

СОДЕРЖАНИЕ

Том 28, номер 1, 2020

**Тематический выпуск: “Геология, возраст и условия
формирования метаморфических комплексов”
Ответственные редакторы: Аранович Л.Я., Котов А.Б.**

Посвящается памяти члена-корреспондента РАН С.П. Кориковского (1936–2018 гг.)	3
Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры <i>И. И. Лиханов</i>	4
Флюиды гранулитов высоких давлений <i>С. А. Бушмин, Е. А. Ванник, М. В. Иванов, Ю. М. Лебедева, Е. В. Савва</i>	23
Региональный и контактовый метаморфизм и аутометаморфизм Ольхонского террейна, Западное Прибайкалье <i>Е. В. Скляр, А. В. Лавренчук, В. С. Федоровский, Д. П. Гладкочуб, Т. В. Донская, А. Б. Котов, А. М. Мазукабзов, А. Е. Старикова</i>	55
Кальциевые гранаты как источник информации о возрасте щелочно-ультраосновных интрузий Кольской магматической провинции <i>М. В. Стифеева, Е. Б. Сальникова, А. А. Арзамасцев, А. Б. Котов, В. Ю. Гроздев</i>	72
Эволюция состава минералов при эклогитовом метаморфизме в Беломорском подвижном поясе (на примере о-ва Виченная Луда) <i>А. В. Березин, Л. И. Салимгараева, С. Г. Скублов</i>	85
Авторский указатель тома 27 за 2019 г.	108
Вниманию авторов	110

ПОСВЯЩАЕТСЯ ПАМЯТИ ЧЛЕНА-КОРРЕСПОНДЕНТА РАН С.П. КОРИКОВСКОГО (1936–2018 гг.)



Настоящий выпуск журнала “Петрология” посвящен памяти лауреата премии им. Д. С. Коржинского (2007 г.), доктора геолого-минералогических наук, профессора, члена-корреспондента РАН (1997 г.) Сергея Петровича Кориковского, который на протяжении многих лет был заместителем главного редактора журнала “Петрология”.

Сергей Петрович Кориковский по праву считается одним из наиболее выдающихся специалистов России и мира в области геологии и петрологии метаморфических комплексов. Результаты его исследований получили высочайшую оценку как в нашей стране, так и в международном геологическом сообществе. Им разработана общая *P-T* система температурных фаций и фаций глубинности метаморфизма, предложена новая модель термально-купольной проградно-ретроградной эволюции метаморфизма складчатых поясов, синхронного с гранитообразованием, создана обобщающая петрологическая модель эволюции эклотитов и ассоциирующих с ними высокобари-

ческих пород на стадиях их погружения, пика метаморфизма и последующего экспонирования. Результаты, полученные Сергеем Петровичем, являются выдающимся вкладом в решение многих проблем метаморфической петрологии.

Важно отметить, что материалы для теоретических построений С.П. Кориковского были получены в ходе многолетних экспедиционных работ в труднодоступных районах Восточной Сибири, а также Кавказа, Карелии, Кольского полуострова и Карпат. Он был не только выдающимся петрологом, но и выдающимся геологом, о котором помнят и будут помнить многие поколения исследователей этих регионов.

К сожалению, ему не удалось воплотить в жизнь многие из его идей. Однако их продолжают разрабатывать его последователи, некоторые их результаты представлены в настоящем выпуске журнала.

Редколлегия журнала “Петрология”

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК КОЛЛИЗИИ, РАСТЯЖЕНИЯ И СДВИГОВЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ

© 2020 г. И. И. Лиханов*

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: likh@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 19.04.2019 г.

После доработки 20.05.2019 г.

Принята к публикации 27.05.2019 г.

При интерпретации развития орогенов с полициклической историей, где разные типы метаморфизма сочетаются между собой в контрастных геодинамических обстановках, эффективным методом для выяснения тектоно-магматических причин метаморфизма являются реконструкции и анализ трендов эволюции пород в координатах давление–температура–время. Прогресс в этом направлении в последние годы обусловлен совершенствованием инструментальной базы, прецизионных методов исследования вещества – *in situ* локального микроанализа и датирования зональных метаморфических минералов, и вычислительного аппарата геотермобарометрических процедур с использованием мультиминеральных равновесий. Рассмотрены геологические комплексы различной геодинамической природы, являющиеся типичными для разных типов метаморфизма. Полиметаморфизм этих пород четко отслеживается по реакционным микротекстурам, химической зональности минералов, конфигурации *P-T* трендов и изотопным датировкам. При построении обобщенной *P-T* диаграммы их эволюции были использованы данные по хорошо изученным природным объектам мира, характеризующиеся присутствием прогрессивных и регрессивных преобразований пород. Установлены диагностические *P-T-t* тренды, характерные для пород, сформированных в зонах активного тектогенеза – при растяжении и сжатии земной коры и в сдвиговых зонах. Приведено критическое обсуждение характера таких трендов – “по” или “против часовой стрелки” и показано, что этот аппарат не всегда однозначно предсказывает специфику геодинамического режима в комплексах со сложным развитием, что требует дальнейших исследований.

Ключевые слова: геотермобарометрия, *in situ* геохронология, *P-T-t* тренды эволюции метаморфизма, геотектонические обстановки

DOI: 10.31857/S0869590320010045

ВВЕДЕНИЕ

К важнейшим вопросам соотношения процессов метаморфизма и тектоники относятся: 1) приуроченность разных типов метаморфизма к определенным тектоническим обстановкам в орогенных поясах и 2) проблема тектонической транспортировки метаморфических комплексов к поверхности и оценка параметров этих процессов, включая механизмы и скорости эксгумации (например, Складов, 2006). Метаморфические породы присутствуют в большей части литосферы и содержат важную информацию о термодинамических параметрах петрогенезиса. Поэтому метаморфизм является одним из индикаторов эндогенных процессов, а его корреляция с магматизмом и тектоникой позволяет реконструировать последовательность событий при развитии литосферы. Этим объясняется повышенный ин-

терес к особенностям формирования и эволюции метаморфических пород в подвижных поясах на границах древних континентов, где проявлены разные типы метаморфизма.

История большинства метаморфических пород включает в себя прохождение через несколько этапов изменения термодинамических условий. Эти преобразования могут сохраниться в виде минеральных реликтов, микроструктур и химической зональности в зернах, свидетельствующих о предыдущих событиях. На *P-T* диаграммах они выражаются в виде трендов (направленных линий или петель), представляющих собой “запись” сопряженного изменения температуры и давления в ходе геологической истории метаморфических пород. Каждый такой тренд или его сегмент сопровождается временной компонентой (разбивается на временные интервалы), а его траектория

соотносится с тектонической обстановкой формирования породы. Разные условия и/или события регионального метаморфизма могут проявляться в рамках как одного, так и нескольких этапов тектогенеза, а временной интервал между разными стадиями (или этапами) может быть весьма существенным. Поэтому при реконструкции P - T - t трендов используется комплекс петрологических методов, включая геотермобарометрию, вместе с прецизионными датировками этапов метаморфизма. Несмотря на ряд трудностей при анализе P - T - t трендов, они являются эффективным инструментом для изучения тектонотермальных процессов при региональном метаморфизме и весьма полезны для решения геодинамических задач.

В последнее время отмечен существенный прогресс в расшифровке эволюции метаморфических событий на основе сопоставления данных минеральной геотермобарометрии и *in situ* датирования включений акцессорных минералов-геохронометров (монацита, циркона, ксенотима, уранинита и др.) изотопными LA-ICP-MS и химическими Th-U-Pb (CHIME) методами. Эти включения могут сохранять информацию о времени образования, росте и перекристаллизации минерала-хозяина, посредством анализа которых выводятся P - T тренды. Применение этой методики открывает широкие возможности для познания реальной термо- и геодинамической эволюции метаморфических комплексов и позволяет избежать значительных технических трудностей отбора материала из различных генераций зональных минералов для изотопного датирования.

ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРИЯ И P - T - t ТРЕНДЫ МЕТАМОРФИЗМА

При исследованиях эволюции метаморфизма используется либо “абсолютная” термобарометрия, предполагающая определение максимальных давлений и температур, либо “относительная”, позволяющая оценить изменения термодинамических условий при преобразованиях пород. Информация, полученная в результате этих подходов, имеет разные области применения. Данные “абсолютной” термобарометрии могут быть использованы для определения глубины и условий метаморфизма или для получения информации о термальном строении метаморфических комплексов. Результатом “относительной” термобарометрии является анализ P - T эволюции метаморфических пород во времени (Reverdatto et al., 2019).

Минеральные геотермобарометры

Количественная оценка термодинамических параметров формирования и эволюции метамор-

фических пород выполняется на основе известных составов породообразующих минералов, их зональности и физико-химического анализа минеральных равновесий. Для этих целей обычно используются классические минеральные геотермобарометры, основанные на обменных и смешанных равновесиях между главными породообразующими компонентами, и соответствующие модели смешения, а также геотермобарометрия с использованием мультиминеральных равновесий на основе внутренне согласованных термодинамических баз данных, анализа зональности минералов и фазовых P - T диаграмм – петрогенетических решеток и псевдосекций. Самая современная и обширная на данный момент времени сводка с широким набором классических калибровок, используемых в практике петрологических исследований для определения P - T условий образования метаморфических пород, представлена в монографии В.В. Ревердатто с соавторами (2017). В последнюю декаду значительный прогресс в геотермобарометрии определялся развитием прецизионных локальных методов микроанализа содержаний редких элементов в минералах: ионного зонда (SIMS) и лазерной абляции (LA-ICP-MS). На основе относительно медленных скоростей диффузии редких и редкоземельных элементов по сравнению с главными элементами, их контрастного распределения между метаморфическими минералами и высокой чувствительности при низких концентрациях к вариациям термодинамических условий были разработаны редкоэлементные геотермобарометры нового поколения. В настоящее время благодаря систематическому повышению их точности они с успехом и широко применяются в метаморфической петрологии (Reverdatto et al., 2019). Однако следует отметить, что и классическая термобарометрия при наличии надежно откалиброванных минеральных равновесий вполне конкурентноспособна в сравнении с любыми другими методами, обладает достаточно высокой точностью и локальностью определения P - T условий метаморфизма. Ниже приводится краткая характеристика основных петрологических инструментов, наиболее часто используемых при анализе метаморфизма.

Геотермобарометрия с использованием мультиминеральных равновесий на основе внутренне согласованных термодинамических баз данных. Метод MET – thermobarometry using multi-equilibrium calculations – позволяет рассчитать P - T параметры для независимого набора минеральных равновесий, контролируемых парагенетические соотношения в метаморфической породе. Согласованная термодинамическая информационная база единая для высоко- и низкотемпературных минеральных равновесий, что позволяет вполне корректно проводить сравнение условий формирования различных метаморфических комплексов. Вычислительные

процедуры выполняются с использованием специальных пакетов компьютерных программ для баз термодинамических данных чистых минералов, наиболее известными из которых являются THERMOCALC (Powell, Holland, 1994) и TWQ или TWEEQU (Thermobarometry with Estimation of Equilibration State) (Berman, 1991). Среди других программных пакетов, использующих метод мультиминеральных равновесий, наиболее известны DOMINO/THERIAK (de Capitani, Petrakakis, 2010) и PERPLEX (Connolly, 1990). Эти программы позволяют рассчитывать P - T параметры для минеральных парагенезисов с достаточным набором минеральных реакций. В противном случае должна использоваться специальная опция расчета давления по заданной температуре или наоборот. Достоинства этого подхода заключаются в математической оптимизации результатов расчета по разным согласованным термометрам и барометрам.

Геотермобарометрия на основе анализа зональных минералов. В петрологической литературе наиболее известны два пакета компьютерных программ, разработанных для реконструкции P - T трендов метаморфизма: ГеоПас (Gerya, Perchuk, 1990) и РТРАТН (Spear et al., 1991). Подробное описание последовательности операций при анализе минеральной зональности и реакционных структур с использованием пакета ГеоПас сделаны Л.Л. Перчуком с соавторами (Perchuk et al., 2000). Термобарометрия выполняется на основе модельных расчетов термодинамических параметров для локальных равновесий при согласовании с количеством минералов и с изоплетами их состава. РТРАТН базируется на дифференциальной термодинамике и позволяет использовать вариации составов сосуществующих минералов для моделирования изменений в P - T параметрах. Теоретическое обоснование метода и аппарат термодинамических вычислений представлены в работе Спира (Spear, 1993). В отличие от ГеоПас, в пакете РТРАТН необходимые дифференциальные термодинамические уравнения записываются без учета модальных содержаний минералов или валового химического состава пород. Для построения P - T трендов с помощью этого метода требуется информация о микроструктурных особенностях пород, минеральных ассоциациях, последовательности протекания реакций, химических составах минералов, включая корреляцию между минеральными зонами.

Пакет THERMOCALC также позволяет проводить реконструкцию P - T трендов по зональным минералам. Однако здесь существуют некоторые методические проблемы, связанные с определенным эффективным валовым составом — ключевым параметром для построения фазовой диаграммы. Этот состав может не совпадать с валовым составом породы из-за изоляции центральных частей

зональных минералов, не участвующих в метаморфических реакциях. Кроме того, удаление расплава или релаксация из породы тоже может существенно изменить ее исходный валовый состав. Данная трудность может быть преодолена вычитанием химического состава ядра зонального минерала (например, граната) из оригинального состава породы (Faryad, Chakraborty, 2005).

Геотермобарометрия с использованием фазовых P - T диаграмм. Фазовые P - T диаграммы являются важным инструментом для анализа процессов метаморфизма. Наиболее широко в петрологической петрологии используются два типа таких диаграмм — P - T проекции и P - T псевдосечения. P - T проекции или петрогенетические решетки выделяют термодинамически устойчивые минеральные ассоциации, равновесные с определенными P и T , и возможные реакции, которые могут происходить при изменении термодинамических условий. Наиболее ранние варианты петрогенетических решеток были основаны на наблюдаемых природных парагенезисах и построены с использованием фиксированных составов минералов. Второе поколение петрогенетических решеток, учитывающих изменения железистости в сосуществующих фазах, являлось комбинацией петрологических наблюдений с экспериментальными калибровками реакций между конечными членами в KFLASH и KFLASH подсистемах. Современные петрогенетические решетки строятся с помощью расчетов моновариантных и дивариантных равновесий на основе термодинамических баз данных и разработаны для основных петрохимических типов пород. По сравнению с другими методами геотермобарометрии петрогенетические решетки дают существенно ориентировочные оценки P - T параметров метаморфизма. Имеется также некоторая несогласованность петрогенетических решеток даже в рамках одного петрохимического типа пород; причина, главным образом, состоит в определяющем влиянии химического состава метapelитов, а именно: железистости и глиноземистости, на возникновение тех или иных минеральных ассоциаций (Likhanov, 1988). Возникшие проблемы могут решаться с использованием диаграмм, так называемых “псевдосечений”. В отличие от обобщенных петрогенетических решеток, диаграммы псевдосечения отображают реальные устойчивые минеральные ассоциации для специфического химического состава породы в определенном P - T диапазоне. Приставка “псевдо” означает, что некоторые из минеральных ассоциаций, вычисленных для данного химического состава, никогда не наблюдались в природе. Псевдосечения рассчитываются с использованием различных методик и разных программных комплексов. Наиболее часто применяется программа THERMOCALC (Powell, Holland, 1994). Среди других пакетов можно упомянуть DOMINO/THERIAK (de Capitani, Petrakakis,

2010), PERPLEX (Connolly, 1990) и СЕЛЕКТОР-С (Карпов и др., 2001), которые основаны на методе минимизации термодинамических функций.

