаврентьева, Перчук, 1989).

систему геотермометры и геобарометры были протестированы с использованием независимых экспериментальных данных - были привлечены результаты более чем 1400 экспериментов, опубликованные в 73 работах. Из включенных в систему вариантов в данной работе использовались клинопироксеновый (Fonarev, Graphchikov, 1991) и гранат-клинопироксеновый (Powell, 1985) геотермометры, а также гранат-клинопироксен-плаггиоклаз-кварцевый геобарометр (Фонарев и др., 1994). В связи с тем, что не для всех образцов минеральные парагенезисы допускали применение согласованных геотермобарометров, для расчета температур также использовались некоторые из вариантов геотермометров для ассоциаций гранат-амфибол (Powell, 1985; Лаврентьева, Перчук, 1989), клинопироксен-амфибол (Плюснина, 1983), амфибол-плаггиоклаз (\pm кварц) (Holland, Blundy, 1994).

Оценка температур и давлений образования минеральных ассоциаций в рассматриваемых породах затруднена вследствие сильной дезинтегри-

рованности пород, разобшенности фрагментов минеральных сростков, а также высокой степени регрессивного изменения первичных ассоциаций. Результаты расчетов температур для ряда наиболее представительных образцов приведены в табл. 6. Несмотря на существующие расхождения оценок температурного режима метаморфизма для проанализированных однопородных пород, связанные (1) с неопределенностью величины давления для большинства изученных парагенезисов и (2) с возможной неравновесностью некоторых минеральных фаз, можно принять среднюю величину температуры 680-750°C для равновесий клинопироксен-гранат-амфиболовых пород, 580-670°C - для гранатовых амфиболитов и 510-560°C - для альбит-эпидотовых амфиболитов (этот интервал температур установлен по ассоциациям Cpx_2 - Grt_1 и $Amph$ - Grt). Последняя оценка достаточно близко соответствует расчетам С.В.Высоцкого (490-510°C) для плаггиоклазсодержащих амфиболитов метаморфического комплекса п-ова Камчатский Мыс (Высоцкий, 1989).

Обращает на себя внимание хорошее соответствие значений температуры, полученных для разных минеральных геотермометров, что с большой долей уверенности позволяет говорить о равновесности рассматриваемых минеральных ассоциаций метаморфитов.

В клинопироксеновом амфиболите (обр. 6-3) в ильмените обнаружено мелкое включение ортопироксена. Хотя петрографические доказательства равновесности орто- и клинопироксенов в этой ассоциации отсутствуют, результаты двупироксеновой термометрии хорошо согласуются с расчетами для ассоциации гранат-клинопироксен, представленной в других образцах (обр. 6-3А, 6-3Б, 6-6) (табл. 6). Кроме того, оценка температуры на основе распределения железа и магния между этими сосуществующими минеральными фазами соответствует определению температурного режима, рассчитанным по содержанию кальция в клинопироксене (мономинеральный вариант двупироксенового геотермометра). Оценки температуры метаморфизма, полученные для клинопироксен-гранат-амфиболовых пород с использованием гранат-ильменитового геотермометра (Pownceby et al., 1991), имеют существенно более высокие значения - 750-870°C, но их достоверность вызывает сомнения в силу незначительного содержания МпО в ильмените.

В единичных образцах (6-5В, 6-19) в ассоциации с гранатом и клинопироксеном установлены плагиоклаз и кварц, что позволило одновременно определить и давление, и температуру на пике проградного метаморфизма. Полученная усредненная величина давления 12 кбар была использована для расчета температур по составам минералов в других образцах гранат-клинопироксен-амфиболовых пород. Приблизительную величину давления образования минеральных ассоциаций в рассматриваемых породах также можно оценить используя геобарометр Т. Холланда (Holland, 1980), основанный на зависимости количества жадеитового минала в клинопироксене от давления при заданной температуре. Для большинства изученных зерен пироксена ранней генерации и для отдельных зерен Srx_2 характерно присутствие от 2 до 5 мол. % жадеитового минала, что при температурах 700-800°C соответствует интервалу давлений 6-11 кбар. При этом значении давления в 6 кбар, по-видимому, отвечает условиям формирования парагенезисов ретроградного этапа метаморфизма. Для расчета параметров ретроградного метаморфизма в безгранатовых и бесклинопироксеновых парагенезисах определялась только температура, а сами расчеты проводились при заданном давлении 4.5-5 кбар, принятом на основании модельных оценок для аналогичных комплексов пород (например, Poli, Schmidt, 2002). Обращает на себя внимание незначительная степень расхождения расчетных

температур, полученных при использовании гранат-клинопироксенового и амфибол-плагиоклазового геотермометров при давлении 6 и 12 кбар. Данный факт свидетельствует в пользу достоверности оценки температур минералообразования при отсутствии точных определений величины давления для всех изученных парагенезисов.

Несмотря на расхождение оценок температур образования минеральных ассоциаций, можно принять их среднюю величину на пике проградного этапа метаморфизма 720-750°C. Дальнейшее понижение температуры сопровождалось образованием парагенезисов регрессивного метаморфизма, что фиксируется в ассоциациях граната с поздними пироксеном-П и амфиболом. Наиболее поздние ассоциации завершающего третьего этапа регрессивного метаморфизма, для которых характерными минералами являются хлорит, пренит, пектолит, по-видимому, отвечают температурным условиям зеленосланцевой фации метаморфизма.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ

Отсутствие в исследуемых породах амфиболитового комплекса выраженных признаков кислотного метасоматоза и мигматизации делает возможной геохимическую типизацию предполагаемого протолита метабазитов. С этой целью были использованы не столько петрогенные оксиды, ограниченно подвижные в процессе метаморфизма, сколько элементы-индикаторы, обладающие сравнительно малой мобильностью при метаморфизме (Ti, Y, Zr, Hf, тяжелые REE и др.).

По своим петрохимическим характеристикам (низкая щелочность, умеренная до высокой титанистость, повышенная железистость) амфиболиты, локализованные в породах офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс, обнаруживают значительное сходство с породами дифференцированных базитовых комплексов толейтовой спецификации из срединно-океанических хребтов (табл. 7). В пользу такой точки зрения свидетельствует обратная корреляция между содержанием MgO , с одной стороны, и TiO_2 и FeO - с другой, в гранатсодержащих метаморфитах, а также характер распределения элементов-примесей в них (например, с повышением магнезиальности амфиболитов наблюдается понижение концентраций высокочargedных (HFSE) и редкоземельных (REE) элементов). При этом содержания основных петрогенных оксидов и малоподвижных при метаморфизме несовместимых (Zr, Hf, Y, Nb, тяжелые REE) и совместимых (Cr, Ni, Sc) элементов (табл. 7) в изученных метабазитах отвечают интервалу концентраций, характерных для базальтов N-MORB типа и комплементарных им габброидов