Точность определения P - T параметров с помощью программы THERMOCALC в настоящее время превосходит другие описанные методы. Например, рассчитанная максимальная ошибка при построении изоплет состава некоторых зональных минералов в псевдосечении не превышает 0.3 кбар и 10°C (Kelsey, 2008). В программе СЕЛЕКТОР-С особая роль отводится количественным (модальным) соотношениям минералов, которые рассчитываются на основе химических составов наблюдаемых минералов и химического состава пород с помощью сервисного пакета MC. Определенным преимуществом этой программы является наличие двух опций — RESIDUL и ROCK. Первая позволяет оценить степень приближения рассчитанного модального состава к реальному составу породы. Вторая предназначена для обратного расчета химического состава породы по химическому составу минералов и их модальному количеству, что позволяет провести независимый контроль расчета модального состава породы. Из других аналогичных пакетов для расчета модального состава пород с несколькими набором минералов следует отметить интерактивную программу MODAN (Pactunc, 1998). Она представляет возможным проследить в динамике изменение свойств системы с температурой, давлением, составом флюида и т.д. Тот факт, что при данном валовом составе и при P - T параметрах, близких к вычисленным с помощью термобарометрии, удается воссоздать наблюдаемый парагенезис вплоть до составов составляющих его минералов, свидетельствует о принципиальном достижении породой равновесия, отвечающего минимуму потенциала Гиббса (Авченко и др., 2009).

Подводя итоги использования этих петрологических инструментов, следует отметить полезность и информативность всех методов геотермобарометрии при детальном исследовании P - T параметров метаморфизма пород. Тем не менее каждый из методов имеет свои возможности и ограничения в использовании (Ревердатто и др., 2017). Наибольшие погрешности P - T оценок обусловлены несовершенством ныне используемых моделей твердых растворов. Определенные перспективы могут быть связаны с геотермобарометрией на основе редких и редкоземельных элементов из-за пониженных скоростей диффузии трех- и четырехвалентных катионов в сравнении с основными породообразующими элементами и сильной зависимостью вхождения этих катионов в решетку минерала от температуры.

In situ геохронология

Исследование специфики геодинамических процессов в разных тектонических режимах опирается на данные о глубинах и термальной структуре их формирования и развития во времени. Комбинация данных о P - T эволюции пород с геохронологическими данными позволяет установить взаимосвязи и возрастные соотношения между этапами метаморфизма, тектонической и магматической активности.

Реконструкция P - T - t трендов метаморфизма обычно опирается на “мультисистемные” (Rb-Sr, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Pb, Lu-Hf и Sm-Nd) и “мультиминеральные” (по слюдам, амфиболу, циркону, монациту, сфену, рутилу и др.) геохронологические исследования. Примером хорошей сходимости датировок всеми вышеперечисленными изотопными методами является реконструкция истории роста граната из пород Альпийского сланцевого пояса (Новая Зеландия) (Vyu et al., 2004). С одной стороны, применение традиционной изотопии для датирования полиметаморфических этапов нередко оказывается неэффективным из-за многократной перекристаллизации минералов-геохронометров. Поэтому бывает очень трудно разобраться в принадлежности того или иного P - T тренда к конкретному метаморфическому событию, что осложняет анализ геодинамических причин этих процессов. С другой стороны, имеются существенные технические проблемы, связанные с пробоотбором микроскопических препаратов, находящихся в различных генерациях зональных минералов. Для этих целей необходимы породы с развитием достаточно крупных зональных зерен и порфириобластов граната с визуально контрастными зонами.

Для решения этих проблем были разработаны *in situ* методы датирования породообразующих минералов. Например, с учетом современных оценок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастов фенгитов из высокобарических пород (Турция), полученных с использованием *in situ* ультрафиолетовой (UV) лазерной абляции, обнаружено, что прогрессивная (погружение) и регрессивная (экзгумация) стадии субдукции в тектонических зонах имеют разрыв во времени от 20 до 38 млн лет (Fornash et al., 2016). В настоящее время наиболее широко применяется *in situ* датирование включений акцессорных радиоактивных минералов (монацита, циркона, ксенотима, уранинита, и др.) изотопными LA-ICP-MS и химическими Th-U-Pb (CHIME chemical Th-U-total Pb isochron method) методами. Метод CHIME основан на высокоточном определении содержания радиоактивных (Th, U) элементов и общего свинца (предполагая, что весь Pb радиогенный) методом рентгеноспектрального микрозондового анализа минералов — носителей геохронологической инфор-

магии. Благодаря новейшим микроанализаторам и тщательной разработке аналитических процедур, стало возможным решать задачи геохронологии, датируя акцессорные минералы непосредственно в шлифах. Однако этот метод СИМЕ можно использовать для датирования, если содержание Th, U, Pb в минералах выше 0.03 мас. %. Поэтому большинство работ посвящено химическому датированию монацитов. Этот минерал широко распространен в метаморфических породах; его состав чутко реагирует на изменение интенсивных и экстенсивных параметров, что делает его подходящим геохронологическим сенсором метаморфических событий. Включения монацита в порфиروبластах зональных минералов (например, граната) сохраняют информацию о времени кристаллизации и о росте минерала-хозяина при метаморфических реакциях. Применение этой методики также позволяет избежать значительных технических трудностей отбора материала из различных генераций зональных минералов для изотопного датирования. К настоящему времени в литературе имеется ряд публикаций, где показана хорошая сходимость результатов *in situ* Th-U-Pb датирования химическим методом с изотопными данными (Likhanov et al., 2015; Лиханов и др., 2015).

Особенно информативны для этих целей зональные минералы силикатов – участники химических реакций при формировании метаморфических пород, посредством которых и выводятся P - T тренды. Представляется, что наиболее перспективным направлением является датирование этапов метаморфизма по включениям U-Th-содержащих минералов в порфиروبластах граната с контрастными зонами, сформированными на разных этапах развития пород в разных геотектонических обстановках (например, Cutts et al., 2010).

КОНФИГУРАЦИЯ P - T - t ТРЕНДОВ

P - T - t тренды могут отражать особенности режима погружения пород на глубины и последующий их подъем в разных геологических условиях. Это объективная и достаточно точная запись изменения условий метаморфизма, отражающего крупномасштабную конвекцию в гравитационном поле Земли. В процессе таких движений порода проходит индивидуальный путь в пространстве и во времени. На рис. 1 представлена эволюция P - T условий для обобщенной модели внутриконтинентальной коллизии с образованием земной коры удвоенной мощности (Bucher, Grapes, 2011). Эта модель характеризует основные стадии соотношения тектоники и метаморфизма при развитии коллизионных орогенов, впервые установленные Ингланом и Томпсоном (England, Thompson, 1984). Рисунок 1а демонстрирует тек-

тоническое перемещение условного фрагмента породы, расположенного на глубине h , в погружающемся блоке в течение 30 млн лет, что соответствует времени формирования орогенных поясов альпийского типа. Во время t_1 эта порода находилась на стационарной геотерме (рис. 1б). Во время t_2 – спустя 10 млн лет – погружающийся блок пододвигался под соседний мощностью 35 км. Увеличение глубины вызывало повышение давления. В то же время порода испытала и небольшой прогрев, но из-за тепловой инерции dP/dT наклон неустановившейся геотермы оказывался более крутым (рис. 1в) по сравнению с начальной геотермой (рис. 1б). Во время t_3 мощность коры удвоилась до 70 км, достигался максимум по глубине и давлению ($P \approx 20$ кбар). Продолжающееся движение плит не увеличивало мощность коры, и, следовательно, давление осталось постоянным. Однако региональный поток тепла вызывал рост температуры, который достигал максимальных значений в точке t_4 (рис. 1г). С этого времени P - T - t тренд контролировался разными механизмами эксгумации. Эксгумация могла включать в себя тектоническое выдвигание блока пород в верхние горизонты коры с помощью надвигаемой плиты (рис. 1а, штриховые стрелки). Другим возможным механизмом может быть эрозия, в процессе которой восстанавливается первоначальная мощность. P - T - t тренд между точками t_4 и t_5 характеризуется декомпрессией. Если скорость подъема медленнее, чем скорость прогрева, порода должна продолжать нагреваться (рис. 1д). Однако на некоторой стадии при движении к поверхности порода теряет больше тепла, чем получает снизу, что приводило к остыванию. Точка t_5 на рис. 1д отличается максимальной температурой. В точке t_6 порода возвращается в первоначальное состояние на стационарной геотерме (рис. 1б).

Итоговая траектория пройденного породой пути имеет форму петли, а движение P - T параметров осуществляется “по часовой стрелке” (clockwise P - T - t path – CW), когда максимальное давление (P_{\max}) предшествует максимальной температуре T_{\max} (рис. 1е). Такие P - T - t тренды типичны для орогенного (коллизионного) метаморфизма, характеризующегося следующей последовательностью тектонических событий: изотермальное утолщение коры, изобарический прогрев, изотермальная декомпрессия и изобарическое охлаждение. Комплексы такого типа установлены в Скандинавских каледонидах, Западных Альпах, Аппалачах и Гималаях. Подобная эволюция P - T параметров характерна и для субдукции, когда метаморфизму подвергаются “холодные” погружающиеся породы. В рамках этой модели невысокие величины геотермического градиента и отсутствие четко выраженной температурной зональности свя-

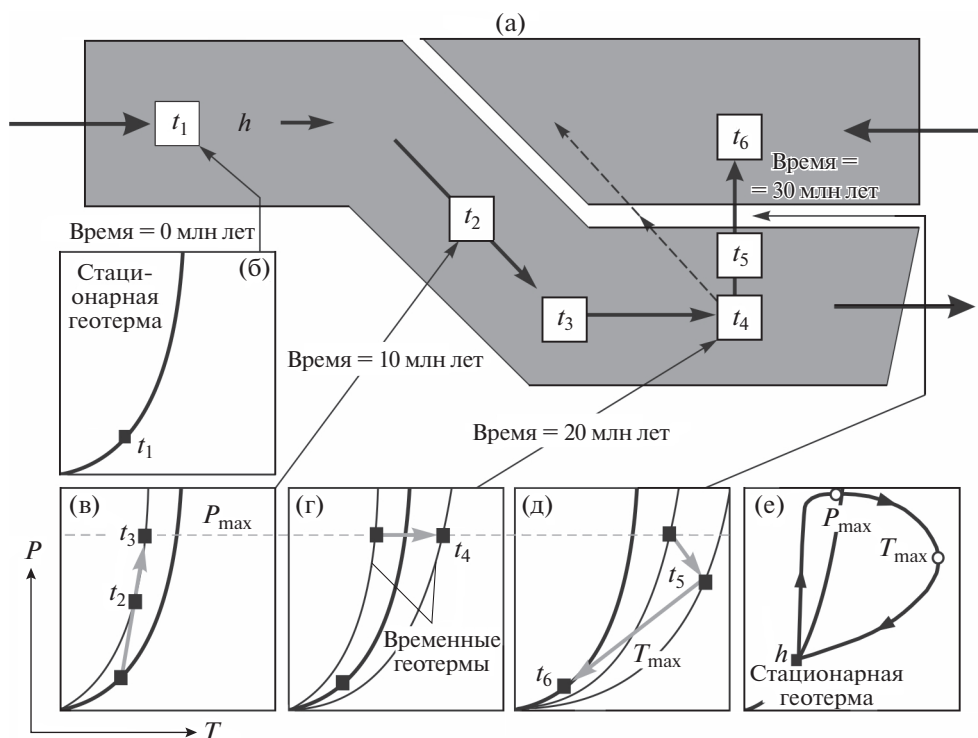


Рис. 1. Схематическая диаграмма, показывающая положение породы на глубине h в погружающейся плите как функция от времени при коллизионном метаморфизме (а) и соответствующие тренды движения породы в P - T координатах (б–д). Построенный тренд эволюции породы с движением P - T “по часовой стрелке” (е). Жирными черными стрелками показаны направления движения плит.

зываются с относительной кратковременностью событий и с тем, что не было достигнуто термическое равновесие в породах на соответствующих глубинах. Восстановленные P - T - t тренды для разных типов метаморфизма отличаются разными наклонами dT/dP , соответствующими субдукционным (низкие dT/dP) и коллизионным (промежуточные dT/dP) условиям.

P - T - t тренды с движением “против часовой стрелки” (counter-clockwise or anti-clockwise P - T - t path – CCW) характеризуются достижением P_{max} после установления T_{max} . Такие P - T - t тренды эволюции метаморфизма, по-видимому, имеют место в породах, погружаемых и экспонированных в пределах молодой и горячей субдукционной зоны (например, Lazaro et al., 2009). В областях развития гранулитов эта траектория обычно реализуется при дополнительном привносе тепла со стороны магматических интрузивных тел, которое предшествует по времени утолщению коры и сопутствующим деформациям. Такая же траектория, возможно, проявляется при низкотемпературном метаморфизме погружения и в высокотемпературных гранулитах, сформированных при растяжении земной коры.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК И P - T - t ТРЕНДЫ ЭВОЛЮЦИИ

Специфика P - T - t эволюции полиметаморфических комплексов

На рис. 2 приведена обобщенная P - T диаграмма эволюции метаморфических комплексов различной геодинамической природы, являющихся типичными для разных типов метаморфизма. При ее построении были использованы данные по хорошо изученным природным объектам, характеризующимся присутствием прогрессивных и регрессивных преобразований пород. При этом наиболее сложные изменения термальной структуры коры происходят в зонах конвергенции литосферных плит. В зависимости от относительных скоростей надвигов/подвигов и теплопереноса могут генерироваться как CCW, так и CW P - T - t тренды.

Например, для большинства пород, испытавших коллизионный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (7–9 кбар/550–700°C) с последующей ретроградной decompressией (4–5 кбар/450–500°C), характерны P - T - t тренды с движением “по часовой стрелке” (рис. 2). Тем не менее известны и примеры коллизионных поясов, в которых проявляется эволюция метаморфизма пород с движением “против часовой

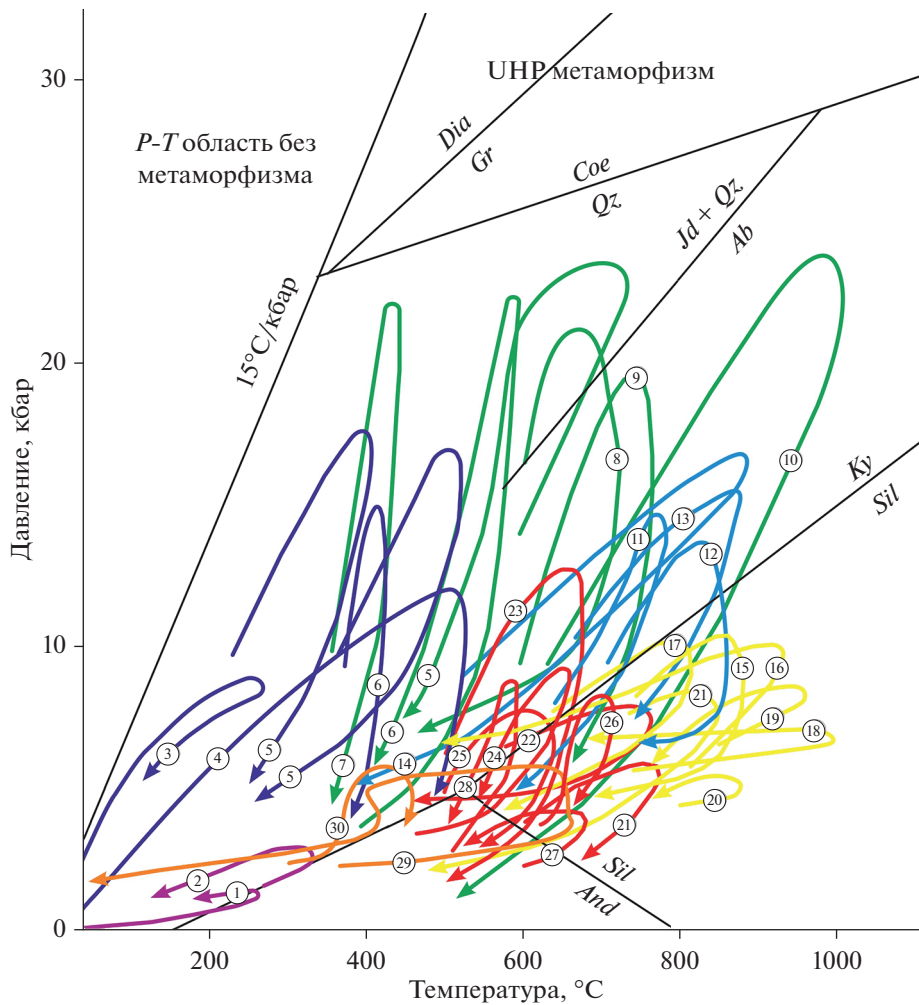


Рис. 2. Диаграмма эволюции геологических комплексов, демонстрирующая разнообразие P - T - t трендов для разных типов метаморфизма. *Породы низкотемпературного метаморфизма* (фиолетовый цвет петли): 1 – Днепровско-Донецкий авлакоген (Ревердатто, Полянский, 1992) CCW, 2 – Уэльский бассейн (Robinson, Beavins, 1989) CCW. *Глаукофановые сланцы* (синий цвет): 3 – францисканский меланж, кордильерский тип субдукции, Западная Калифорния (Ernst, 1988) CW, 4 – меланж альпийского типа субдукции, Западные Альпы (Ernst, 1988) CW, 5 – серпентиновый меланж в комплексе Рио-Сан-Хуан, Доминикана (Krebs et al., 2008) CW, 6 – Северо-Карибский комплекс (Escuder-Viruete, Perez-Estaun, 2013) CW. *Эклогиты* (зеленый цвет): 5 – серпентиновый меланж в комплексе Рио-Сан-Хуан, Доминикана (Krebs et al., 2008) CCW, 6 – Северо-Карибский субдукционно-аккреционный комплекс (Escuder-Viruete, Perez-Estaun, 2013) CCW/CW, 7 – Северный Тибет (Zhai et al., 2011) CW; 8 – С-В Сардиния (Cuciani et al., 2011) CW, 9 – Восточный Оденваль, Германия (Will, Schmadicke, 2003) CW, 10 – Северо-Китайский кратон (Wan et al., 2015) CW. *Высокобарические гранулиты эклогит-гранулитового типа* (голубой цвет): 11 – северный сегмент кратона Тарим (He et al., 2014) CW, 12 и 13 – мафические и пелитовые гранулиты, соответственно, из Жао-Ляо-Жи пояса, Северо-Китайского кратона (Tam et al., 2012a, 2012b) CW, 14 – Кайдамские горы, Северо-Западный Китай (Yu et al., 2011) CW. *Гранулиты, в том числе ультравысокотемпературные* (желтый цвет): 15 – Хондалитовый пояс, Северо-Китайский кратон (Cai et al., 2014) CW, 16 – Кинлин-Тонгбайский ороген, Центральный Китай (Xiang et al., 2012) CCW, 17 – пояс Лимпопо, Южная Африка (Tsunogae, van Reenen, 2006) CW, 18 – Онголе, Восточный Гатский пояс, Индия (Sakhar, Schenk, 2014) CCW, 19 – Ангаро-Канский блок Енисейского кряжа (Лиханов и др., 2016) CCW, 20 – Мусгрейв, Центральная Австралия (White et al., 2002) CCW, 21 – Лапландский гранулитовый пояс, Северная Финляндия (Cagnard et al., 2011) CW. *Амфиболиты областей с надвиговой тектоникой, включая мигматиты, гнейсы и кристаллические сланцы* (красный цвет): 21 – Лапландский пояс, Северная Финляндия (Cagnard et al., 2011) CW, 22 – Фейран-Солаф, Египет (Abu-Alam, Stuwe, 2009) CW, 23 – Словенские горы, Хорватия (Balen et al., 2015) CW, 24 – гаревский комплекс, Енисейский кряж (Likhonov et al., 2015) CCW, 25 – обобщенный тренд эволюции метаморфизма метапелитов с “тройной точкой”, Новая Англия, Нью-Мексико, США (Pattison, 2001) CW, 26 – тейский комплекс, Енисейский кряж (Likhonov, Reverdatto, 2011) CW, 27 – Западный Оденваль, Германия (Will, Schmadicke, 2003) CCW, 28 – хребет Агил, Юго-Западный Синкьянг, Китай (Gorpo, Rolfo, 2008) CCW, 29 и 30 (оранжевый цвет) – эволюция метаморфизма метапелитов верхней (CCW) и нижней (CW) плит при надвигах, горы Фол, Нью-Гэмпшир, США (Spears et al., 1990).

стрелки” (Лиханов и др., 2013; Reverdatto et al., 2019 и ссылки в ней).

В зонах глубинных надвигов или субдукции, где нередко формируется инвертированная метаморфическая зональность, висячая или лежащая пластина вблизи плоскости сдвига также может характеризоваться противоположной P - T эволюцией с разными метаморфическими градиентами. Такие случаи контрастной эволюции метаморфизма в верхней (CCW) и нижней (CW) плитах при надвигах были рассмотрены на примере комплексов Новой Англии, США (Spear et al., 1990) (рис. 2, тренды 29 и 30). Для субдукции в качестве характерного примера можно привести различные тренды метаморфизма, реконструированные в блоках эклогитов и глаукофановых сланцев из зоны серпентинового меланжа в комплексе Рио-Сан-Хуан, Доминикана (рис. 2, тренд 5). Эти блоки представляют разные стадии развития субдукции: самый высокотемпературный тренд CCW отвечает стадии зарождения субдукции, низкотемпературные с петлей по часовой стрелке (CW) – более зрелой стадии (Krebs et al., 2008).

Интерпретации P - T - t трендов для областей с совместным проявлением нескольких различных метаморфических процессов весьма неоднозначны (Reverdatto et al., 2019). Примером может служить сопряженная система “зона субдукции–надсубдукционная зона”, где совмещаются контрастные типы метаморфизма – от низко-среднетемпературных высокобарических эклогит-глаукофановых комплексов до зональных андалузит-силлиманитовых комплексов умеренных давлений и гранулитов. В этих условиях построение P - T - t трендов, отражающих разные сценарии метаморфической истории пород в различных обстановках тектогенеза, существенно затруднено, и о различиях, по существу, можно судить только по регрессивным ветвям P - T - t трендов. В частности, “альпийский тип” субдукции характеризуется снижением давления при почти постоянной температуре (рис. 2, тренд 4), тогда как в породах “восточно-тихоокеанского (кордильерского) типа” имеют место синхронное охлаждение и сброс давления (рис. 2, тренд 3) (Ernst, 1988). Нередко наблюдаются более сложные формы P - T - t трендов. Они могут различаться даже в рамках одного и того же типа, сочетая несколько циклов погружения и эксгумации (например, Li et al., 2016).

Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии и растяжения земной коры

Нами изучен ряд объектов на Енисейском кряже, входящих в состав тейского и гаревского коллизионных комплексов, которые были сформированы в результате похожих геодинамических событий – при утолщении земной коры, но отличаются характером P - T - t трендов (рис. 3). Полиметаморфизм по-

род – наложение поздних ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий – четко отслеживается по реакционным микроструктурам, химической зональности минералов, конфигурации P - T трендов и изотопным датировкам.

Важнейшей особенностью изученных метаморфических комплексов является неоднородность метаморфизма по режиму давления, выраженная в проявлении регионального метаморфизма двух фациальных серий (Reverdatto et al., 2019). Полицикличность проявлений метаморфизма разных типов в Заангарье Енисейского кряжа, различающихся термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов, подтверждается U-Pb SHRIMP-II, U-Th-Pb и ^{40}Ar - ^{39}Ar датировками. На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений And - Sil ¹-типа с гренвильским возрастом ~1050–950 млн лет при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 25$ – $35^\circ\text{C}/\text{км}$ (Лиханов, Ревердатто, 2014). На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками – 854–862 и 798–802 млн лет; Лиханов и др., 2008, 2011) коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ky - Sil -типа с локальным повышением давления вблизи надвигов, в результате чего происходило прогрессивное замещение $And \rightarrow Ky \pm Sil$ и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур. Формирование более древних метаморфических комплексов Ky - Sil -типа (маяконский, тейский и чапский участки) происходило в результате надвига на Енисейский кряж блоков пород со стороны Сибирского кратона на рубеже ~850 млн лет, что подтверждается геофизическими данными и результатами исследований природы и возраста источников сноса (Likhanov, Reverdatto, 2011). Поздний повторный коллизионный метаморфизм с возрастом ~800 млн лет обусловлен встречными движениями мелких блоков восточного направления в зоне опережающих разломов более высокого порядка (гаревский и тисский участки) в результате аккреционно-коллизионных событий вальгальской складчатости (Likhanov et al., 2015)). Заключительные стадии развития коллизионного орогена в регионе маркируются дайковыми роями бимодальных ассоциаций анорогенных гранитоидов и внутриплитных базитов рифтогенной природы с возрастными внедрениями 797–792 млн лет, связанными с неопротерозойскими процессами растяжения коры вдоль западной окраины Сибирского кратона и началом распада суперконтинента Родиния (Likhanov, Santosh, 2017, 2019). Вблизи гранитоидных плутонов в гипабиссальных условиях (тейский и маяконский участки) локально проявлен наложенный термальный метаморфизм позднерифейского возраста в

¹ Символы минералов приняты по (Whitney, Evans, 2010).

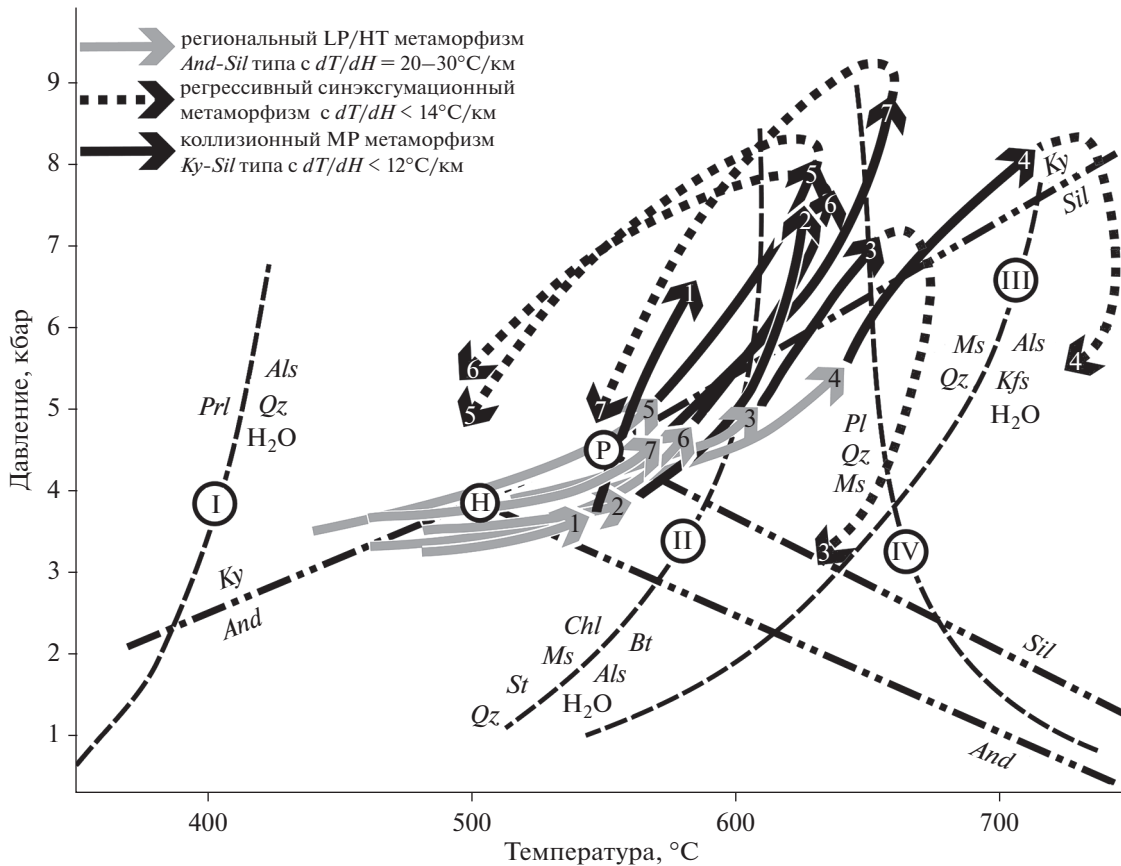


Рис. 3. P - T - t тренды эволюции метаморфизма для гнейсов тейского (1–4) и гаревского (5–7) комплексов Заангарья Енисейского края. Арабские цифры на проградных и ретроградных сегментах P - T траекторий соответствуют изученным регионам: 1 – маяконский, 2 – полканский, 3 – тейский, 4 – чапский, 5 – енисейский, 6 – тисский и 7 – гаревский участки. Пунктиром с римскими цифрами и штрихпунктиром показано положение известных минеральных равновесий для метапелитовой системы и координаты тройной точки, обзор которых приведен в (Reverdatto et al., 2019).

условиях высокого метаморфического градиента с $dT/dH > 100^\circ\text{C}/\text{км}$ (Likhanov et al., 2001). Привнос дополнительного тепла со стороны Каламинского и Чиримбинского интрузивных массивов мог служить причиной появления $Fi \pm Sil$ ассоциации в метапелитах умеренных давлений, изначально не отвечающих P - T области стабильности фибролита и силлиманита (Лиханов, 2003).

Эти особенности являются характерными признаками коллизионного метаморфизма, обусловленного тектоническим утолщением земной коры в результате надвига с последующим быстрым подъемом и эрозией (Likhanov, Reverdatto, 2011). Надвигание блоков пород осуществлялось в зонах глубинных разломов со стороны Сибирского кратона (тейский, маяконский и чапский участки) или в результате встречных движений в зоне оперяющих разломов более высокого порядка (полканский и тисский участки). В рамках этой модели низкие значения геотермического градиента и слабое развитие температурной зональности в метаморфических комплексах кол-

лизионного типа связывались с относительной кратковременностью событий и с тем, что не было достигнуто термическое равновесие между взаимодействующими блоками пород на соответствующих глубинах из-за тепловой инерции относительно давления (Коробейников и др., 2006). С учетом данных по кинетике обратных метаморфических реакций для этого необходимы относительно высокая скорость подъема погруженных на глубину пород и отсутствие флюидов на раннем этапе быстрой эксгумации (Скляр, 2006), что могло служить причиной сохранности умеренно-барических ассоциаций прогрессивного метаморфизма в областях с надвиговой тектоникой. По результатам геотермобарометрии и ^{40}Ar - ^{39}Ar датировкам по слюдам была рассчитана скорость эксгумации пород для полканского участка, равная ~ 0.4 мм/год (Лиханов и др., 2006, 2011; Likhanov et al., 2015). Эта величина близка к рассчитанным величинам скорости надвига с использованием теплофизического моделирования для маяконского участка 350 м/млн лет (Likhanov et al., 2004) и согла-

суется с результатами других авторов (Ревердатто и др., 2017). Длительность подъема пород до уровня изотермы 330°C (температуры закрытия К-Аг изотопной системы), вычисленная с учетом линейной скорости эксгумации, составляет от 16 до 25 млн лет, что соответствует оценкам С.П. Кориковского (1995) о продолжительности регрессивных этапов метаморфизма в зонах коллизии и субдукции. Полученные *P-T* тренды метаморфизма для изученных пород тейского и гаревского комплексов согласуются с *P-T* эволюцией метаморфических пород из других коллизионных орогенов мира, где прогрессивные преобразования *And* → *Ku* объяснялись тектоническим утолщением коры в связи с надвиговой тектоникой (Spearg et al., 2002 и др.).