Таблица 7. Химический состав амфиболитов п-ова Камчатский мыс

Компо- ненты	Клинопироксен-гранат- амфиболовые породы			Гранатовые амфиболиты			Альбит-эпидотовые амфиболиты			
	6-5А	6-5В	6-2	6-3А	6-3Б	6-6	6-7А	6-7Б	6-9	6-9А
SiO ₂	38.26	41.39	39.72	45.62	44.08	45.12	49.14	49.41	48.38	47.95
TiO ₂	2.46	2.61	3.37	1.47	1.58	1.93	1.58	1.94	1.32	1.92
Al ₂ O ₃	12.66	14.05	11.22	12.33	10.80	12.19	14.38	13.08	14.14	13.66
Fe ₂ O ₃	4.97	3.92	3.32	3.17	4.27	4.32	3.59	3.34	2.64	3.48
FeO	13.24	13.44	14.11	8.29	8.63	9.41	7.66	8.27	9.18	9.84
MnO	0.30	0.31	0.36	0.24	0.20	0.29	0.21	0.27	0.21	0.24
MgO	7.62	8.37	7.80	13.86	14.11	11.57	7.32	8.17	8.46	7.14
CaO	15.62	12.20	13.58	11.98	11.36	11.77	11.58	11.59	11.83	11.09
Na ₂ O	1.11	2.10	1.58	1.56	1.84	2.03	2.08	2.64	2.41	1.78
K ₂ O	0.24	0.13	0.42	0.18	0.12	0.20	0.13	0.16	0.25	0.19
H ₂ O ⁻	0.48	0.09	0.16	0.16	0.05	0.95	0.17	0.17	0.1	0.21
П.п.п.	2.20	1.87	3.01	1.20	2.40	0.96	1.35	1.67	1.57	2.2
P ₂ O ₅	0.12	0.05	0.37	0.04	0.08	0.06	0.07	0.08	0.14	0.17
Сумма	99.28	100.53	99.02	100.10	99.52	100.80	99.26	100.79	100.63	99.66
Sc	58.7	60.2	69.2	39.5	38.3	42.1	30.5	37.2	29.4	33.6
V	238	216	240	210	188	142	187	155	165	206
Cr	62	83	114	31	141	168	220	109	96	140
Ni	178	124	165	190	169	281	495	366	175	505
Cu	65.6	73.8	47.8	85.9	114.2	128.6	149.3	95.3	108.6	189.2
Zn	84.5	75.8	95.2	171.7	109.3	172.0	188.0	164.0	89.4	95.5
Rb	9.08	14.21	8.14	6.24	3.18	1.87	1.59	4.21	9.63	2.28
Sr	109.7	145.87	154.62	92.8	68.59	77.2	31.58	42.8	33.48	19.5
Y	40.1	30.28	36.11	21.0	22.18	27.54	14.07	9.55	11.55	7.58
Zr	116	95.1	84.1	61.4	66.35	51.27	44.18	21.95	31.58	22.18
Nb	7.9	4.28	4.58	4.1	1.58	3.04	0.87	0.59	0.94	0.6
Cs	0.092	0.145	0.054	0.038	0.084	0.033	0.049	0.075	0.058	0.091
Ba	92	188	164	143	215	89	198	304	188	176
La	9.42	7.26	7.39	4.94	5.19	7.11	3.67	4.41	3.91	4.12
Ce	22.28	20.57	17.21	15.12	17.24	18.68	13.20	13.22	12.68	12.55
Pr	3.73	3.48	2.69	2.51	2.68	3.04	2.14	1.87	1.77	2.18
Nd	17.35	15.28	14.11	11.98	12.86	14.51	10.87	10.10	9.58	11.58
Sm	4.83	4.00	4.21	3.50	3.99	3.65	3.14	3.05	3.05	3.40
Eu	1.34	1.18	1.15	1.45	1.28	0.94	0.94	0.87	1.14	1.21
Gd	5.65	4.85	4.96	4.34	4.61	3.87	3.69	3.27	3.84	3.67
Tb	1.02	0.84	0.73	0.65	0.77	0.71	0.68	0.58	0.70	0.70
Dy	6.60	4.77	5.54	3.81	4.01	4.15	3.75	3.84	3.58	3.90
Ho	1.42	1.24	1.54	0.74	1.18	1.14	0.86	0.77	0.84	0.88
Er	4.31	3.86	4.02	1.95	3.50	3.44	2.14	2.07	2.59	2.65
Tm	0.74	0.66	0.88	0.30	0.60	0.58	0.44	0.39	0.38	0.44
Yb	4.63	4.02	6.12	2.74	3.58	3.27	2.84	2.47	2.70	2.88
Lu	0.71	0.64	0.84	0.24	0.56	0.52	0.37	0.33	0.35	0.37
Hf	2.37	3.65	3.54	2.19	2.33	2.29	2.18	1.47	1.51	2.14
Ta	0.14	0.17	0.14	0.11	0.09	0.17	0.17	0.08	0.12	0.15
Pb	9.73	7.12	3.51	4.14	3.47	1.59	0.98	1.73	1.50	0.86
Th	0.97	0.84	0.68	0.36	0.42	0.33	0.58	0.46	0.44	0.29
U	0.62	0.34	0.32	0.09	0.19	0.17	0.09	0.08	0.13	0.11
(La/Sm) _N	1.22	1.14	1.10	0.88	0.82	1.22	0.73	0.91	0.80	0.76
(La/Yb) _N	1.41	1.25	0.84	1.25	1.00	1.51	0.89	1.24	1.00	0.99
(Sm/Yb) _N	1.15	1.10	0.76	1.41	1.23	1.23	1.22	1.36	1.25	1.30

Примечание. Оксиды приведены в мас. %, элементы в ppm.

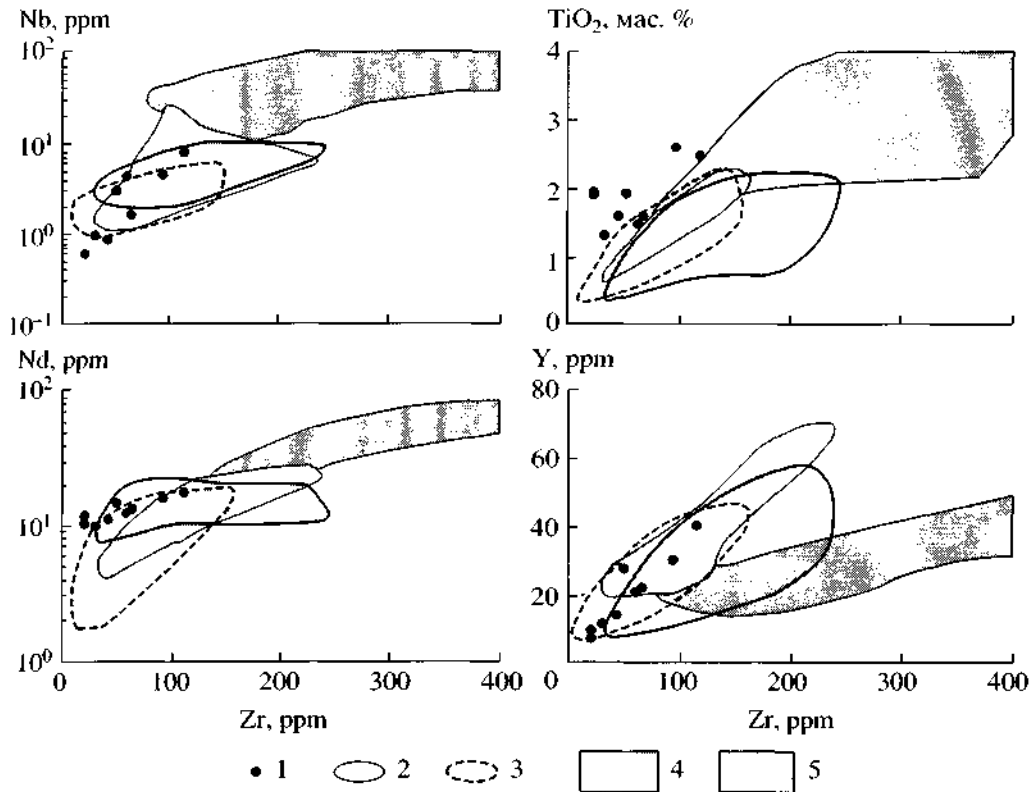


Рис. 5. Вариационные диаграммы относительно Zr для составов гранатовых амфиболитов п-ова Камчатский Мыс. 1 - гранатовые амфиболиты п-ова Камчатский Мыс; 2-5 - поля составов по (Becker et al., 2000): 2 - эглогитов по базальтам, 3 - эглогитов по габбро, 4 - базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), 5 - базальтов океанических островов (OIB).

из центров океанического спрединга (Sun, McDonough, 1989). Значения величин некоторых индикаторных геохимических отношений, рассчитанные для гранатосодержащих и безгранатовых амфиболитов ($Ti/V=42-81$; $V/Sc=3.4-6.1$; $Zr/Sc=0.59-1.57$), также хорошо сопоставимы со значениями этих параметров в базитах N- и T-типов MORB. Это подтверждается положением фигуративных точек составов исследованных пород на вариационных диаграммах относительно Zr, на которых составы амфиболитов попадают в поле толеитов MORB и лежат вне поля составов базальтов океанических островов (рис. 5). Высокие концентрации совместимых элементов при относительно низком уровне накопления несовместимых LILE, HFSE и REE в исследованных породах, по-видимому, свидетельствуют о деплетированной природе исходного магматического источника, на что также указывает изотопный состав Sr и Nd амфиболитов (Ланда и др., 2002).