В числе главных минералогических признаков, указывающих на наложение более высокобарического этапа метаморфизма, наиболее важным является характер зональности гранатов из коллизионных обстановок, проявленной в значительном росте содержания гроссулярового (от 1 до 6 мас. %) и уменьшении спессартинового компонентов синхронно со слабыми вариациями других миналов. Похожая зональность гранатов и, соответственно, аналогичные *P-T* тренды метаморфизма характерны для большинства надвиговых областей Новой Англии в США (Spearg et al., 1990, 2002), провинции Мойн в Шотландии (Cutts et al., 2010) и Монгольского Алтая (Сухорук и др., 2016), также отличающихся низким метаморфическим градиентом. Эти наблюдения также согласуются с данными по профилированию зональных гранатов из достоверно полиметаморфических комплексов, где датирование этапов метаморфизма осуществлялось *in situ* по включениям монацитов и ксенотимов в разных генерациях граната (Cutts et al., 2010; Лиханов и др., 2013; Likhanov et al., 2015). В противоположность этому, для гранатов, сформированных при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте, типичны синхронные плавные повышения концентраций СаО и MgО в новообразованных оболочках при уменьшении содержания спессартинового минала и общей железистости, указывающие на равномерный рост давления и температуры при одноактном метаморфизме (Spearg, 1989, 1993).

Дополнительным индикаторным признаком полиметаморфизма могут служить особенности поведения редких элементов в зональных гранатах и содержащихся в них минеральных включениях, сформированных при прогрессивном и регрессивном метаморфизме пелитов (Likhanov, 2018). Как правило, рост температуры и давления сопровождается уменьшением концентраций Y и HREE. Что подтверждается систематическими наблюдениями отрицательной корреляции между содержаниями СаО и HREE при формиро-

вании прогрессивной зональности в гранатах, испытывавших наложенный метаморфизм, указывающими, что эти элементы, занимающие одну кристаллохимическую позицию, могут замещать друг друга при метаморфизме. Это обосновывается схожими величинами ионных радиусов HREE (1.01–1.05 Å) и Y (1.04 Å) с ионным радиусом Са (1.04 Å). В качестве преобладающего механизма для сохранения баланса заряда предполагается гетеровалентный изоморфизм по следующей схеме: $AREE^{3+} BFe^{2+} = ACa^{2+} + BAl^{3+}$ (Carlson, 2012). Эта реакция включает перекрестный катионный обмен Mg^{2+} или Fe^{2+} на Al^{3+} в октаэдрических позициях с одновременным катионным обменом REE^{3+} и Y на Ca^{2+} в позициях AO_8 -полиэдров с координационным числом, равным 8.

Вероятно, что различия в направлении движения регрессивных ветвей, определяющих итоговую траекторию *P-T-t* трендов коллизионного метаморфизма, контролируются разными механизмами эксгумации: 1) эрозионной или тектонической денудацией (unroofing) перекрывающих комплексов (CW) или 2) тектонической транспортировкой в процессе растяжения земной коры (CCW). Декомпрессионное остывание с низким $dT/dH \leq 12^\circ C/km$ пород гаревского комплекса могло быть связано с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды (рис. 3), что подтверждается синхронностью эксгумированных блоков коллизионного метаморфизма с рифтогенными продуктами бимодального магматизма (Likhanov et al., 2015). Комплексы с субизобарическим остыванием образуются в условиях длительного охлаждения на средне-нижнекоровых уровнях глубинности (Лиханов и др., 2016; Ножкин и др., 2018). В качестве примеров приведена эволюция *P-T* параметров с ходом “против часовой стрелки” при высоком градиенте до 200°C/кбар, указывающая на развитие УНТ парагенезисов Ангаро-Канского блока при сильном прогреве 900–1000°C с последующим субизобарическим остыванием (рис. 4). Такие условия отвечают обстановкам внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов в связи с предполагаемой активностью Тимптонского мантийного плюма (~1750 млн лет) в составе Транссибирской КМП (Лиханов и др., 2016). Рассчитанные значения температур хорошо согласуются с условиями формирования УНТ гранулитов сапфиринасодержащих гранулитов Анабарского щита (рис. 5) (Ножкин и др., 2018). Подобный механизм растяжения представляется как увеличение мощности коры за счет поступления и кристаллизации мантийных и нижнекоровых расплавов в обстановках внутриконтинентальных рифтов с последующим медленным остыванием на глубинах, соответствующим

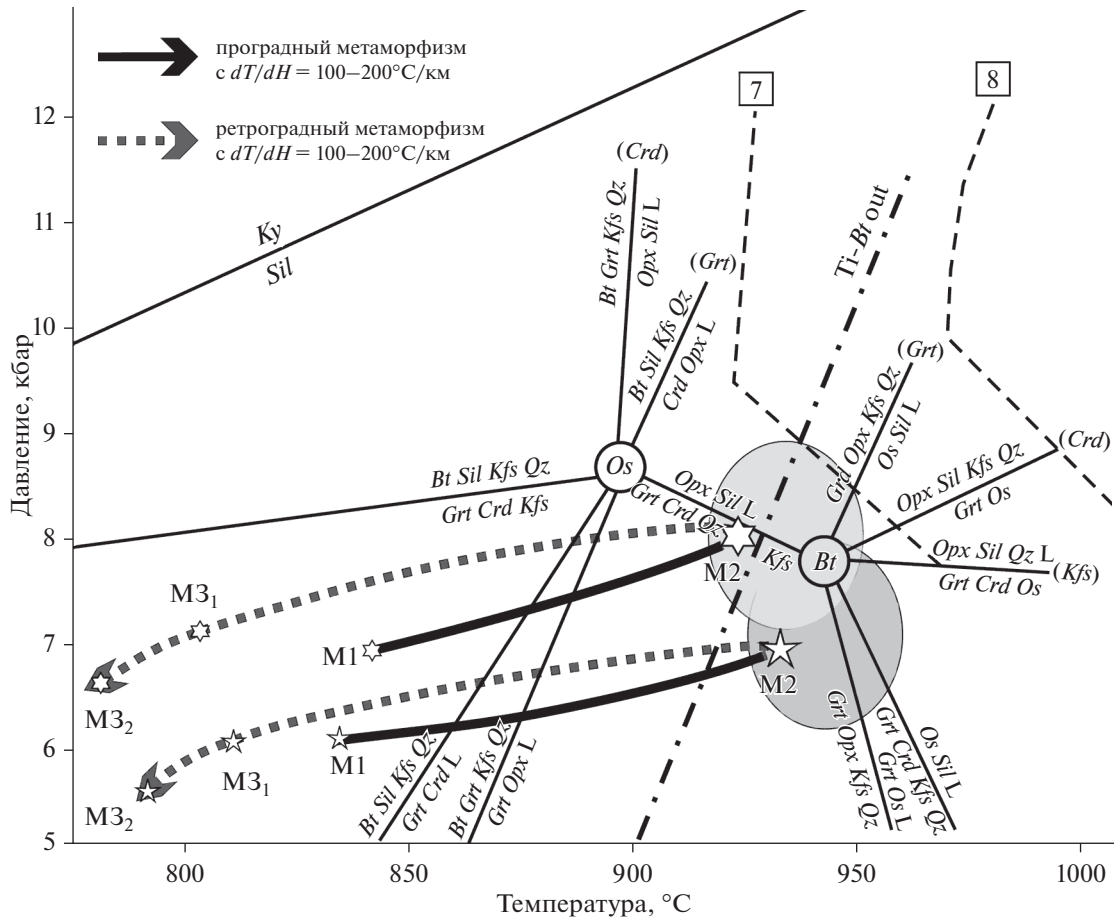


Рис. 4. *P-T*-тренды эволюции УНТ метапелитовых гранулитов Ангаро-Канского блока с движением “против часовой стрелки” от М1 к М3 на петрогенетической диаграмме в системе KFMASH (White et al., 2002). Пунктирными линиями показано содержание Al_2O_3 , мас. % в ортопироксене, Ti-Bt out – линия безводного плавления титанистого биотита. Затемненные эллипсы – область *P-T* параметров УНТ метаморфизма с учетом средних значений температур по разным геотермометрам и погрешностей в определении давлений (Лиханов и др., 2016).

щих нижним и средним горизонтам континентальной коры (Reverdatto et al., 2019).

В последнее время выявлена важная роль синсдвиговых метаморфических процессов в формировании структур складчатых поясов, что обусловило приоритетное использование продуктов динамометаморфизма для решения многих петрогенетических проблем. В частности, были детально изучены процессы фрагментации вещества с обособлением реологически контрастных доменов с индивидуальной *P-T-t-d* историей формирования (например, Bell et al., 2013). В этой связи в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны Енисейского кряжа нами изучены метапелиты и метабазиты, подвергшиеся интенсивным деформациям с перекристаллизацией субстрата и образованием тектонитов (Лиханов и др., 2015, 2018). Эти породы слагают зоны пластических деформаций (“ductile shear zones”) или зоны динамометаморфизма. Зна-

чительная часть этих пород входит в состав субдукционно-аккреционного комплекса, где они встречаются в виде тектонических пластин, линз или блоков разной размерности и состава в серпентинитовом меланже. Для них характерны следующие кинематические индикаторы сдвига или перемещения в ходе деформационных событий, которые широко проявлены как на мезо- (породно), так и на микроуровнях: линейная деформационная гнейсовидность, наличие упорядоченных структур пластического течения, растяжение и разрыв складок течения с кулисообразной морфологией, полосы излома в слюдах, “тени давления” перекристаллизованного кварца, S-образные и сильно деформированные зерна граната со структурами “снежного кома”, разрывы минеральных зерен со смещением и формированием “лоскутных” полосок, развитие деформационных двойников и ламелей в плагиоклазах, параллельное распределение мелкозернистых линзообразных минеральных агрегатов, а также рассланцевание,

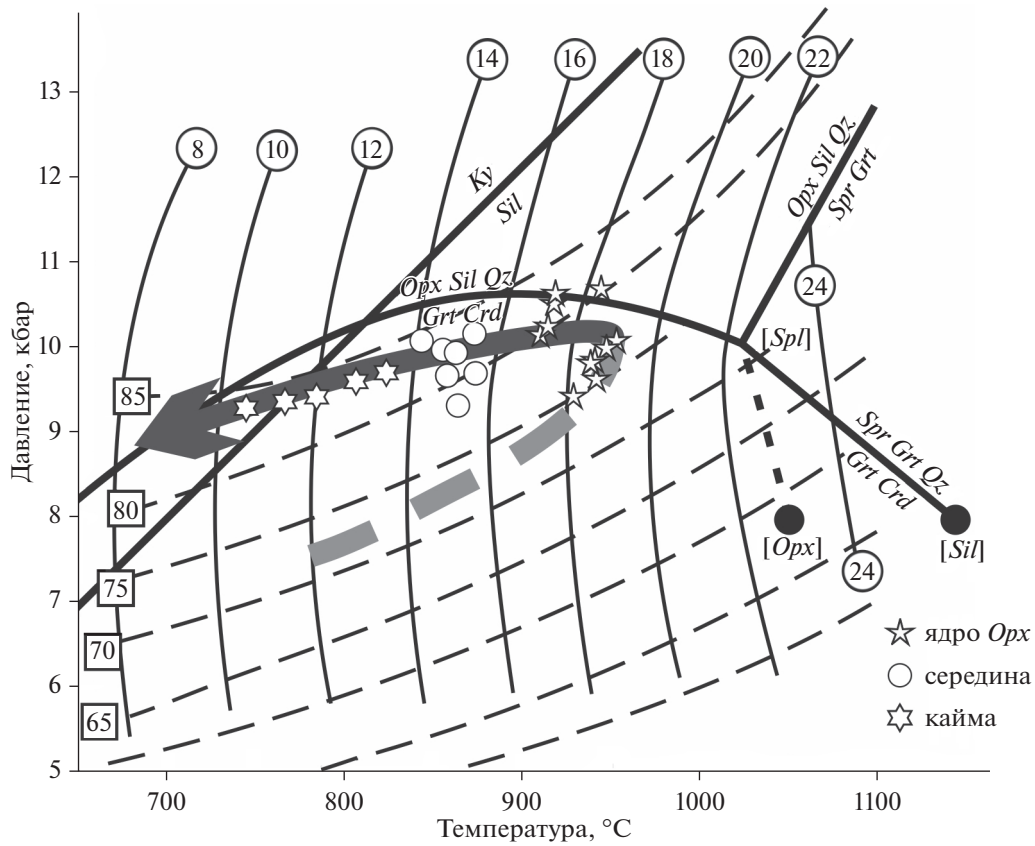


Рис. 5. *P-T* тренд эволюции УНТ гранулитов Анабарского щита с движением “против часовой стрелки”, установленный на основе X_{Al} и X_{Mg} изоплет ортопироксена по (Harley, 2004). Числа в кружках и квадратах показывают X_{Mg} и X_{Al} значения, где $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe) \times 100$ и $X_{Al} \times 100$ – содержание Al в ортопироксене, выраженное в мол. % компонента Чермака (MgTs). Регрессивный и предполагаемый прогрессивный этапы эволюции пород показаны темно-серой сплошной и светло-серой пунктирной стрелками соответственно.

катаклиз и будинаж. Вязкие сдвиги в приразломных полях сопровождалась формированием мощных зон деформаций субмеридианального простирания, отличающихся значительной неоднородностью проявления деформаций, сложным чередованием разномасштабных интенсивно деформированных и недеформированных участков. Это выражается в структурно-текстурных особенностях пород с характерной полосчатой текстурой и одновременным присутствием реликтовых текстур исходных пород и развитых по ним бластомилонитам. Полосчатость в бластомилонитах (gibbon structure) связана с дифференциацией однородного субстрата на обогащенные и обедненные кварц-полевошпатовыми и слюдяными агрегатами “слои” в условиях регионального сдвига. Такое перераспределение материала происходило одновременно с перекристаллизацией породообразующих фаз и ориентированным упорядочиванием (Likhanov et al., 2018). Неоднородность деформаций в шовной зоне также подтверждается морфологией порфиробластов граната, образующих две генерации, где мелкий синтетектониче-

ский гранат обрастает крупные порфиробласты граната ранней генерации, образуя скопления в “тенях” давления или самостоятельные сегрегационные обособления линзовидно-полосчатой морфологии.

Выявленные различия в *P-T* параметрах метаморфизма между сильно- и слабдеформированными породами и конфигурации *P-T-t-d* трендов, рассчитанные с использованием минеральной геотермобарометрии и псевдосечений в системе NCKFMASH могли контролироваться разными тектоническими механизмами. Полихронный динамометаморфизм гнейсов Ангаро-Канского блока на юге и формирование основной массы бластомилонитов северного сегмента ПРСЗ происходили с повышением давления на 1.5–3 кбар при незначительном увеличении температуры с низким метаморфическим градиентом $dT/dH < 10^\circ\text{C}/\text{км}$ в сравнении с фоновыми значениями более раннего регионального метаморфизма (рис. 6), что, вероятно, было обусловлено утолщением земной коры в результате быстрого надвига/субдукции с последующим быстрым подъемом пород. Макси-

мальные превышения термодинамических параметров метаморфизма установлены в тектонитах базитового состава с реликтовыми глаукофан-сланцевыми ассоциациями, которые подверглись метаморфизму с одновременным значительным ростом давления на 3–5 кбар и температуры на 180–240°C при более высоком градиенте $dT/dH = 15–20^\circ\text{C}/\text{км}$ (рис. 6). Такие превышения P - T параметров могли быть связаны с прогрессивным метаморфизмом, осложненным локальным разогревом пород при вязких деформациях (Burg, Schmalholz, 2008) и/или превышением ориентированного тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига (Schmalholz, Podladchikov, 2013). Полученные данные хорошо согласуются с результатами численных экспериментов, что подтверждает представления о роли тектонического стресса как дополнительного термодинамического фактора метаморфических преобразований в шовных зонах земной коры.

Индикаторы эксгумации гранулитовых метаморфических комплексов

Значительный интерес представляют особенности P - T эволюции гранулитов, отражающиеся в специфических минеральных реакционных микроструктурах регрессивной стадии. Харли (Harley, 1989) показал, что после достижения пиковых условий метаморфизма последующая эволюция гранулитовых комплексов фиксируется двумя основными P - T - t трендами (рис. 2). Один из них отвечает режиму, близкому к изотермальной декомпрессии, другой относится к режиму субизобарического охлаждения. Оба режима приводят к отклонению от нормальной стационарной геотермы в земной коре.

В обычных условиях выведение породных комплексов из зоны метаморфизма к поверхности характеризуется одновременным понижением давления и температуры. Экспонирование метаморфических комплексов, образование которых связано с процессами коллизии, обеспечивается, как правило, корпоративным эффектом тектонических механизмов при существенной роли эрозионной денудации (Скляр, 2006). Транспортировка высокобарных пород к земной поверхности в субдукционных процессах, возможно, осуществляется главным образом при участии вязкого возвратного течения над верхним контактом погружающейся плиты, где залежали высокопластичные гидратированные породы — серпентиниты (Gerya, 2014). На разных стадиях процесса роль того или иного механизма может меняться, и возможны разного рода комбинации.

Можно допустить, что P - T - t тренд субизотермической декомпрессии (ITD) формируется при тектонической эксгумации (со скоростью до 1 см/год) вследствие растяжения и утонения ко-

ры, обеспечивающей резкий сброс давления в еще не успевшей остыть среде. Типичный dP/dT градиент для этих комплексов в среднем составляет 2–4 кбар/100°C. Считается, что гранулиты, эволюция которых соответствует изотермальной декомпрессии, формировались в утолщенной коллизией континентальной коре, часто с дополнительным термическим действием магмы мантийного происхождения. Особенности P - T эволюции ITD гранулитов отражаются и в специфических минеральных реакционных микроструктурах, развивающихся в породах на регрессивной стадии. Для мафических гранулитов наиболее характерно образование $Opx + Pl \pm Spl$ симплектитов или оторочек ортопироксена по клинопироксену за счет реакций $Grt + Qz \rightarrow Opx + Pl$ или $Grt + Cpx + Qz \rightarrow Opx + Pl$. В гранулитах кислого состава и чарнокитах, характеризующихся минеральной ассоциацией $Grt + Opx + Pl + Qz$, реакции с участием этих минеральных фаз приводят при резком снижении давления к образованию плагиоклаза в кайме вокруг зерен граната и в прослоях между зернами граната и ортопироксена. В высокотемпературных метапелитах на регрессивном этапе $Grt + Sil + Opx + Qz$ минеральные ассоциации с сапфирином или без него обычно интенсивно замещаются мелкозернистыми симплектитами, представленными графическими прорастаниями гиперстена с кордиеритом и/или шпинелью (например, Сухоруков, Туркина, 2018). Обычно предполагается, что формирование $Crd + Opx$ и $Crd + Opx + Spl$ симплектитов происходит при спаде давления за счет реакций разложения граната: $Grt + Qz \rightarrow Crd + Opx$ и $Grt \rightarrow Crd + Opx + Spl$.

Метаморфические комплексы в условиях субизобарического охлаждения (IBC — near isobaric cooling), как правило, образуются в условиях длительного нахождения на средне- и нижнекоревых уровнях глубинности (Harley, 2008). В режиме эволюции IBC гранулитовых комплексов в большинстве случаев отмечается уменьшение температуры на 120–150°C, в отдельных случаях — более 250°C, при dP/dT градиенте, равном 0.2–0.5 кбар/100°C (например, Sukhorukov et al., 2018). Для изобарического охлаждения необходимо, чтобы остывание после кульминации метаморфизма осуществлялось без подъема метаморфизованных пород к поверхности. Наиболее вероятным механизмом образования гранулитов, характеризующихся IBC-трендами, может являться растяжение (утонение) земной коры нормальной мощности с сопутствующей ей магматической аккрецией (Sandiford, Powell, 1991). Это представляется как увеличение мощности коры не за счет континентальной коллизии, а в результате внедрения мантийных и нижнекоревых расплавов в режиме внутриконтинентального рифтогенеза или вдоль континентальных окраин. Другими словами, магматическое “подслаива-

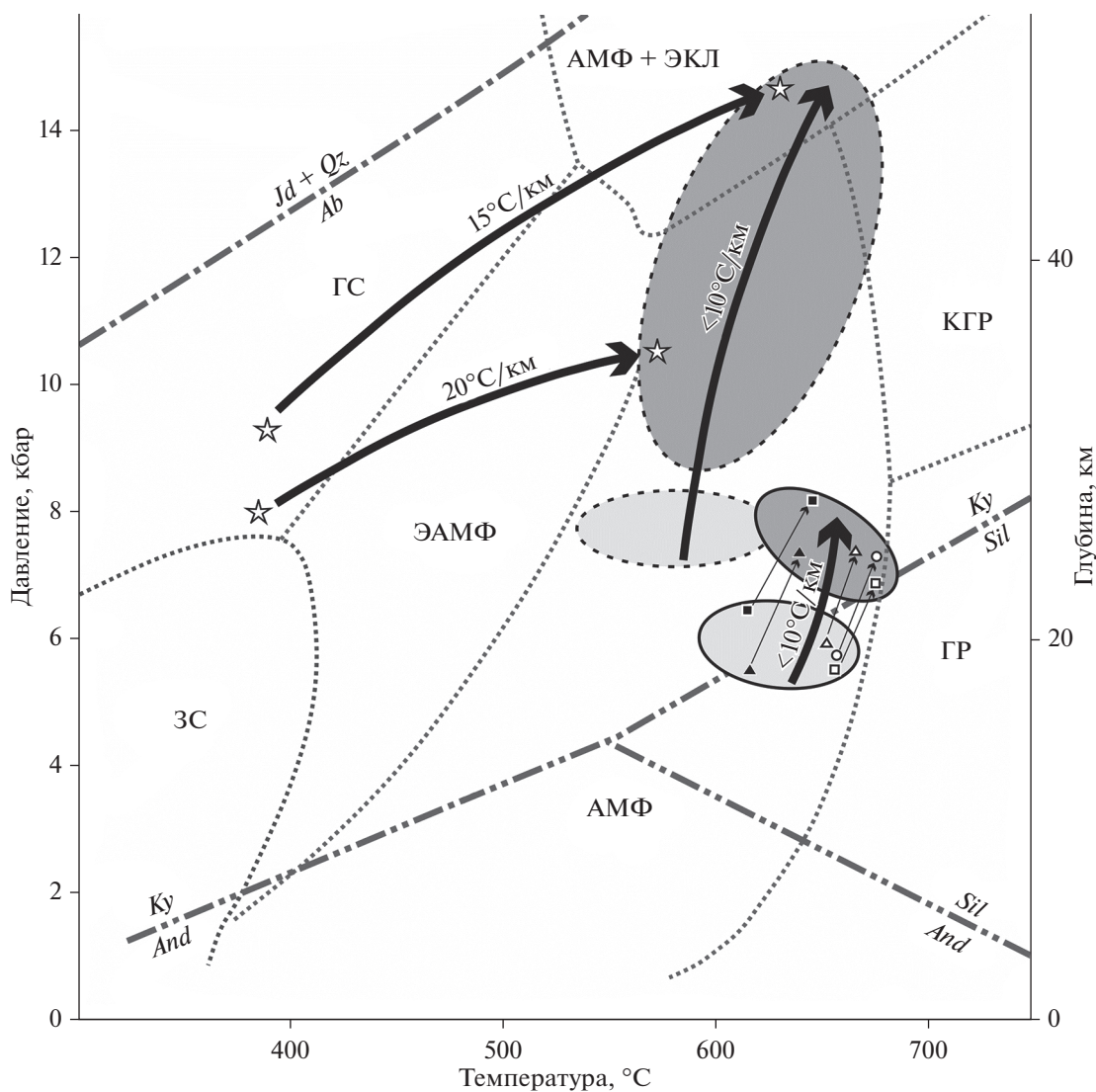


Рис. 6. *P-T* условия и *P-T* тренды эволюции метаморфизма для исходных пород и тектонитов ПРСЗ. Эллипсы светло-серого и темно-серого цветов обозначают *P-T* области исходных гнейсов и развитых по ним бластомилонитов, соответственно. *P-T* поля пород Ангаро-Канского блока и Заангарья оконтурены, соответственно, сплошной и пунктирной линиями. Обобщенные направления *P-T* трендов эволюции стресс-метаморфизма показаны толстыми стрелками со значениями метаморфического градиента. Тонкими стрелками показаны локальные вариации *P-T* параметров между реликтовыми гнейсами и тектонитами в разных доменах пород Ангаро-Канского блока. Серые штрихпунктирные линии – положение моновариантных равновесий полиморфов Al_2SiO_5 и равновесия альбит = жадеит + кварц. Точечные линии – границы метаморфических фаций для метабазитовой системы (Ernst, 2010), где зеленые сланцы (ЗС), голубые сланцы (ГС), эпидотовые амфиболиты (ЭАМФ), амфиболиты (АМФ), гранулиты (ГР), кианитовые гранулиты (КГР) и эклогиты (ЭКЛ).

ние” в основание континентальной коры способствует привнесу дополнительного тепла, что вызывает образование термальных аномалий и формирование УНТ метаморфических комплексов (рис. 2).

По мнению Харли (Harley, 1998), появление граната за счет реакции $\text{Opx} + \text{Pl} \rightarrow \text{Grt} + \text{Qtz}$ либо в виде кайм вокруг зерен граната ранней генерации в метапелитовых или метабазитовых гранулитах может считаться индикаторным признаком

для формирования ИВС комплексов. При изобарическом охлаждении по ортопироксену ранней генерации с повышенным содержанием глинозема могут развиваться реакционные продукты в виде мелких вrostков, представленных менее глиноземистым ортопироксеном и гранатом другого состава. В метабазитах разнообразные реакционные продукты, включающие гранат, шпинель, плагиоклаз и оксидные фазы, формируются главным образом за счет клинопироксена ранней

генерации. В метапелитовых гранулитах часто наблюдаются короны и структуры прорастания с сапфирином, шпинелью, кордиеритом, силлиманитом, гранатом и ортопироксеном. Для высокотемпературных метапелитов при изобарическом охлаждении наиболее характерны вторичные *Orx + Sil* короны по гранату и на границе между сапфирином и кварцем. Диагностической для субизобарического снижения температуры в этих породах является последовательность появления минералов и минеральных ассоциаций в ходе реакции *Spl* → *Spr* → *Crd* + *Grt*. Среди других индикаторов этого процесса можно отметить развитие кианита на поздней регрессивной стадии, а также ассоциацию с мафическими гранулитами, ортогнейсами и базитовыми интрузивными телами.

В реальной геологической обстановке обычно проявляются сложные *P-T-t* тренды регрессивного этапа эволюции гранулитовых комплексов, фиксирующие как изотермическую декомпрессию, так и последующее изобарическое остывание (Kelsey, Hand, 2015). Для метаморфических массивов Серре, Италия (Schenk, 1984), и Скоури, Шотландия (Sills, Rollinson, 1987), характерны объединенные ИТД и ИВС тренды, и предполагается, что растяжение после утолщения коры в результате коллизийных процессов не было достаточно быстрым, чтобы поддержать высокие температуры в течение декомпрессионной фазы (Harley, 2008). При достаточно быстром растяжении вначале происходит декомпрессия в изотермических условиях, например, в комплексе Напьер, Восточная Антарктида (Harley, 1985), или даже – некоторый рост температуры в комплексе Намаквалэнд, ЮАР (Waters, 1986), а затем, вслед за фазой растяжения, идет изобарическое охлаждение. Для высокотемпературных гранулитов Ангаро-Канского блока (Сибирский кратон) на начальных этапах регрессивной ветви субизобарическому охлаждению также могла предшествовать субизотермическая декомпрессия (Лиханов и др., 2016). Это отражается в формировании минеральных реакционных структур на фоне быстрого сброса давления с последующим субизобарическим остыванием (рис. 2). Интерпретация *P-T-t* трендов проградного и ретроградного метаморфизма свидетельствует, что формирование высокотемпературных гранулитов Ангаро-Канского блока, скорее всего, происходило в обстановке внутриплитного растяжения, сопровождаемого андерплейтингом базитовых расплавов (рис. 5). Это подтверждается пространственно-временными связями метаморфических пород с продуктами анорогенного магматизма и бимодального вулканизма в регионе, а наличие повышенного положительного гравитационного поля над всей структурой Южно-Енисейского кряжа свидетельствует о существовании плотных базитовых масс в нижней части земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В представленной работе рассмотрены различные аспекты формирования трендов эволюции метаморфизма и выявлены диагностические *P-T-t* тренды, характерные для пород, образованных в зонах активного тектогенеза – при растяжении и сжатии земной коры и в сдвиговых зонах.

2. Составлена обобщенная *P-T* диаграмма эволюции метаморфических комплексов различной геодинамической природы, являющихся типичными для разных типов метаморфизма.

3. На примере ряда геологических комплексов различной геодинамической природы приведены свидетельства их полиметаморфической истории, диагностируемой по реакционным структурам и химической зональности минералов, конфигурации *P-T* трендов и изотопным датировкам. Эти индикаторные признаки свидетельствуют о сложной истории в областях с совместным проявлением нескольких различных типов метаморфических процессов.

4. Анализ *P-T-t* трендов свидетельствует, что эволюция *P-T* параметров в рамках одного и того же типа метаморфизма может происходить как “по часовой стрелке” (CW), так и “против движения часовой стрелки” (CCW). Принципиальные различия в направлении регрессивных ветвей метаморфизма, определяющих итоговую траекторию *P-T-t* трендов, контролируются, главным образом, механизмами эксгумации в различных геодинамических обстановках: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов (CW) или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры (CCW). Для большинства пород, образование которых связано с процессами коллизии плит, и в сдвиговых зонах земной коры, характерны *P-T-t* тренды с движением “по часовой стрелке” (CW). Декомпрессионное остывание с низким $dT/dH \leq 15^\circ\text{C}/\text{км}$ связывается с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды (CCW). Комплексы с субизобарическим остыванием (CCW) при высоком градиенте до $200^\circ\text{C}/\text{кбар}$ образуются в условиях длительного охлаждения на средне-нижнекоровых уровнях глубинности.