Предположение о толеитовой природе протолита исследованных амфиболитов подкрепляется данными по уровню накопления и характеру распределения в них редкоземельных элементов (табл. 7). Кривые распределения нормированных по хондриту концентраций REE в амфиболитах

имеют субгоризонтальный характер (рис. 6а-6в), а уровень накопления редких земель в них составляет 10-41 хондритовых норм (причем наблюдается некоторое уменьшение концентрации REE в ряду клинопироксен-гранат-амфиболовые породы — гранатовые амфиболиты — альбит-эпидотовые амфиболиты). Значения индикаторных отношений стабильных REE ($(La/Sm)_N = 1.02 \pm 0.16$; $(La/Yb)_N = 1.24 \pm 0.12$; $(Sm/Yb)_N = 1.26 \pm 0.12$) достаточно близки в амфиболитах различных типов (табл. 7). Согласно существующим геохимическим классификациям (например, Sun, McDonough, 1989) эти значения отвечают магматическим производным расплавов, генерирующих базиты семейств N-MORB и T-MORB. Мультиэлементные спектры изученных амфиболитов также обнаруживают значительное сходство с распределениями нормализованных значений элементов в типичных образованиях N-MORB типа (рис. 7). Несколько повышенные концентрации ряда элементов (прежде всего, K, Rb, Ba и Th) относительно типичных N-MORB могут быть обусловлены как спецификой состава протолита, так и высокой подвижностью данных элементов в процессах вторичного преобразования пород (Bebout et al., 1999; Becker et al., 2000). Свидетельст-

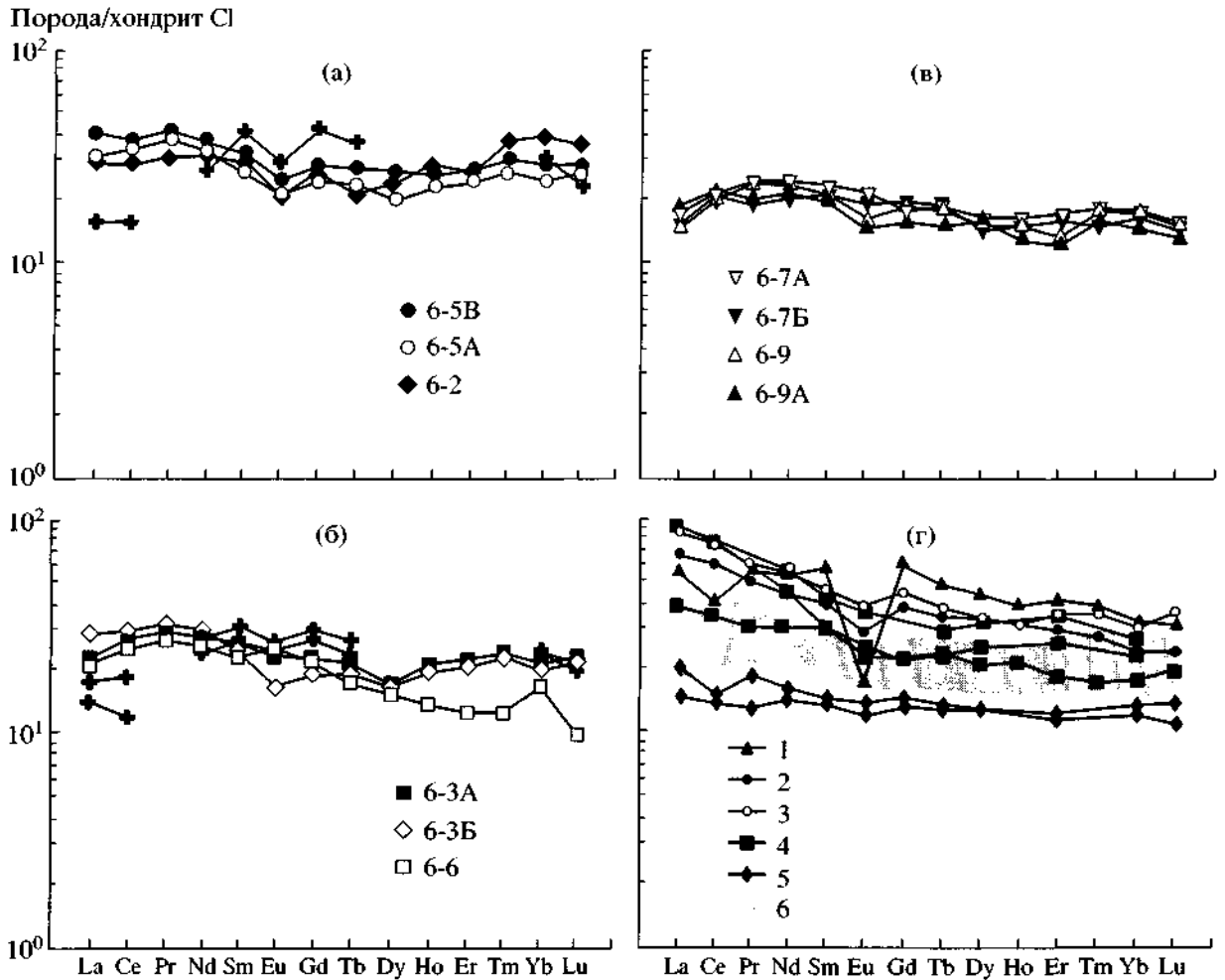


Рис. 6. Хондрит C1-нормализованные по (Anders, Grcvesse, 1989) спектры распределения редкоземельных элементов (REE) в амфиболитах п-ова Камчатский Мыс.

(а) - клинопироксен-гранат-амфиболовые породы; (б) - гранатовые амфиболиты; (в) — альбит-эпидотовые амфиболиты. На графиках (а) и (б) крестиками показаны анализы, заимствованные для аналогичных пород из работы (Геохимическая типизация..., 1990). (г) - спектры распределения REE: 1 - гранатовых амфиболитов мыса Поворотного, п-ов Тайгонос (Silantuyev et al., 2000); 2 - ретроградных эклогитов хр. Лантерман, Антарктика (Di Vincenzo et al., 1997); 3 — гранат-клинопироксен-амфиболовых пород комплекса Соншугу, Центральный Китай (Zhang, 1999); 4 - эклогит-амфиболитов Бучимского блока, Македония (Кориковский и др., 1997); 5 - гранатовых амфиболитов Шарьжалгайского выступа, Восточный Саян (Скляр и др., 1998); 6 - обобщенное поле REE-спектров клинопироксен-гранат-амфиболовых пород п-ова Камчатский Мыс.

вом этому является дифференцированное изменение подвижности элементов в направлении от клинопироксен-гранат-амфиболовых пород к альбит-эпидотовым амфиболитам, что находит свое отражение в форме мультиэлементных спайдер-спектров (рис. 7).

Особняком стоит вопрос о плутонической или вулканической природе протолита метабазитов. В пользу апогабброидной природы амфиболитов говорят отдельные текстурно-структурные признаки, а также характер распределения элементов-примесей. В частности, положение составов изученных пород на вариационных диаграммах относительно Zr (рис. 5) обнаруживает значи-

тельное сходство с положением ретроградных апогабброидных эклогитов. Близки также и формы мультиэлементных спектров этих пород на слайдер-диаграмме (рис. 7г), где они, в свою очередь, отличаются от спектров апобазальтовых эклогитов (Becker et al., 2000). В целом содержания петрогенных оксидов и элементов-примесей во всех минеральных типах амфиболитов из офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс варьируют в относительно узких пределах, а их петрогеохимические особенности позволяют достаточно уверенно относить их к метаморфизованным производным толеитового субстрата. При этом наиболее вероятным протолитом мета-