5. Наиболее хорошо разработаны тектонические модели для гранулитовых комплексов. Для других типов пород, локализованных преимущественно на конвергентных границах литосферных плит, ситуация менее понятна и требуются дальнейшие исследования.

Тем не менее в настоящее время *P-T-t* тренды эволюции пород являются одним из эффективных инструментов для исследования тектонотермальных процессов при метаморфизме. А интерпретация результатов *P-T-t* эволюции пород с термомеханическим численным моделированием

взаимодействия литосферных блоков, выполненным с учетом варьирующих скоростей и механизмов погружения и эксгумации пород, имеет перспективы для корректного решения большого класса геодинамических задач.

Благодарности. Автор глубоко признателен рецензентам за конструктивные замечания и ценные рекомендации, способствующие улучшению манускрипта.

Источники финансирования. Работа выполнена по плану научно-исследовательских работ ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева и по проекту РФФИ (№ 18-05-00152).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем. М.: Наука, 2009. 229 с.
- Картов И.К., Чудненко К.В., Кулик Д.А. и др. Минимизация энергии Гиббса в геохимических системах методом выпуклого программирования // Геохимия. 2001. Т. 39. № 11. С. 1207–1219.
- Кориковский С.П. Контрастные модели проградно-ретроградной эволюции метаморфизма фанерозойских складчатых поясов в зонах коллизии и субдукции // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 45–63.
- Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И. и др. Математическое моделирование надвига как причины формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском кряже // Докл. АН. 2006. Т. 408. № 4. С. 512–516.
- Лиханов И.И. Минеральные реакции в высокоглиноземистых и железистых роговиках в связи с проблемой устойчивости редких минеральных парагенезисов контактового метаморфизма // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 4. С. 301–312.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В. *P-T-t* эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 85–16.
- Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В. и др. Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа // Докл. АН. 2006. Т. 411. № 2. С. 235–39.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В. Коллизионный метаморфизм докембрийских комплексов в заангарской части Енисейского кряжа // Петрология. 2008. Т. 16. № 2. С. 148–73.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1593–1611.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. и др. Зональность граната в метапелитах как следствие трех метаморфических событий в докембрийской истории Енисейского кряжа // Петрология. 2013. Т. 21. № 6. С. 612–631.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. и др. *P-T-t* реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 6. С. 1031–1056.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В. и др. Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. Аккреционная тектоника западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. Т. 52. № 1. С. 28–51.
- Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Савко К.А. и др. Сапфиринсодержащие гранулиты Анабарского щита // Геохимия. 2019. Т. 64. № 5. С. 486–502.
- Ревердатто В.В., Полянский О.П. Эволюция *P-T* параметров в альтернативных моделях метаморфизма // Докл. АН. 1992. Т. 325. № 5. С. 1017–1020.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П. и др. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.
- Склярёв Е.В. Механизмы эксгумации метаморфических комплексов // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 71–75.
- Сухоруков В.П., Туркина О.М. *P-T* тренд метаморфизма и возраст мигматитов северо-западной части Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2018. № 6. С. 673–689.
- Сухоруков В.П., Полянский О.П., Крылов А.А., Зиновьев С.В. Реконструкция *P-T* тренда метаморфизма глиноземистых сланцев Цогтского блока (Монгольский Алтай) на основании зональности граната // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 441–466.
- Abu-Alam T.S., Stuwe K. Exhumation during oblique transpression: The Feiran–Solaf region, Egypt // Journal of Metamorphic Geology. 2009. V. 27. P. 439–459.
- Balen D., Massonne H.-J., Petrinc Z. Collision-related Early Paleozoic evolution of a crustal fragment from the northern Gondwana margin (Slavonian Mountains, Tisia Mega-Unit, Croatia): Reconstruction of the *P-T* path, timing and paleotectonic implications // Lithos. 2015. V. 232. P. 211–228.
- Bell T.H., Riewers M.T., Cihan M. et al. Inter-relationships between deformation partitioning, metamorphism and tectonism // Tectonophysics. 2013. V. 587. P. 119–132.
- Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications // Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. P. 833–856.
- Bucher K., Grapes R. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag: Berlin-Heidelberg, 2011, 8th ed. 428 p.
- Burg J.-P., Schmalholz S.M. Viscous heating allows thrusting to overcome crustal scale buckling: numerical investiga-

- tion with application to the Himalayan syntaxes // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 274. P. 189–203.
- Cagnard F., Barbey P., Gapais D.* Transition between “Archaean-type” and “modern-type” tectonics: Insights from the Finnish Lapland Granulite Belt // *Precambrian Research*. 2011. V. 187. P. 127–142.
- Cai J., Liu F., Liu P. et al.* Metamorphic *P-T* path and tectonic implications of pelitic granulites from the Daqingshan Complex of the Khondalite Belt, North China Craton // *Precambrian Research*. 2014. V. 241. P. 161–184.
- de Capitani C., Petrakakis K.* The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software // *American Mineralogist*. 2010. V. 95. P. 1006–1016.
- Carlson W.D.* Rates and mechanism of Y, REE, and Cr diffusion in garnet // *American Mineralogist*. 2012. V. 97. P. 1598–1618.
- Connolly J.A.D.* Multivariable phase-diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics // *American Journal of Science*. 1990. V. 290. P. 666–718.
- Cruciani G., Franceschelli M., Groppo C.* *P-T* evolution of eclogite-facies metabasite from NE Sardinia, Italy: Insights into the prograde evolution of Variscan eclogites // *Lithos*. 2011. V. 121. P. 135–150.
- Cutts K.A., Kinny P.D., Strachan R.A. et al.* Three metamorphic events recorded in a single garnet: Integrated phase modelling, in situ LA-ICPMS and SIMS geochronology from the Moine Supergroup, NW Scotland // *J. Metamorphic Geology*. 2010. V. 28. P. 249–267.
- England P.C., Thompson A.B.* Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // *J. Petrology*. 1984. V. 25. P. 894–928.
- Ernst W.G.* Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist *P-T* paths // *Geology*. 1988. V. 16. P. 1081–1084.
- Ernst W.G.* Subduction-zone metamorphism, calc-alkaline magmatism, and convergent-margin crustal evolution // *Gondwana Research*. 2010. V. 18. P. 8–16.
- Escuder-Viruete J., Pérez-Estaún A.* Contrasting exhumation *P-T* paths followed by high-*P* rocks in the northern Caribbean subduction–accretionary complex: Insights from the structural geology, microtextures and equilibrium assemblage diagrams // *Lithos*. 2013. V. 160–161. P. 117–144.
- Faryad S.W., Chakraborty S.* Duration of Eo-Alpine metamorphic events obtained from multicomponent diffusion modeling of garnet: a case study from the Eastern Alps // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. V. 150. P. 306–318.
- Fornash K.F., Cosca M.A., Whitney D.L.* Tracking the timing of subduction and exhumation using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ phengite ages in blueschist- and eclogite-facies rocks (Sivrihisar, Turkey) // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2016. V. 171. P. 67.
<https://doi.org/10.1007/s00410-016-1268-2>
- Gerya T.V.* Precambrian geodynamics: concepts and models // *Gondwana Research*. 2014. V. 25. P. 442–463.
- Gerya T.V., Perchuk L.L.* GEOPATH: a new computer program for geothermobarometry and related calculations with the IBM PC computer // IMA. The 15th General Meeting. Beijing. Abstracts. 1990. V. 2. P. 1010.
- Groppo C., Rolfo F.* Counterclockwise *P-T* evolution of the Aghil Range: Metamorphic record of an accretionary mélange between Kunlun and Karakorum (SW Sinkiang, China) // *Lithos*. 2008. V. 105. P. 365–378.
- Harley S.L.* Paragenetic and mineral-chemical relationships in orthoamphibole-bearing gneisses from Enderby Land, east Antarctica: a record of Proterozoic uplift // *J. Metamorphic Geology*. 1985. V. 3. P. 179–200.
- Harley S.L.* The origins of granulites: a metamorphic perspective // *Geological Magazine*. 1989. V. 126. P. 215–247.
- Harley S.L.* Ultrahigh temperature granulite metamorphism (1050 degrees C, 12 kbar) and decompression in garnet (Mg70)-orthopyroxene–sillimanite gneisses from the Rauer Group, East Antarctica // *J. Metamorphic Geology*. 1998. V. 16. P. 541–562.
- Harley S.L.* Extending our understanding of ultrahigh temperature crustal metamorphism // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. 2004. V. 99. P. 140–158.
- Harley S.L.* Refining the *P-T* records of UHT crustal metamorphism // *J. Metamorphic Geology*. 2008. V. 26. P. 125–154.
- He Z., Zhang Z., Zong K. et al.* Metamorphic *P-T-t* evolution of mafic HP granulites in the northeastern segment of the Tarim Craton (Dunhuang block): Evidence for early Paleozoic continental subduction // *Lithos*. 2014. V. 196–197. P. 1–13.
- Kelsey D.E.* On ultrahigh-temperature crustal metamorphism // *Gondwana Research*. 2008. V. 13. P. 1–29.
- Kelsey D.E., Hand M.* On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings // *Geoscience Frontiers*. 2015. V. 6. P. 311–356.
- Krebs M., Maresch W.V., Schertl H.-P. et al.* The dynamics of intra-oceanic subduction zones: A direct comparison between fossil petrological evidence (Rio San Juan Complex, Dominican Republic) and numerical simulation // *Lithos*. 2008. V. 103. P. 106–137.
- Lazaro C., Garcia-Casco A., Rojas Agramonte Y. et al.* Fifty-five-million-year history of oceanic subduction and exhumation at the northern edge of the Caribbean plate (Sierra del Convento mélange, Cuba) // *J. Metamorphic Geology*. 2009. V. 27. P. 19–40.
- Li J., Klemd R., Gao J., John T.* Poly-cyclic metamorphic evolution of eclogite: evidence for multistage burial–exhumation cycling in a subduction channel // *J. Petrology*. 2016. V. 57. P. 119–146.
- Likhanov I.I.* Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfels of the Karatash pluton // *International Geology Review*. 1988. V. 30. № 8. P. 868–877.
- Likhanov I.I.* Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia / Eds. S. Ferrero, P. Lanari, P. Gonsalves, E.G. Grosch. *Metamorphic Geology: Microscale to*

- Mountain Belts // Geological Society. London. Special Publications. 2018. V. 478. P. 98–115; <https://doi.org/10.1144/SP478.11>
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.* Neoproterozoic collisional metamorphism in overthrust terranes of the Transangarian Yenisey Ridge, Siberia // *International Geology Review*. 2011. V. 53. № 7. P. 802–845.
- Likhanov I.I., Santosh M.* Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Research*. 2017. V. 300. P. 315–331.
- Likhanov I.I., Santosh M.* A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // *Precambrian Research*. 2019. V. 328. P. 128–145.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S. et al.* Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia // *Lithos*. 2001. V. 58. № 1–2. P. 55–80.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.* Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *Journal of Metamorphic Geology*. 2004. V. 22. P. 743–762.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. et al.* *P-T-t* constraints on polymetamorphic complexes in the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. V. 113. P. 391–410.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M.* Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos*. 2018. V. 304–307. P. 468–488.
- Pactunc A.D.* MODAN: An interactive computer program for estimating mineral quantities based on bulk composition // *Computers and Geosciences*. 1998. V. 24. P. 425–431.
- Pattison D.R.M.* Instability of Al₂SiO₅ “triple point” assemblages in muscovite + biotite + quartz-bearing metapelites, with implications // *American Mineralogist*. 2001. V. 86. P. 1414–1422.
- Perchuk L.L., Gerya T.V., van Reenen D.D. et al.* Comparable petrology and metamorphic evolution of the Limpopo (South Africa) and Lapland (Fennoscandia) high-grade terrains // *Mineralogy and Petrology*. 2000. V. 69. P. 69–107.
- Powell R., Holland T.J.B.* Optimal geothermometry and geobarometry // *American Mineralogist*. 1994. V. 79. P. 120–133.
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P. et al.* The nature and models of metamorphism. Cham: Springer, 2019. 330 p.
- Robinson D., Beavins R.E.* Diasthermal (extensional) metamorphism at very low grades and possible high grade analogues // *Earth and Planetary Science Letters*. 1989. V. 92. P. 81–88.
- Sandiford M., Powell R.* Some remarks on high-temperature-low-pressure metamorphism in convergent orogens // *J. Metamorphic Geology*. 1991. V. 9. P. 333–340.
- Sakhar T., Schenk V.* Two-stage granulite formation in a Proterozoic magmatic arc (Ongole domain of the Eastern Ghats Belt, India): Part 1. Petrology and pressure–temperature evolution // *Precambrian Research*. 2014. V. 255. P. 485–509.
- Schenk V.* Petrology of felsic granulites, metabasites, ultramafics and metacarbonates from South Calabria (Italy): prograde metamorphism, uplift and cooling of former lower crust // *J. Petrology*. 1984. V. 25. P. 255–298.
- Schmalholz S.V., Podladchikov Y.Y.* Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for the exhumation of high pressure rocks // *Geophysical Research Letters*. 2013. V. 40. P. 1984–1988.
- Sills J.D., Rollinson H.R.* The metamorphic evolution of the Lewisian Complex // Eds. R.G. Park, J. Tarney. Evolution of the Lewisian and comparable Precambrian high grade terrains. Geological Society. London. Special Publications. 1987. V. 28. P. 81–92.
- Spear F.S.* Relative thermobarometry and metamorphic *P-T* paths // Eds. J.S. Daly, R.A. Cliff, B.W.D. Yardley. Evolution of Metamorphic Belts. Geological Society. London. Special Publications. 1989. V. 43. P. 63–82.
- Spear F.S.* Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Washington DC: Mineralogical Society of America Monograph, 1993. 799 p.
- Spear F.S., Hickmott D.D., Selverstone J.* Metamorphic consequences of thrust emplacement, Fall Mountain, New Hampshire // *Geological Society of America Bulletin*. 1990. V. 102. P. 1344–1360.
- Spear F.S., Peacock S.M., Kohn M.J., Florence F.* Computer programs for petrologic *P-T-t* path calculations // *American Mineralogist*. 1991. V. 76. P. 2009–2012.
- Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T., Florence F.* Metamorphic, thermal, and tectonic evolution of central New England // *J. Petrology*. 2002. V. 43. P. 2097–2120.
- Sukhorukov V.P., Turkina O.M., Tessalina S., Talavera C.* Sapphirine-bearing Fe-rich granulites in the SW Siberian craton (Angara-Kan block): Implications for Paleoproterozoic ultrahigh-temperature metamorphism // *Gondwana Research*. 2018. V. 57. P. 26–47.
- Tam P.Y., Zhao G., Sun M. et al.* Petrology and metamorphic *P-T* path of high-pressure mafic granulites from the Jiaobei massif in the Jiao-Liao-Ji Belt, North China Craton // *Lithos*. 2012a. V. 155. P. 94–109.
- Tam P.Y., Zhao G., Zhou X. et al.* Metamorphic *P-T* path and implications of high-pressure pelitic granulites from the Jiaobei massif in the Jiao-Liao-Ji Belt, North China Craton // *Gondwana Research*. 2012b. V. 22. P. 104–117.
- Tsunogae T., van Reenen D.D.* Corundum + quartz and Mg-staurolite bearing granulite from the Limpopo Belt, southern Africa: Implications for a *P-T* path // *Lithos*. 2006. V. 92. P. 576–587.
- Vry J.K., Baker J., Maas R. et al.* Zoned (Cretaceous and Cenozoic) garnet and timing of high grade metamorphism:

- Southern Alps, New Zealand // *J. Metamorphic Geology*. 2004. V. 22. P. 137–157.
- Wan B., Windley B.F., Xiao W. et al. Paleoproterozoic high-pressure metamorphism in the northern North China Craton and implications for the Nuna supercontinent // *Nature Communications*. 2015. V. 6. Article number 8344.
- Waters D.J. Metamorphic history of sapphirine-bearing and related magnesian gneisses from Namaqualand, South Africa // *J. Petrology*. 1986. V. 27. P. 541–565.
- White R.W., Powell R., Clarke G.L. The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, central Australia: constraints from mineral equilibria calculations in the system $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-TiO_2-Fe_2O_3$ // *J. Metamorphic Geology*. 2002. V. 20. P. 41–55.
- Will T.M., Schmadicke E. Isobaric cooling and anti-clockwise *P-T* paths in the Variscan Odenwald Crystalline Complex, Germany // *J. Metamorphic Geology*. 2003. V. 21. P. 469–480.
- Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist*. 2010. V. 95. P. 185–187.
- Xiang H., Zhang L., Zhong Z.Q. et al. Ultrahigh-temperature metamorphism and anticlockwise *P-T-t* path of Paleozoic granulites from north Qinling-Tongbai orogen, Central China // *Gondwana Research*. 2012. V. 21. P. 559–576.
- Yu S., Zhang J., Real P.G.D. Petrology and *P-T* path of high-pressure granulite from the Dulan area, North Qaidam Mountains, northwestern China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. V. 42. P. 641–660.
- Zhai Q.G., Zhang R.Y., Jahn B.M. et al. Triassic eclogites from central Qiangtang, northern Tibet, China: Petrology, geochronology and metamorphic *P-T* path // *Lithos*. 2011. V. 125. P. 173–189.