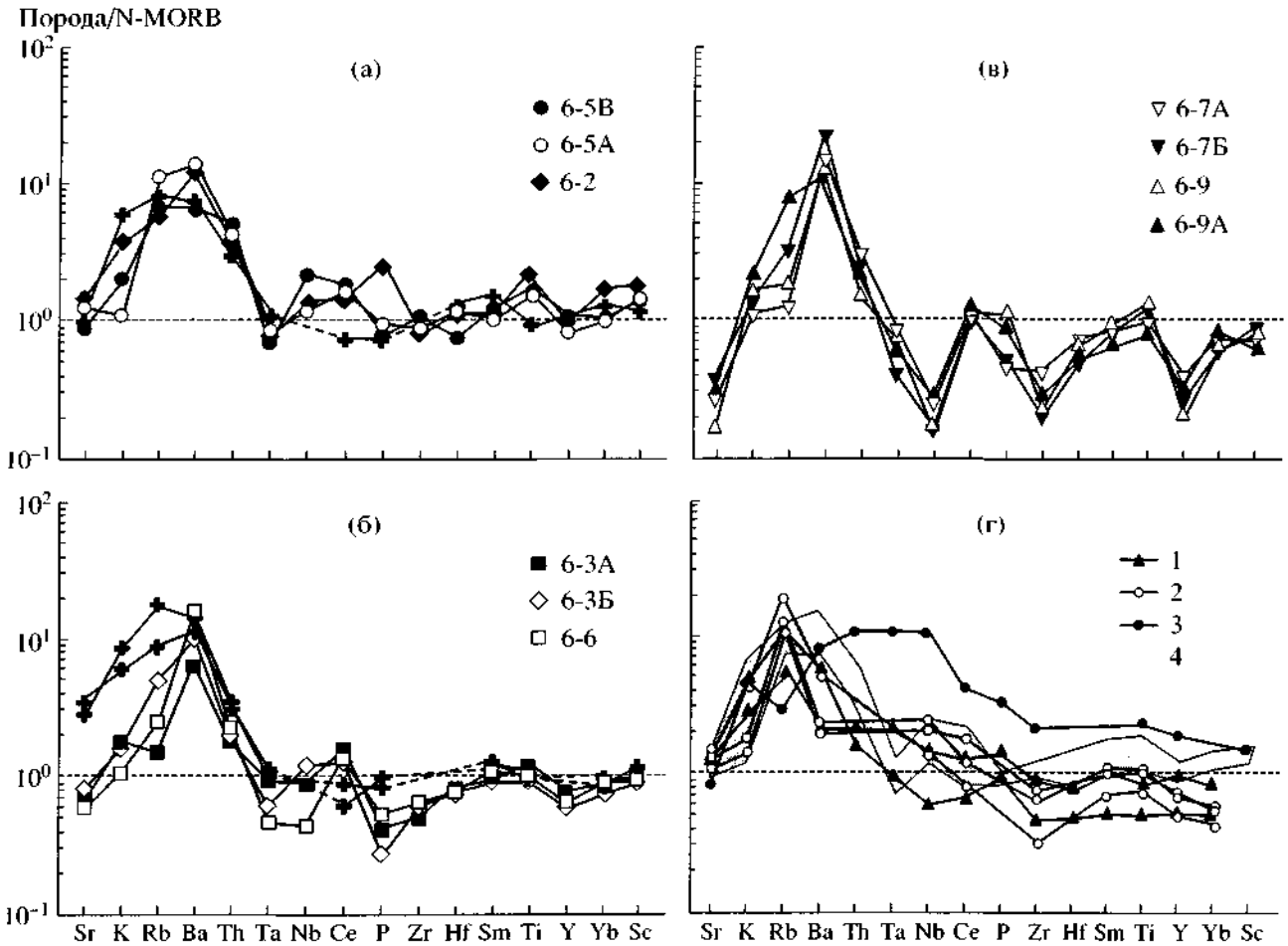


Рис. 7. Слайдер-диаграммы распределения несовместимых редких элементов, нормированных к составу N-MORB (Sun, McDonough, 1989), в амфиболитах п-ова Камчатский Мыс.

Расположение диаграмм для различных типов амфиболитов то же, что и на рис. 6.

1-3 - мультиэлементные спектры по (Becker et al., 2000) для: 1 - апогабброидных ретроградных эклогитов, 2 - апогабброидных гранатовых амфиболитов, 3 - апобазальтовых эклогитов; 4 - обобщенное поле мультиэлементных спектров для клинопироксен-гранат-амфиболовых пород п-ова Камчатский Мыс.

морфических пород являлись габброиды срединно-океанических хребтов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Высокобарические метаморфические породы, локализованные в офиолитовых комплексах коллизионных и аккреционных структур зоны перехода океан-континент, являются индикаторами термодинамических условий петрогенезиса, определяемых спецификой геодинамических обстановок их формирования. В соответствии с современными геодинамическими моделями формирования высокобарических метаморфитов в надсубдукционных комплексах, фактором, определяющим своеобразие их генезиса, является многостадийный характер процесса, включающий (1) субдукцию океанической плиты и связанный с нею проградный метаморфизм базитов;

(2) инверсию режима метаморфизма; (3) последующий аплифт, регрессивный метаморфизм и эксгумацию metabasites в процессе обдукции офиолитов на континентальную окраину (Тарарин, 1995; Силантьев и др., 1996; Maruyama et al., 1996; Добрецов, 2000 и др.). Этот тектонический сценарий определяет характерную петлеобразную *P-T* траекторию эволюции условий метаморфизма. Однако дискуссионность как отдельных положений этих моделей, так и привлекаемых для их объяснения механизмов очевидна при анализе публикаций, посвященных этой проблеме (Plan, 1993; Peacock, Wang, 1999; Hermann et al., 2000; Engi et al., 2001; Poll, Schmidt, 2002 и др.). Поэтому использование новых данных (к которым относятся и полученные результаты минералого-геохимического исследования амфиболитов офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс) позволяет уточнить некоторые вопросы петрогенезиса по-

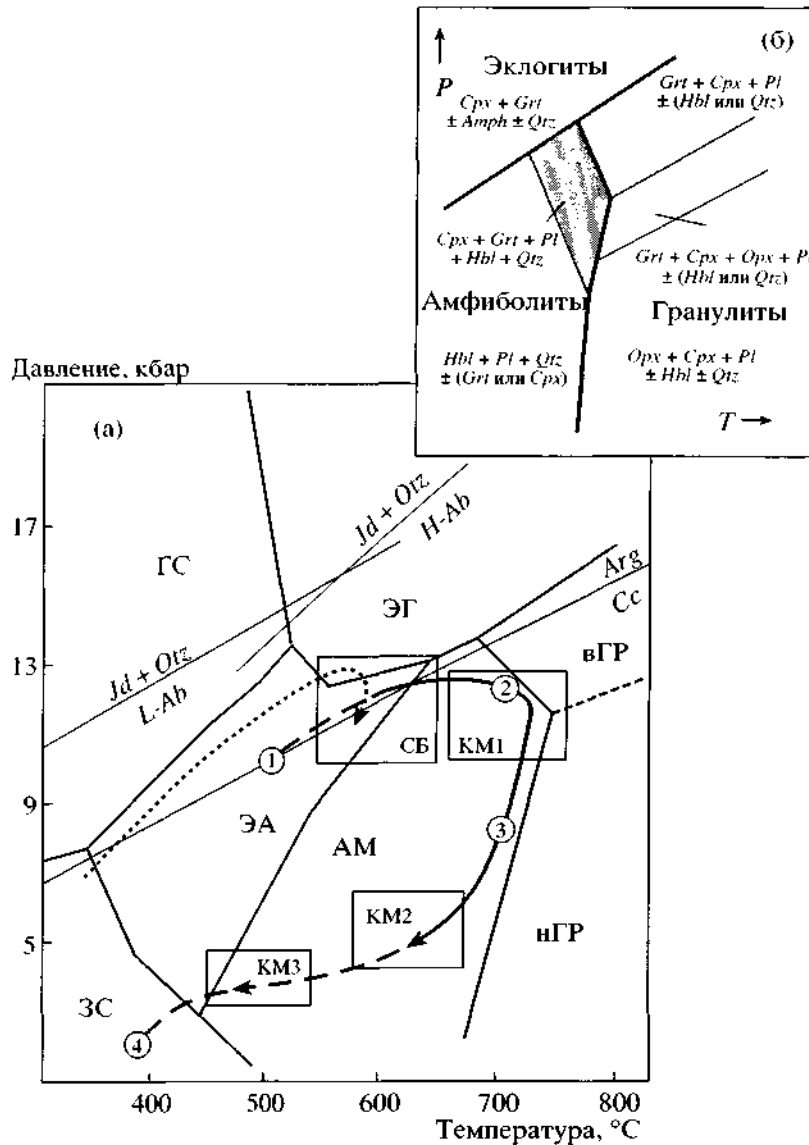


Рис. 8. Эволюция термодинамических условий метаморфизма амфиболитов п-ова Камчатский Мыс.