Metamorphic Indicators for Collision, Extension and Shear Zone Geodynamic Settings of the Earth's Crust

I. I. Likhanov*

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, 630090 Russia

**e-mail: likh@igm.nsc.ru*

An effective method for identifying the tectonic-magmatic causes of metamorphism is the reconstruction and analysis of *P-T-t* paths, which can be used to develop a model of rock evolution with time in the “pressure–temperature–time” coordinates. This approach is most widely used in interpreting the development of orogens with a polycyclic history, where different types of metamorphism are combined in contrasting geodynamic settings. The progress in this direction in recent years is due to the improvement of the instrumental base, precision methods for the study of matter — *in situ* local microanalysis and dating of zonal metamorphic minerals, and the computing apparatus of geothermobarometric procedures using multi-equilibria. The article discusses these issues on the example of geological complexes of various geodynamic nature, which are typical for different types of metamorphism. Reaction microtextures, chemical zoning in minerals, geochronological dating as well as the trajectory of the *P-T* paths provide evidence for the polymetamorphic history, which is recorded by overprinting of early mineral assemblages during subsequent events as a result of different geodynamic processes. A generalized *P-T* diagram was built using data on well-studied metamorphic complexes, which are characterized by the simultaneous presence of prograde and retrograde segments of a *P-T* path. Diagnostic *P-T-t* paths characteristic of rocks formed in zones of active tectogenesis — under collision, extension and in shear zones of the earth's crust — have been established. This paper discusses some of the ambiguous interpretations of *P-T-t* paths in areas with simultaneous manifestation of different metamorphic processes, which requires further research.

Keywords: geothermobarometry, *in situ* geochronology, *P-T-t* paths of metamorphic evolution, tectonic settings

ФЛЮИДЫ ГРАНУЛИТОВ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ¹

© 2020 г. С. А. Бушмин^{a, *}, Е. А. Вапник^{b, **}, М. В. Иванов^a, Ю. М. Лебедева^a, Е. В. Савва^a

^aИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^bDepartment of Geological and Environmental Sciences, Ben-Gurion University of the Negev, Beer-Sheva, 84105 Israel

*e-mail: s.a.bushmin@ipgg.ru

**e-mail: vapnik@bgu.ac.il

Поступила в редакцию 26.02.2019 г.

После доработки 24.04.2019 г.

Принята к публикации 27.05.2019 г.

Особенности флюидов гранулитов высоких давлений изучены на примере *HP* гранулитов (~8.7–11 кбар, ~800–900°C) и сингранулитовых инфильтрационных *HP* метасоматитов (~11–9 кбар, ~920–850°C) Лапландского гранулитового пояса Фенноскандинавского щита. Исследования включали крупномасштабное картирование, микротермометрию флюидных включений, мультиравновесную термобарометрию, расчет активности H₂O по минеральным равновесиям. В основных пироксеновых гранулитах и сингранулитовых метасоматитах (кварцевые бластомилониты с ортопироксеном, силлиманитом, гранатом; жилы и жилородные тела ортопироксен-гранатовых и диопсид-скаполитовых пород) обнаружены одинаковые ассоциации сингенетичных типов флюидных включений (преимущественно в кварце, также в гранате, ортопироксене, скаполите) контрастного химического состава: почти чистые включения CO₂ (заметно преобладают), рассолы (главные соли CaCl₂ и NaCl) и N₂ ± H₂O. Эти три типа включений сосуществуют в одних и тех же генерациях ранних включений: более редких первичных (*p*) и преобладающих первично-вторичных (*ps*). Включения CO₂ – высокой и низкой плотности, включения N₂ – низкой плотности. Включения рассолов обнаруживают широкий диапазон общего содержания солей (до 30–35 мас. %) и разное соотношение концентраций главных солей: *p*-включения с соленостью 20 мас. % CaCl₂ + 10 мас. % NaCl; *ps*-включения с соленостью 5 мас. % CaCl₂ + 20 мас. % NaCl; *p*- и *ps*-включения с соленостью 5–23 мас. % в экв. NaCl; *p*-включения с галитом (до 35 мас. % NaCl). В целом CaCl₂ является преобладающим компонентом среди солей в группе ранних *p*- и *ps*-включений изученных пород. Совокупность имеющихся данных (в том числе, изотопные системы Sr, Nd, кислорода) свидетельствует о том, что при гранулитовом петрогенезисе внешний флюидный поток, по-видимому, был мантийного происхождения. На пике *P-T* параметров захват включений происходил из гетерогенного флюида, в котором одновременно сосуществовали несмешиваемые водно-солевой и богатый CO₂ флюиды, изначально содержащие азот. Данные по химическому составу включений и концентрациям солей, $a_{H_2O} = 0.40–0.51$ сравниваются с теоретическим предсказанием фазового состояния флюида и свойств сосуществующих несмешиваемых флюидных фаз при установленных *P-T* параметрах гранулитового петрогенезиса на основе численных моделей тройных систем H₂O–CO₂–NaCl и H₂O–CO₂–CaCl₂. Для цели термодинамического предсказания рассчитаны сольвусы и положение коннод. Обсуждаются сходство и причины отличия теоретических составов возникающих флюидных фаз от состава флюидных включений, геохимические следствия, связанные с фазовой сепарацией гранулитового флюида (возникновение щелочных концентрированных рассолов и потенциально кислотной богатой CO₂ флюидной фазы, величины массовых и объемных долей этих фаз в зависимости от вариаций состава исходного гомогенного флюида и др.). Таким образом, в диапазоне *P-T* параметров *HP* гранулитов существует обширная область составов H₂O флюидов с разным содержанием CO₂ и хлоридов Na и Ca, в которой гомогенный флюид распадается на контрастные по химическому составу и свойствам флюидные фазы, и эта область значительно расширяется с увеличением содержания CaCl₂. Следовательно, нижняя кора уровня *HP* гранулитовой фации может являться областью зарождения высокотемпературных несмешиваемых флюидов. С одной стороны, это более плотная флюидная фаза относительно щелочных рассолов, с другой – менее плотная потенциально кислотная фаза H₂O–CO₂ флюидов, богатых CO₂. Поступая по региональным проницаемым зонам наверх, эти флюидные фазы глубинного происхождения могут играть важнейшую роль в магматическом, метаморфическом, метасоматическом и рудном петрогенезисе средней и верхней коры.

Ключевые слова: *HP* гранулиты, сингранулитовые *HP* метасоматиты, флюидные включения, рассолы, азот, активность воды, двухфазный флюид

DOI: 10.31857/S0869590320010021

ВВЕДЕНИЕ

Гранулиты, присутствующие во многих метаморфических поясах, особенно докембрийских

щитов, составляют одну из главных частей нижней коры. Поэтому роль и всесторонние характеристики флюидов, участвовавших в глубинном

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.1134/S0869590320010021 для авторизованных пользователей.

HT-HP петрогенезисе, – предмет продолжающихся дискуссий (например, Aranovich, Newton, 1996; Shmulovich, Graham, 1996; Newton et al., 1998; Touret, Huizenga, 2012; Aranovich et al., 2016; Safonov et al., 2018). Ни у кого не вызывает сомнений тот факт, что внешний флюидный поток участвует в гранулитовом петрогенезисе. Однако часто, как очевидное, рассматривается CO_2 флюид и недооценивается роль водно-солевых флюидов из-за распространенных в гранулитах богатых CO_2 флюидных включений. На протяжении длительного периода времени для гранулитового метаморфизма предполагался флюид $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ с низкой активностью воды за счет очень высокого содержания углекислоты (например, Newton et al., 1980). Позднее активно развивалось представление о водно-солевом флюиде с низким содержанием углекислоты, в котором низкая активность H_2O связана с повышенным содержанием солей, причем не только при умеренных, но и при достаточно высоких давлениях (Aranovich, Newton, 1996; Shmulovich, Graham, 1996; Newton et al., 1998; Аранович, 2007; Newton, Manning, 2010; Кориковский, Аранович, 2010; Aranovich et al., 2013; Newton et al., 2014; Manning, Aranovich, 2014). В последние годы также активно развивается представление о достаточно высоком содержании воды при ее низкой активности в гранулитовых флюидах и одновременном сосуществовании разновозрастных рассолов с высокой концентрацией солей и богатых CO_2 флюидов, изотопный состав углерода которых указывает на мантийный источник (например, Touret, Huizenga, 2012; Koizumi et al., 2014). Однако возможность инфильтрации богатого H_2O флюида, его фазовый состав, физико-химические характеристики сосуществующих фаз, происхождение H_2O флюидов с высоким содержанием солей, их сосуществование с CO_2 флюидами остается предметом активных исследований и полемики (например, Аранович, 2017). Дискуссии касаются причин зарождения расплавов, мигматизации и гранитизации, глубинного метасоматоза или гидротермального рудообразования из этих флюидных потоков в верхних частях коры. Не упоминая все многочисленные исследования флюидов гранулитов умеренных и низких давлений (например, Fonarev et al., 1998; Hisada et al., 2005; Takahashi et al., 2018 и ссылки там), отметим, что данных по флюидам *HP* гранулитов, формирующихся при нижнекоревом петрогенезисе, значительно меньше (например, Tsunogae et al., 2002, 2008; Santosh et al., 2004; Touret, Huizenga, 2012 и ссылки там; Кориковский, Аранович, 2010, 2015; Higashino et al., 2013; Fu, Touret, 2014).

Предшествующие исследования флюидных включений в породах Лапландского гранулитового пояса (ЛГП) немногочисленны. По данным

(Klatt, Schoch, 1974; Barbey, Raith, 1990; Фонарев, Крейлен, 1995), известно, что в российской части северо-западного фрагмента ЛГП *HP* гранулиты содержат многочисленные включения CO_2 и включения N_2 , в Финской Лапландии отмечены богатые CO_2 включения и включения рассолов (5–25 мас. % в экв. NaCl). В основу нашего исследования положены результаты изучения в юго-восточном Кандалакшско-Умбинском фрагменте Лапландского гранулитового пояса Фенноскандинавского щита (юг Кольского полуострова, Порья губа Белого моря, Бушмин, Глебовицкий, 2008) флюидных включений в минералах *HP* гранулитов и сингранулитовых инфильтрационных метасоматитов, их термобарометрии, расчетов активности воды по минеральным парагенезисам и сравнения этих данных с предсказанием свойств флюидов на основе термодинамических моделей систем $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ и $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2-\text{CO}_2$. Важно подчеркнуть, что перечисленными методами исследовались одни и те же образцы из названных типов пород. Ранее полученные и опубликованные результаты исследования содержания изотопов кислорода в минералах, использованные при обсуждении результатов настоящего исследования, также были получены при исследовании этих же образцов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ВНЕШНИХ ФЛЮИДНЫХ ПОТОКОВ

Палеопротерозойские тектонические покровы преимущественно основных или кислых *HP* гранулитов Кандалакшско-Умбинского фрагмента ЛГП сложены пакетами пластин, разделенных зонами сдвиговых деформаций с интенсивной бластомилонитизацией (рис. 1). Для этих сдвиговых зон характерна высокая концентрация жил и жилоподобных тел инфильтрационных сингранулитовых метасоматитов разного размера и состава, которые являются свидетельством интенсивных локальных флюидных потоков (Бушмин и др., 2007, 2009) во время гранулитового метаморфизма. Это кварцевые жилы, жилоподобные тела богатых кварцем пород, в том числе кварцевых бластомилонитов, с силлиманитом, ортопироксеном и гранатом (Прияткина, 1977); мафических пород существенно гранатового, ортопироксен-гранатового, ортопироксен-кордиерит-гранатового и кордиерит-ортопироксенового состава (Беляев, 1981); жилы диопсид-скаполитовых, карбонатных и карбонат-диопсидовых пород. На рис. 1 отмечена сдвиговая зона в Порьегубском покрове (преимущественно основные гранулиты) протяженностью более 15 км, в пределах которой были проведены наиболее детальные исследования сингранулитовых метасоматитов. Например, на участке о. Паленый ширина этой зоны около 100 м. На рис. 2 и 3 приведены примеры фотографий жильных тел инфильтрационных сингранулитовых

метасоматитов разного минерального состава и примеры детального крупномасштабного картирования сдвиговых зон, в которых они сосредоточены. Эти примеры приведены, прежде всего, потому, что жильные тела отражают пути инфильтрации глубинных флюидных потоков и результаты их взаимодействия с вмещающими породами. Наблюдаемая в сдвиговых зонах отчетливая пространственная дифференциация вещества, выраженная в интенсивном окварцевании и кварцевых жилах, жилоподобных телах мономинеральных, биминеральных и маломинеральных пород, резко обедненных или обогащенных разными порообразующими элементами, свидетельствует о водном составе флюидных потоков, способных растворять, переносить и переотлагать петрогенные элементы.

ОПИСАНИЕ ПОРОД

Гранулиты

HP гранулиты, в которых развиты сдвиговые зоны с телами изученных инфильтрационных метасоматитов, представляют собой гранат-плагиоклаз-двупироксеновые и гранат-плагиоклаз-ортопироксеновые кристаллические сланцы основного и среднего состава, иногда с тонкими прослоями ортопироксеновых плагиогнейсов. На некоторых участках встречаются прослои $Sil-Grt-Bt \pm Crd \pm Opx^2$ гнейсов. Гранулиты часто слагают пачки “пластинчатых гранулитов” (рис. 4) и могут быть сильно бластомилонитизированы в контактах пластин. В бластомилонитизированных гранулитах при полной перекристаллизации пироксен может образовывать удлиненные пластинообразные зерна. Мигматизация гранулитов проявлена только в отдельных зонах. Двупироксеновые гранулиты представляют собой среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза (30–60%), ортопироксена (2–10%), клинопироксена (5–25%), граната (5–20%), биотита (5–10%), иногда 5–10% амфибола, иногда кварца (1–5%) и калиевого полевого шпата (до 3%). Кварц слагает редкие зерна или сильно вытянутые линзы. Ортопироксеновые гранулиты представляют собой среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза (30–60%), ортопироксена (10–40%), граната (5–20%), кварца (1–7%), биотита (2–10%), иногда калишпата (до 5%). Типичные минеральные ассоциации этих пород (магнетизальность минералов и содержание анортитового минала в *Pl* указаны в подстрочных индексах в мольных %): $Pl_{43-81} + Opx_{52-63} + Cpx_{44-77} + Grt_{19-30} +$

² Исползованные в тексте символы минералов и другие условные обозначения соответствуют (Whitney, Evans, 2010). Также используются обозначения особенностей химического состава минералов. Для граната: $X_{Mg,Ca} = Mg,Ca/(Mg + Fe + Mn + Ca)$; пироксена, кордиерита, биотита, амфибола: $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)$; биотита: $X_{Al} = Al/(Al + Si)$, скаполита: X_{Ca} (содержание мейонита) = $Ca/(Ca + Na + K)$.