(а) - тренды этапов метаморфизма и сопутствующих им деформаций амфиболитов. Цифрами обозначены этапы: 1 - проградный, 2 — инверсионный, 3 - ретроградный, 4 - метасоматический. Сплошной линией показан тренд метаморфизма, отраженный в минеральных парагенезисах, пунктиром - предполагаемый. Точками показан тренд эволюции и поле P-/"условий (СБ) метаморфизма амфиболитов метаморфического комплекса Санбагава, Япония по (Oh, Liou, 1998). Показаны области P-T условий, рассчитанные по минеральным геотермометрам для пород амфиболитового комплекса п-ова Камчатский Мыс: клинопироксен-гранат-амфиболовых пород (КМ1); гранатовых амфиболитов (КМ2); альбит-эпидотовых амфиболитов (КМ3).

Положение границ метаморфических фаций (ЗС - зеленосланцевой; ГС - глаукофансланцевой; ЭА - эпидот-амфиболитовой; АМ — амфиболитовой; ЭГ - эклогитовой; ГР - гранулитовой (вГР — высокобарической субфации. нГР - умеренно и низкобарической субфации)) и линий метаморфических реакций по (Reasock, 1987; Oh, Liou, 1998).

(б) - минеральные ассоциации для области, пограничной между метабазами эклогитовой, гранулитовой и амфиболитовой фаций по (Pattison, 2003). Фоном показаны безортопироксеновые гранатовые ассоциации амфиболитовой фации (темно-серый) и гранулитовой фации (светло-серый).

род рассматриваемого типа в активных переходных зонах.

Полученные оценки термодинамических условий метаморфизма изученных пород (табл. 6) достаточно явно отражают регрессивный характер изменений и, по-видимому, соответствуют нисхо-

дящей ветви "петли" на P-T диаграмме (рис. 8а). Гораздо сложнее судить о предыдущей истории метаморфизма амфиболитов. Косвенными ее свидетельствами могут служить (1) особенности химического состава ряда породообразующих минералов и (2) реакционные соотношения между ними.

Данные по химическому составу основных минеральных фаз амфиболитов, такие как очень низкое содержание жадеитового минала в клинопироксенах и отсутствие субщелочных и щелочных амфиболов, свидетельствуют в пользу того, что метаморфиты до появления в них реакционных структур представляли собой нормальные метаморфические породы средней и верхней части амфиболитовой фации. Даже в наиболее высокометаморфизованных клинопироксен-гранат-амфиболовых породах равновесность клинопироксенов с остальными минералами мезостаза - роговой обманкой и гранатом - указывает на прогрессивную эволюцию метаморфизма до появления в них реакционных кайм. Хотя отсутствие проградной композиционной зональности в гранатах нетипично для подобных условий. Данные минеральной геотермобарометрии (табл. 6) также, скорее всего, говорят о нахождении пика проградного метаморфизма (поле КМ 1 на рис. 8) для исследованных пород в поле амфиболитовой фации. При этом амфибол-плагиоклазовые келифитовые каймы (интерпретируемые как результат реакционного взаимодействия первичного клинопироксена, амфибола и граната) и характер минеральных включений в гранатах являются индикаторами сравнительно высокобарической обстановки генезиса, по-видимому, вполне сопоставимой с условиями гранат-амфиболитовой субфации метаморфизма базитов. В пользу такого предположения свидетельствует состав минеральных парагенезисов изученных пород ($Grt + Cpx + Amph + Pl + Qtz$), характерный для ассоциаций именно гранатовых амфиболитов (хотя он также встречается и в высокобарических гранулитах (рис. 86)). В свою очередь, необходимо подчеркнуть, что положение межфациальных границ для высокобарических метабазитов в $P-T$ координатах достаточно условно и помимо термодинамических факторов контролируется валовым составом пород, и в первую очередь их магнезиальностью (Pattison, 2003).

О характере метаморфической эволюции протолита, имевшего согласно полученным данным первично-океаническую природу, дают представление приведенные выше термодинамические оценки условий формирования изученных амфиболитов п-ова Камчатский Мыс. Они могли быть достигнуты только при условии, что высокобарический метаморфизм изученных пород протекал в зоне относительно "теплой" субдукции, предполагающей подвиг под висячий литосферный клин океанической коры сравнительно молодого возраста (Cloos, 1993; Peacock, Wang, 1999). Расчеты термодинамических условий метаморфизма амфиболитов и особенности их геологической позиции (нахождение в подошве офиолитовых аллохтонов) позволяют при интерпретации геодинамических условий их генезиса использовать модели формирования так называемых инверти-

рованных метаморфических ореолов (Peacock, 1987; Силантьев и др., 1996; Hubbard, 1996; Jamieson et al., 1996 и др.). Несмотря на дискуссионность существующих геодинамических моделей такого типа, в большинстве из них в качестве базовых используются представления о смене субдукционного режима обдукцией, обуславливающей транспортировку высокобарических метаморфитов из зоны субдукции к земной поверхности (Engi et al., 2001; Platt, 1993) и их эксгумацию, хотя в ряде моделей как альтернатива смены режимов предлагается наличие каналов транспортировки и постулируется выведение к поверхности метаморфических комплексов рассматриваемого типа на этапе аккреции-субдукции (Cloos, 1984; Guillot et al., 2000; Hermann et al., 2000; Scambelluri et al., 2001). Анализ полученных данных позволяет предположить, что выведение к земной поверхности высокобарических амфиболитов могло осуществляться в диапазоне глубин, которым соответствует интервал давлений от 12 кбар (-40 км) до 4 кбар (-10 км).

Непосредственно формирование инвертированного термального ореола для зон "теплой" субдукции рассмотрено в модели, приведенной в работе (Peacock, 1987), предусматривающей возможность быстрой субдукции (-10 см/год) под молодую (<10 млн. лет) океаническую литосферу, что обеспечивает эффективный перенос тепла по направлению от всячего литосферного блока и формирование инвертированного термального градиента в верхней части погружающейся плиты. Сохранность проявлений этого градиента в метаморфических породах (в случае амфиболитов п-ова Камчатский Мыс он соответствует температурному интервалу 510-780°C) обеспечивается, согласно этой модели, аккрецией рассматриваемой группы пород в подошве всячего блока. Важнейшим следствием предлагаемого механизма является вывод об образовании высокобарических метаморфитов, слагающих инвертированные ореолы, на ранних этапах субдукции, вследствие чего этот комплекс пород может использоваться как индикатор ранних стадий субдукционного процесса (Силантьев и др., 1996).

Механизм эксгумации высокобарических пород инвертированных ореолов в надсубдукционных обстановках неоднократно обсуждался в литературе (Platt, 1993; Добрецов, 2000; Guillot et al., 2000; Schwartz et al., 2001 и др.) и в данной работе специально не рассматривается. Однако один из аспектов упомянутой проблемы вызывает интерес в связи с пространственным совмещением метаморфических и ультраосновных пород в офиолитах. В последние годы, в связи с переопределением полей устойчивости серпентиновых минералов, и в частности значительным расширением поля стабильности антигорита (Ulmer, Trommsdorff, 1995; Wunder, Schreyer, 1997 и др.), значи-

тельно повысился интерес к роли серпентинитов в процессе эксгумации высокобарических метаморфических пород. Учет этого фактора привел, в свою очередь, к пересмотру палинспастических реконструкций для ряда регионов (Guillot et al., 2000; Hermann et al., 2000; Scambelluri et al., 2001; Schwartz et al., 2001; Крылов, 2003). Возможно, что в случае офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс серпентиниты тоже играли определенную роль в процессе эксгумации амфиболитов или непосредственно способствовали ей, тем более что блоки последних всегда находятся в серпентинитовом матриксе. Такая эксгумация могла совершаться вдоль каналов противотока в субдукционной зоне, существование которых постулируется многими авторами (Cloos, 1984; Engi et al., 2001; Guillot et al., 2000), но в любом случае скорость протекания этого процесса реально была ниже, чем это следует из расчетных моделей, учитывающих повышенную плавучесть менее плотных серпентинитовых пород. Отчетливые свидетельства диафореза и ретроградных метаморфических изменений в амфиболитах п-ова Камчатский Мыс позволяют говорить о достаточно продолжительном времени транспортировки первичных метаморфитов к поверхности. Возможно, в формировании всего меланжа п-ова Камчатский Мыс, который следует отнести к структурированным (Соколов и др., 1996), основную роль играла ступенчатая аккреция. Эта модель недавно была привлечена для объяснения схожих соотношений на Кипре (Крылов, 2003), но применимость такого подхода для случая офиолитов п-ова Камчатский Мыс требует дополнительных исследований.

На основании детальных петролого-геохимических исследований было установлено, что в составе офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс представлены литосферные фрагменты, сформированные в различных геодинамических обстановках (Федорчук, 1991; Осипенко, Крылов, 2001; Сколотнев и др., 2001). В этой связи особое внимание привлекли находки двух геохимически контрастных типов ультрамафитовых тектонитов, пространственно совмещенных в западной части массива горы Солдатской (Осипенко, Крылов, 2001). Практически несерпентинизированные перидотиты I типа, представленные главным образом высокодеплетированными шпинелевыми гарцбургитами, резко доминируют, слагая основной объем пород массива. Перидотиты II типа, представленные слабдеплетированными лерцолитами и испытавшие значительные вторичные изменения (степень серпентинизации составляет 20-80%), имеют ограниченное распространение, слагая крайне немногочисленные мелкие изолированные блоки в зонах меланжа, маркирующих разломные зоны по западной периферии массива. По особеннос-

тям состава основных породообразующих минералов (прежде всего, акцессорных хромшпинелидов) и комплексу геохимических параметров ультрамафитов (таких как уровень накопления и форма спектров распределения редкоземельных и высокозарядных элементов; распределение ЭПГ, изотопные характеристики и т.д.) шпинелевые гарцбургиты I типа отвечают характеристикам реститогенных перидотитов супрасубдукционного типа (Parkinson, Pearce, 1998; Pearce et al., 2000 и др.). В то же время гарцбургиты и лерцолиты II типа близки абиссальным перидотитам и ультрамафитам некоторых континентальных комплексов (Семаил, Хороман, Забаргад и др.), для которых предполагается обстановка формирования, близкая к современным срединно-океаническим хребтам (например, Niu, 1997). Учитывая аналогичный характер залегания амфиболитов и перидотитов II типа (изолированные блоки в серпентинитовом меланже в подошве офиолитовой пластины), а также их близость по геохимическим характеристикам к аналогичным образованиям срединно-океанических хребтов, авторами было высказано предположение об их комплементарности (Осипенко, 2000; Осипенко, Крылов, 2001). В то же время и амфиболиты, и перидотиты II типа явно ксеногенны основной массе пород офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс, а их сонахождение объясняется пространственным совмещением различных по условиям формирования фрагментов литосферы.

Вопросы, связанные с геодинамической эволюцией Восточной Камчатки в мел-палеогеновое время, неоднократно рассматривались в литературе (Очерки..., 1987; Аккреционная тектоника..., 1993; Селиверстов, 1998 и др.). Анализ опубликованных данных и полученные авторами результаты позволяют реконструировать следующую последовательность событий, приведших к формированию высокобарических метаморфических образований п-ова Камчатский Мыс.

1. Образование в раннем мелу в условиях срединно-океанического хребта молодой океанической коры (плита Кула?) на значительном (до 2000 км) удалении от Палеоазиатского континента (рис. 9а).

2. Заложение и развитие в позднемеловое (коньяк—кампан) - раннеэоценовое время на плите Кула энсиматической Кронцкой островной дуги (Аккреционная тектоника..., 1993; Селиверстов, 1998) и субдукция под эту дугу океанической коры. При этом наиболее погруженные под островную дугу фрагменты плиты испытывают в зоне субдукции высокобарический проградный метаморфизм (рис. 9б).

3. В среднем эоцене происходит глобальная перестройка систем срединно-океанических хреб-

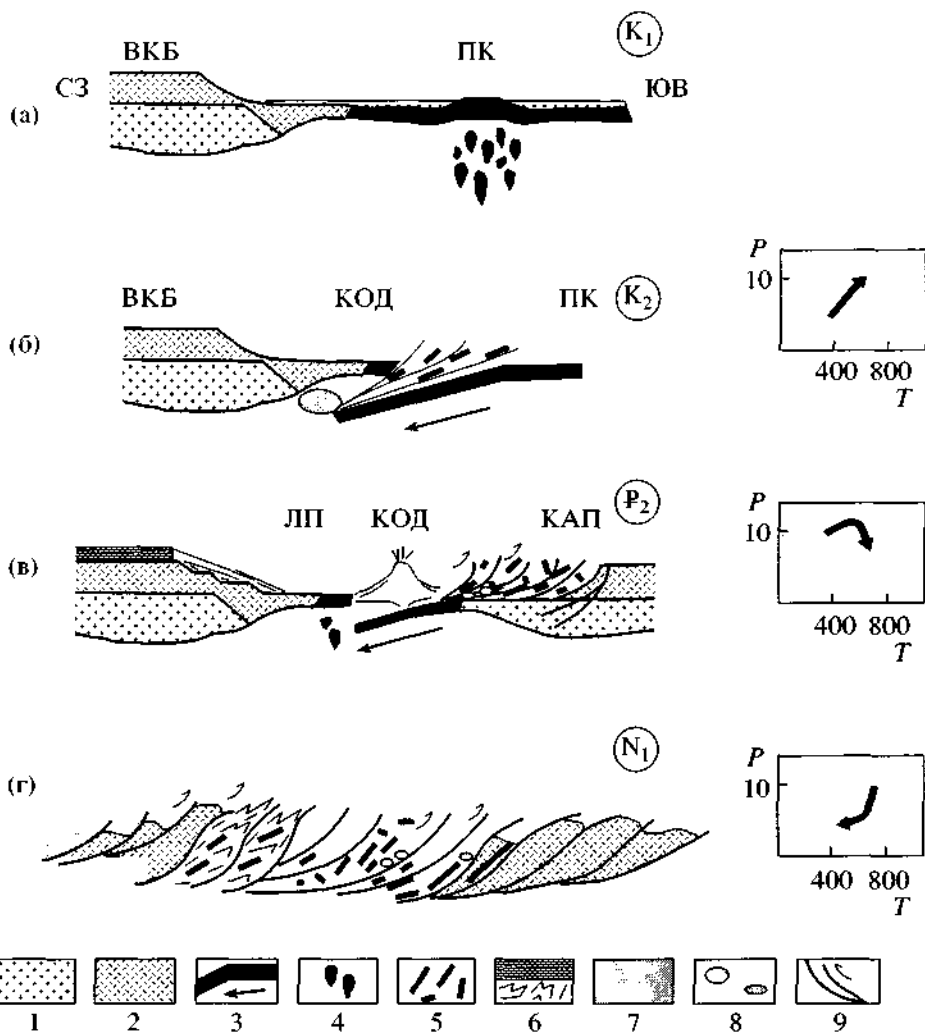


Рис. 9. Эволюция геодинамического режима формирования пород амфиболитового комплекса п-ова Камчатский Мыс.

(а)-(г) - этапы эволюции: а - раннемеловой; (б) - позднемеловой (коньяк-сантон); (в) — среднеэоценовый; (г) - миоценовый.

1,2 — континентальная кора (1 - нижняя, 2 - верхняя); 3 - океаническая кора и направление ее субдукции; 4 - мантийные диапиры; 5 - фрагменты офиолитовой коры в меланже; 6 - карбонатные и вулканогенно-терригенные осадки; 7 — неоген-четвертичные осадки; 8 - метаморфические образования; 9 - надвиги и направление шарьирования.

Для каждого из этапов справа показан Р-Т тренд эволюции режима метаморфизма. Буквами обозначены: ВКБ - Восточно-Камчатский блок; ПК - плита Кула; КОД - Кроноцкая островная дуга; КАП - Кроноцкая аккреционная призма; ЛП - Литкинский прогиб.

тов Тихого океана, прекращается спрединг в хребте Кула-Пацифик. Также отмирает зона субдукции под Кроноцкой дугой и начинается перемещение островодужного блока на северо-запад в сторону материковой окраины. Эта перестройка сопровождается инверсией режима метаморфизма в верхних частях наиболее глубоко погруженных фрагментов океанической плиты. Прогрессивный метаморфизм сменяется регрессивным (рис. 9в).

4. В миоцене происходит аккреция Кроноцкого островодужного блока к сформировавшейся ранее окраине континента. При этом происходит тектоническое совмещение блоков земной коры,

сформированных в различных геодинамических обстановках (океанических, супрасубдукционных). В результате обдукции породы различного уровня метаморфизма (от высокобарических до зеленокаменно измененных) выводятся на поверхность в виде блоков, заключенных в серпентинитовом меланже, подстилающем подошву офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс (рис. 9г).

ВЫВОДЫ

Проведенное исследование позволило сделать следующие выводы.

1. В южной части п-ова Камчатский Мыс в серпентинитовом меланже, подстилающем пакет пластин, сложенных породами офиолитовой ассоциации, получили развитие относительно высокobarические метаморфические образования, представленные разнообразными по минеральному составу амфиболитами и амфиболсодержащими сланцами, несущими отчетливые минеральные и микроструктурные свидетельства проявления ретроградного метаморфизма: коронарные реакционные структуры - плагиоклаз-амфиболовые келифитовые каймы вокруг граната; замещение периферийных частей зерен первичных амфиболов вторичными, замещение плагиоклаза и минералов мезостазиса хлорит-эпидотовыми и пренит-пектолитовыми сегрегациями и т.д.

2. Данные по химическому составу основных минеральных фаз амфиболитов, такие как очень низкое содержание жадеитового минала в клинопироксенах и отсутствие субщелочных и щелочных амфиболов, а также результаты минеральной геотермобарометрии свидетельствуют в пользу того, что метаморфиты до появления в них реакционных структур представляли собой нормальные метаморфические породы средней и верхней части амфиболитовой фации. Максимальная степень метаморфизма этих пород отвечает условиям субфации гранатовых амфиболитов (клинопироксен-гранат-амфиболовые породы). Характер минеральных ассоциаций изученных пород, состав и взаимоотношения минеральных фаз отчетливо указывают на два различающихся по термодинамическим условиям этапа метаморфизма (проградного и ретроградного), суммарно проявленных в виде характерного петлеобразного тренда на *P-T* диаграмме (рис. 8а).

3. Содержания петрогенных оксидов и элементов-примесей во всех минеральных типах амфиболитов из офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс варьируют в относительно узких пределах, а их петрогеохимические особенности позволяют достаточно уверенно относить изученные образования к метаморфизованным производным плутонических пород (предположительно габброидов) N-MORB типа с толеитовой спецификой, сформировавшихся в обстановке срединно-океанического хребта.

4. Образование метаморфитов связывается с субдукцией в поздне меловое-палеогеновое время океанической плиты под энсиматическую Кроноцкую островную дугу, с формированием инвертированного термального градиента в верхней части субдуцируемой плиты и метаморфизмом океанических базитов в условиях фации гранатовых амфиболитов, последующим их аплифтом и

эксгумацией при обдукции надсубдукционных офиолитов в эоцене-миоцене.

Благодарности. В процессе подготовки рукописи отдельные положения статьи обсуждались с [Ю.М. Стефановым], Е.Г. Сидоровым (ИВС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский), Г.В. Ледневой, С.Г. Сколотневым (ГИН РАН, г. Москва), Н.В. Цукановым (ИО РАН, г. Москва), Н.С. Рудашевским и А.Н. Пилипюком (МЕХАНОБР, г. С.-Петербург), которым авторы искренне признательны за конструктивные замечания и дополнения. Особую благодарность авторы выражают С.В. Москалевой и Т.М. Философовой (ИВС ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский) за помощь в проведении микророндовых исследований.

Работа поддержана грантами РФФИ №№ 01-05-64951 и 00-15-98535.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Ред. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркина А.Г., Савельев Д.П.* Объяснительная записка к государственной геологической карте РФ масштаба 1 : 200 000. Серия восточно-камчатская, листы О-58-XXVI, XXXI, XXXII. Санкт-Петербург: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2002. 267 с.
- Высоцкий С.В.* Офиолитовая ассоциация островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 195 с.
- Высоцкий С.В., Грачева А.Л.* О докембрийском возрасте Оленегорского выступа фундамента эвгеосинклинальной зоны восточных полуостровов Камчатки // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. № 5. С. 1124-1127.
- Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки / Ред. Пузанков Ю.М., Вольнец О.Н., Селиверстов В.А. и др. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. 259 с.
- Добрецов Н.И.* Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизм эксгумации // Петрология. 2000. Т. 8. № 5. С. 451-476.
- Долматов Б.К.* Меловые и палеогеновые магматические комплексы Восточной Камчатки. Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВО АН СССР, 1972. 26 с.
- Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Чураков Г.М.* Новые данные о тектоническом строении полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 4. С. 954-958.
- Кориковский С.П., Карамата Ст.* Гранат-клинопироксеновые амфиболиты Гетикума, Восточная Сербия: эволюция метаморфизма и генезис реакционных структур // Петрология. 1993. Т. 1. № 5. С. 475-488.
- Кориковский С.П., Мирчовский В., Закариадзе Г.С.* Метаморфическая эволюция и состав протолита плагиоклазсодержащих эклогит-амфиболитов Бучимско-

- го блока Сербо-Македонского массива, Македония // Петрология. 1997. Т. 5. № 6. С. 596-613.
- Крамер В., Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В. и др.* Геохимия, минералогия и геологическая позиция базит-ультрабазитовых комплексов полуострова Камчатский Мыс - предварительные результаты // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 171-190.
- Крылов К.А.* Ступенчатая аккреция как возможный механизм формирования структурированных серпентинитовых меланжей комплекса Мамония, Кипр // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2003. С. 30-34.
- Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л.* Экспериментальное изучение амфибол-гранатового равновесия (бескальциевая система) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 1. С. 173-175.
- Линда Э.А., Марковский Б.А., Беляцкий Б.В. и др.* Возраст и изотопные особенности алышнотипных, зональных и расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов Камчатки // Докл. РАН. 2002. Т. 385. № 6. С. 812-815.
- Летников Ф.А., Звонкова Н.Г., Сизых Н.В., Данилов Б.С.* Акцессорные минералы из эклогитов и алмазоносных пород месторождения Кумдыкуль // Записки ВМО. 1999. № 6. С. 16-27.
- Маракушев А.А., СанЛонкан, Бобров А.В. и др.* Азиатский эклогитовый алмазоносный пояс // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 1. С. 3-36.
- Марков М.С.* Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Осипенко А.Б.* Геодинамическая обстановка формирования пород офиолитового комплекса полуострова Камчатский Мыс, Восточная Камчатка: геохимические индикаторы // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 378-381.
- Осипенко А.Б., Крылов К.А.* Геохимическая гетерогенность мантийных перидотитов в офиолитах Восточной Камчатки: причины и геодинамические следствия // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 138-158.
- Очерки тектонического развития Камчатки / Ред. Шапиро М.Н., Ермаков В.А., Шанцер А.Е. и др. М.: Наука, 1987. 248 с.
- Пейве А.А., Казимиров А.Д.* Основной магматизм полуострова Камчатский Мыс // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 41-58.
- Плюснина Л.П.* Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 151с.
- Селиверстов В.А., Осипенко А.Б.* Петрология родинитов Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 1999. 155 с.
- Селиверстов Н.И.* Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный мир, 1998. 164с.
- Силантьев С.А.* Метаморфические комплексы Восточного Средиземноморья: условия метаморфизма, природа протолитов, геодинамические режимы формирования // Петрология. 1993. Т. 1. № 4. С. 449-472.
- Силантьев С.А., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е. и др.* Геохимия и петрология высокобарических амфиболитов в аккреционной структуре полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Геохимия. 1996. № 12. С. 1139-1147.
- Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Меньшагин Ю.А.* Метаморфизм древних офиолитов Шарыжалгайского выступа // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1733-1749.
- Сколотнев С.Г., Крамер В., Цуканов Н.В. и др.* Новые данные о происхождении офиолитов полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. РАН. 2001. Т. 380. № 5. С. 652-655.
- Соколов С.Д., Пейве А.А., Крылов К.А. др.* Элементы вещественной и структурной упорядоченности в серпентинитовом меланже // Геотектоника. 1996. № 1. С. 47-62.
- Тарарин И.А.* Метаморфизм в островных дугах и глубоководных желобах Западной Пацифики. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 1995. 87 с.
- Тарарин И.А., Бадрединов З.Г.* О природе доверхнемелового фундамента Восточной Камчатки // Новые данные по петрологии магматических и метаморфических пород Камчатки. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1989. С. 23-47.
- Федорчук А.В.* Полигенетические офиолиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1991. № 2. С. 14-28.
- Федорчук А.В., Карпенко М.И., Журавлев А.З.* Возраст формирования офиолитов п-ова Камчатский Мыс // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 6. С. 1457-1460.
- Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.Н.* Экспериментальные исследования равновесий с минералами переменного состава и геологическая термобарометрия // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука, 1994. С. 323-355.
- Шапиро М.Н.* Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 124 с.
- Anders E., Gressle N.* Abundances of the elements: Meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197-214.
- Bebout G.E., Ryan J.G., Leeman W.P., Bebout A.E.* Fractionation of trace elements by subduction-zone metamorphism - effect of convergent-margin thermal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 171. P. 63-81.
- Becker H., Jochum K.P., Carlson R.W.* Trace element fractionation during dehydration of eclogites from high-pressure terranes and the implications for element fluxes in subduction zones // Chem. Geology. 2000. V. 163. P. 65-99.
- Cloos M.* Flow melange and the structural evolution of accretionary wedges / Ed. L.A. Raymond. Melanges: Their nature, origin, and significance. Geol. Soc. Amer. Special Pap. 1984. V. 198. P. 71-80.
- Cloos M.* Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts // Bull. Geol. Soc. Amer. 1993. V. 105. P. 715-737.
- Di Vincenzo G., Palmeri R., Talarico F. et al.* Petrology and geochronology of eclogites from the Lanterman Range, Antarctica // J. Petrology. 1997. V. 38. № 10. P. 1391-1417.

- Droop G.T.R.* A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria // *Mineral. Mag.* 1987. V. 51. P. 431-435.
- Engi M., Berger A., Roselle G.T.* Role of the tectonic accretion channel in collisional orogeny // *Geology*. 2001. V. 29. № 12. P. 1143-1146.
- Ernst W.G.* Metamorphism, partial preservation, and exhumation of ultrahigh-pressure belts // *Island Arc*. 1999. V. 8. № 2. P. 125-153.
- Fonarev V.J., Graphchikov A.A.* Two-pyroxene thermometry: a critical evaluation / Ed. L.L. Perchuk. Progress in metamorphic and magmatic petrology. A memorial volume in honor of D.S. Korzhinskiy. Cambridge: Cambridge University Press, 1991. P. 65-92.
- Fonarev V.I., Graphchikov A.A., Konilov A.N.* A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes // *Intern. Geol. Review*. 1991. V. 33. № 8. P. 743-783.
- Guillot S., Hattori K.H., Sigoyer J.* Mantle wedge serpentinization and exhumation of eclogites: Insights from Ladakh, Northwest Himalaya // *Geology*. 2000. V. 28. № 3. P. 199-202.
- Hermann J., Muntener O., Scambelluri M.* The importance of serpentinite mylonites for subduction and exhumation of oceanic crust // *Tectonophysics*. 2000. V. 327. P. 225-238.
- Holland T.J.B.* The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200°C // *Amer. Mineral.* 1980. V. 65. P. 129-134.
- Holland T.J.B., Blundy J.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 116. P. 433-447.
- Hubbard M.* Ductile shear as a cause of inverted metamorphism: example from the Nepal Himalaya // *J. Geology*. 1996. V. 104. P. 493-499.
- Jamieson R.A., Beaumont C., Hamilton J., Fullsack P.* Tectonic assembly of inverted metamorphic sequences // *Geology*. 1996. V. 24. № 9. P. 839-842.
- Konilov A.N.* Testing of the consistent system of geothermometers and geobarometers of the program TPF // *Experiment in GeoSciences*. 1999. V. 8. № 1. P. 60-62.
- Kretz R.* Symbols for rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 1983. V. 68. P. 277-279.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al.* Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association // *Mineral. Mag.* 1997. V. 61. № 3. P. 295-321.
- Liou J., Zhang R.-Y., Ernst G., McLimans R.* Experimental phase relations of Ti-rich minerals in metabasalt - application to eclogitic parageneses from the Gruppo Di Voltri, Ligurian Alps, NW Italy // *Abstr. Suppl. Terra Nova*. 1997. V. 9. P. 18.
- Maruyama S., Liou J.G., Terabayashi M.* Blueschists and eclogites of the world, and their exhumation // *Intern. Geol. Rev.* 1996. V. 38. P. 485-594.
- Niu Y.* Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: Evidence from abyssal peridotites // *J. Petrology*. 1997. V. 38. P. 1047-1074.
- Oh C.W., Liou J.G.* A petrogenetic grid for eclogite and related facies under high-pressure metamorphism // *Island Arc*. 1998. V. 7. P. 36-51.
- Parkinson I.J., Pearce J.A.* Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a suprasubduction zone setting // *J. Petrology*. 1998. V. 39. № 9. P. 1577-1618.
- Pattison D.R.M.* Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase ± quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies // *J. Metamorphic Geol.* 2003. V. 21. P. 21-34.
- Peacock S.M.* Creation and preservation of subduction-related inverted metamorphic gradients // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. P. 12763-12781.
- Peacock S.M., Wang K.* Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: examples from Southwest and Northeast Japan // *Science*. 1999. V. 286. P. 937-939.
- Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J. et al.* Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. P. 36-53.
- Platt J.P.* Exhumation of high pressure rocks: A review of concepts and processes // *Terra Nova*. 1993. V. 5. P. 119-133.
- Poli S., Schmidt M.W.* Petrology of subducted slabs // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2002. V. 30. P. 207-235.
- Powell R.* Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // *J. Metamorph. Geol.* 1985. V. 3. P. 327-342.
- Pownceby M.I., Wall V.J., O'Neill H.S.C.* An experimental study of the effect of Ca upon garnet-ilmenite Fe-Mn exchange equilibria // *Amer. Mineral.* 1991. V. 76. P. 1580-1588.
- Rickwood P.C.* On recasting analyses of garnet into end-member molecules // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1968. V. 18. P. 175-198.
- Scambelluri M., Rampone E., Piccardo G.* Fluid and element cycling in subducted serpentinite: a trace-element study of the Erro-Tobbio high-pressure ultramafites (Western Alps, NW Italy) // *J. Petrology*. 2001. V. 42. № 1. P. 55-67.
- Schwartz S., Allemand P., Guillot S.* Numerical model of the effect of serpentinites on the exhumation of eclogitic rocks: insights from the Monviso ophiolitic massif (Western Alps) // *Tectonophysics*. 2001. V. 342. P. 193-206.
- Silantyev S., Sokolov S., Bondarenko G. et al.* Geodynamic setting of the high-grade amphibolites and associated igneous rocks from the accretionary complex of Povorotny Cape, Taiganos Peninsula, northeastern Russia // *Tectonophysics*. 2000. V. 325. P. 107-132.
- 5ML S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in Ocean Basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1989. № 42. P. 313-345.
- Ulmer P., Trommsdorff V.* Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism // *Science*. 1995. V. 268. P. 858-861.
- Wunder B., Schreyer W.* Antigorite: High-pressure stability in the system MgO-SiO₂-H₂O (MSH) // *Lithos*. 1997. V. 41. P. 213-227.
- Zhang Z.J.* Metamorphic evolution of garnet-clinopyroxene-amphibole rocks from the Proterozoic Songshugou mafic-ultramafic complex, Qinling Mountains, central China // *Island Arc*. 1999. V. 8. P. 259-280.