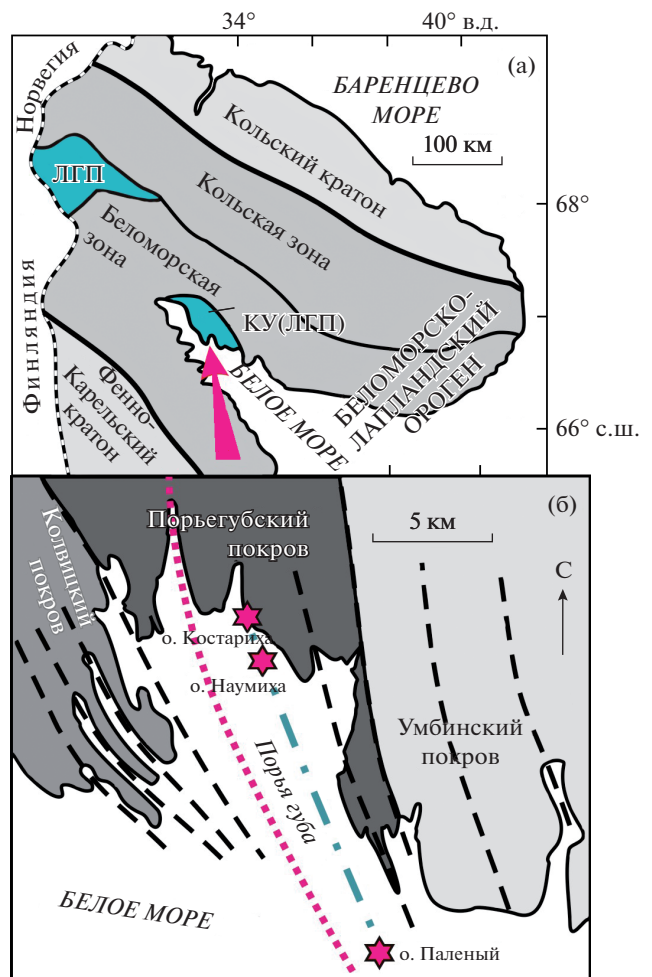


Рис. 1. (а) Положение района исследования на схеме тектонического строения Фенноскандинавского щита (Bushmin, Glebovitsky, 2016). ЛГП – Лапландский гранулитовый пояс, KV – Кандалакшско-Умбинский фрагмент ЛГП. (б) Схема тектонических покровов *HP* гранулитов Кандалакшско-Умбинского фрагмента ЛГП в районе Порьей губы Белого моря (Бушмин и др., 2007). Кольцевой покров: основные гранулиты (метагбронанортозиты); Порьегубский покров: преимущественно основные гранулиты (метаандезито-базальты и метабазальты); Умбинский покров: преимущественно кислые гранулиты (метаосадки). Пунктирные линии: зоны сдвиговых деформаций на границах крупных пакетов тектонических пластин. Пунктирная линия с точками: сдвиговая зона, где были исследованы сингранулитовые *HP* метасоматиты, в том числе участки с ортопироксен-силлиманитовыми породами (красные звездочки). Точечный пунктир: сдвиговая зона с интенсивной локальной эндрбитизацией основных гранулитов – метасоматическая Na–Ca фельдшпатизация и окварцевание, парциальное плавление (мигматиты). Детали см. на рис. 1б.

$+ Bt_{48-59} \pm Hbl_{44-71} \pm Qz \pm Kfs$ и $Pl_{27-91} + Opx_{54-73} + Grt_{20-47} + Bt_{62-83} \pm Qz \pm Kfs$. Все гранаты содержат кальций: в *Cpx-Opx* гранулитах $X_{Ca} = 0.18-0.20$, в *Opx* гранулитах $X_{Ca} = 0.04-0.14$.

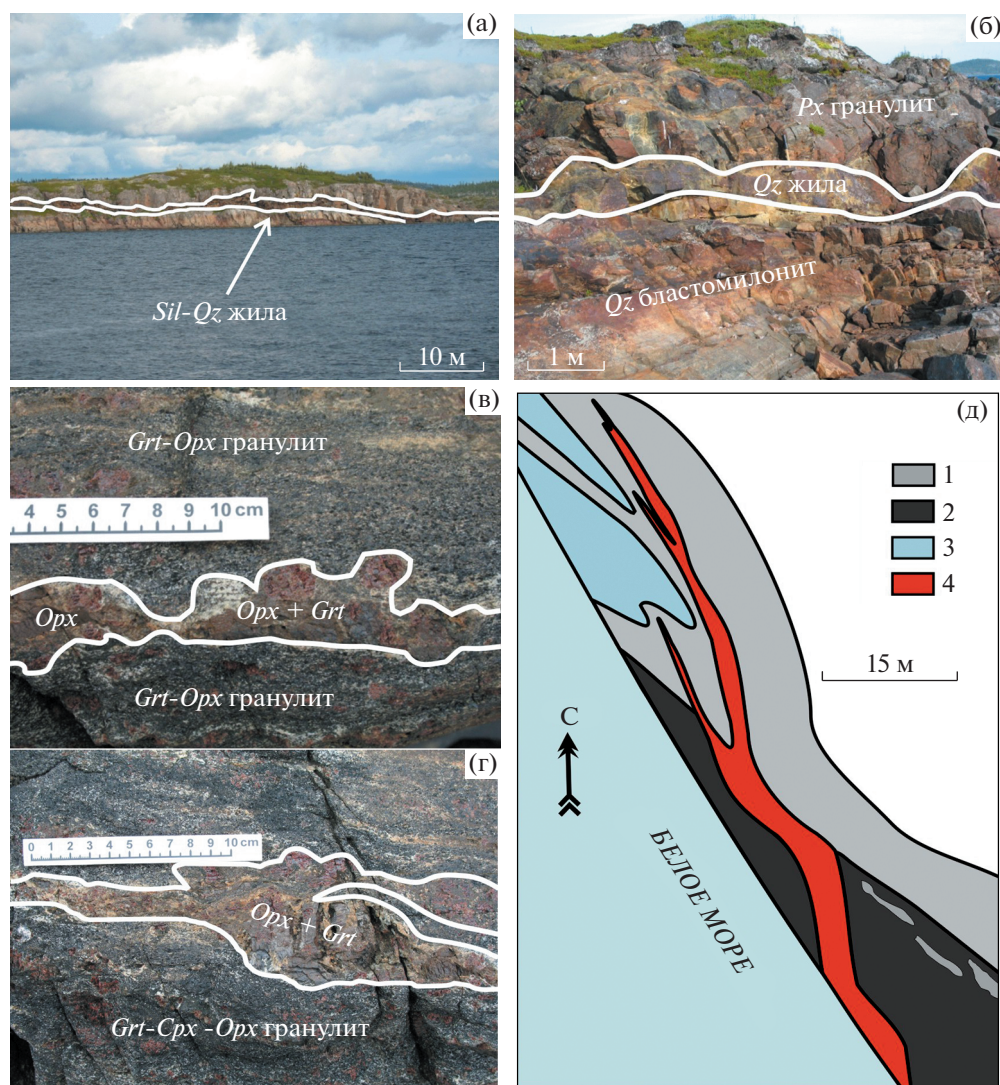


Рис. 2. Примеры жил разного состава и размера в гранулитах Пор'егубского покрова.

(а) – *Qz* жила с *Sil*, в контактах жилы гранулиты blastомилонитизированы, окварцованы – пропитаны кварцем и содержат сетку кварцевых прожилков, зерна кварца могут быть ленточной формы (о. Высокий); (б) – *Qz* жила и жилородное тело *Qz* blastомилонитов (о. Наумиха); (в), (г) – *Opx-Grt* жилы (о. Наумиха); (д) – пример крупномасштабной карты фрагмента сдвиговой зоны (см. рис. 1) с жилородными телами и жилами метасоматитов (губа Костариха): 1 – мезократовые *Px* гранулиты; 2 – меланократовые *Px* гранулиты; метасоматиты: 3 – богатые *Qz* породы, *Qz* blastомилониты с разным содержанием *Grt*, *Pl*, *Bt* ± *Spl* ± *Opx* ± *Sil*; 4 – *Opx-Grt* жила.

Сингранулитовые метасоматиты

Кварцевые blastомилониты

Среди богатых кварцем Mg–Al–Si метасоматических пород с силлиманитом, высокомагнезиальными ортопироксеном и гранатом, часто с биотитом, иногда с кордиеритом, калиевым полевым шпатом для исследования были выбраны *Qz* blastомилониты (рис. 5а), содержащие парагенезис *Qz + Opx + Sil ± Grt*, который является хорошим минералогическим индикатором высоких давлений (например, Aranovich, Podlesskii, 1989; Подлесский, 2003; Бушмин, Глебовицкий, 2008;

Bushmin, Glebovitsky, 2016). Временная связь *Qz* blastомилонитов с пластическими деформациями в региональных сдвиговых зонах среди *HP* гранулитов доказана микроструктурными исследованиями (Козлова и др., 1991). В составе *Qz* blastомилонитов главными минералами, кроме кварца, являются *Sil*, *Opx* и *Grt*, в меньшем количестве может присутствовать *Bt*, *Crd*, *Kfs*, *Ab* и в виде редких зерен шпинель и сапфирин. Они отличаются тонкополосчатой текстурой и обладают всеми признаками blastомилонитов со “струйчатым” распределением минералов, иногда пластинчатой формой зерен пироксена и граната и

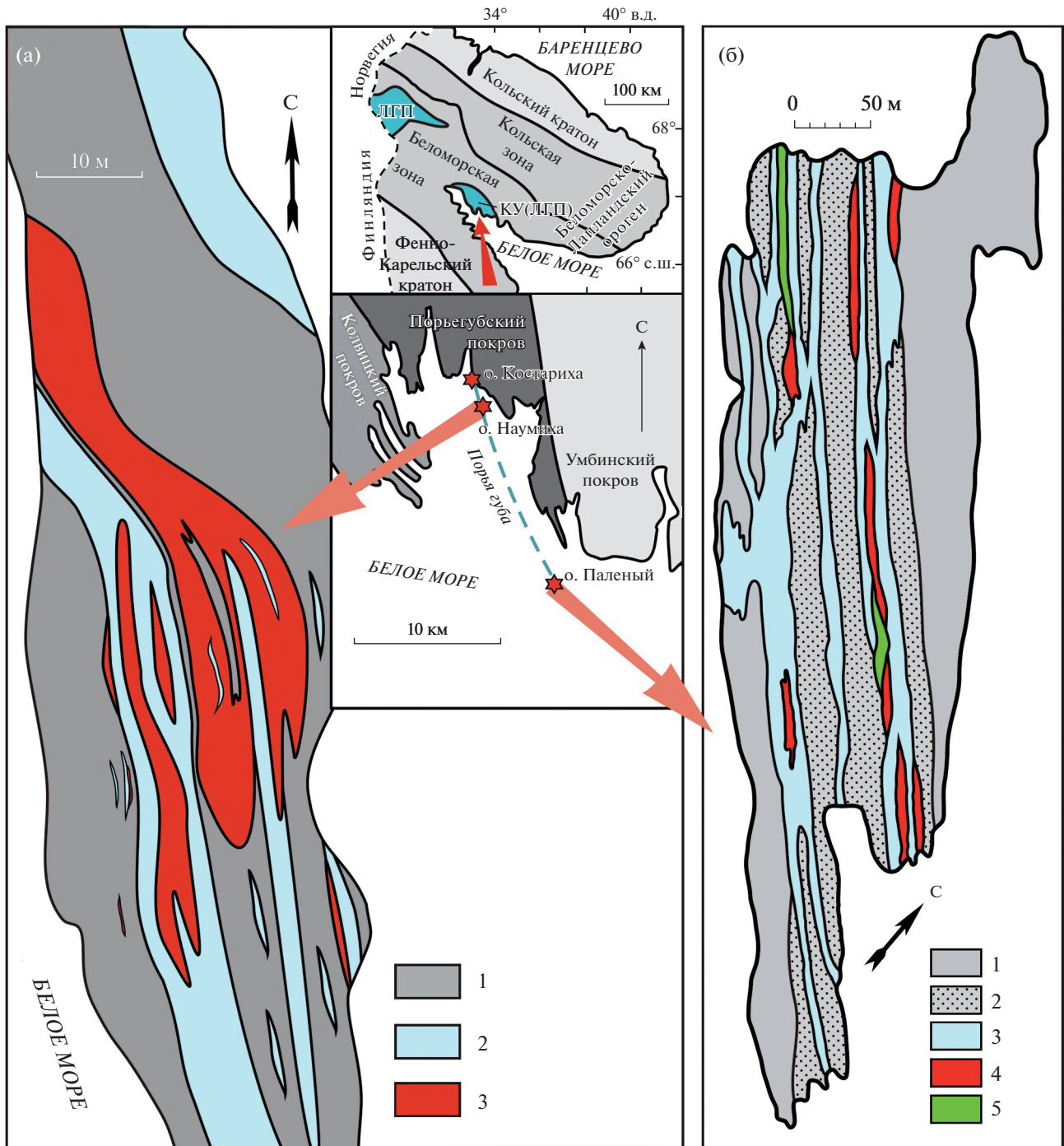


Рис. 3. Примеры крупномасштабных карт фрагментов свдвиговой зоны, в которой сосредоточены жилы и жилоподобные тела метасоматитов разного состава (см. рис. 1).
 (а) – о. Наумиха: 1 – *Grt-Opx-Cpx* и *Grt-Opx* гранулиты мигматизированные; метасоматиты: 2 – богатые *Qz* породы с разным содержанием *Opx, Sil, Grt, Bt, Pl, Crd ± Spl*; 3 – *Grt-Opx* породы с *Bt, Pl, Crd, Qz ± Sil ± Spl*. (б) – о. Паленый: 1 – *Px* гранулиты с редким мелким гранатом, мигматизированные; 2 – *Grt-Px* гранулиты, мигматизированные; сингранулитовые метасоматиты: 3 – богатые кварцем породы, кварциты, *Qz* бластомилониты с разным содержанием *Sil, Opx, Grt, Crd, Bt, Spl, Spr*; 4 – *Opx-Grt* породы с разным содержанием *Sil, Qz, Crd, Spl, Spr*; 5 – *Di-Scp* породы.

отличаются неоднородным отчетливо зональным распределением минералов от полиминеральных до мономинеральных зон (рис. 56). Метасоматическая зональность (Коржинский, 1982) в *Qz* бласто-

милонитах проявлена парагенезисами, в которых число минералов по мере их последовательного замещения и растворения (выщелачивания) закономерно уменьшается вплоть до образования гра-

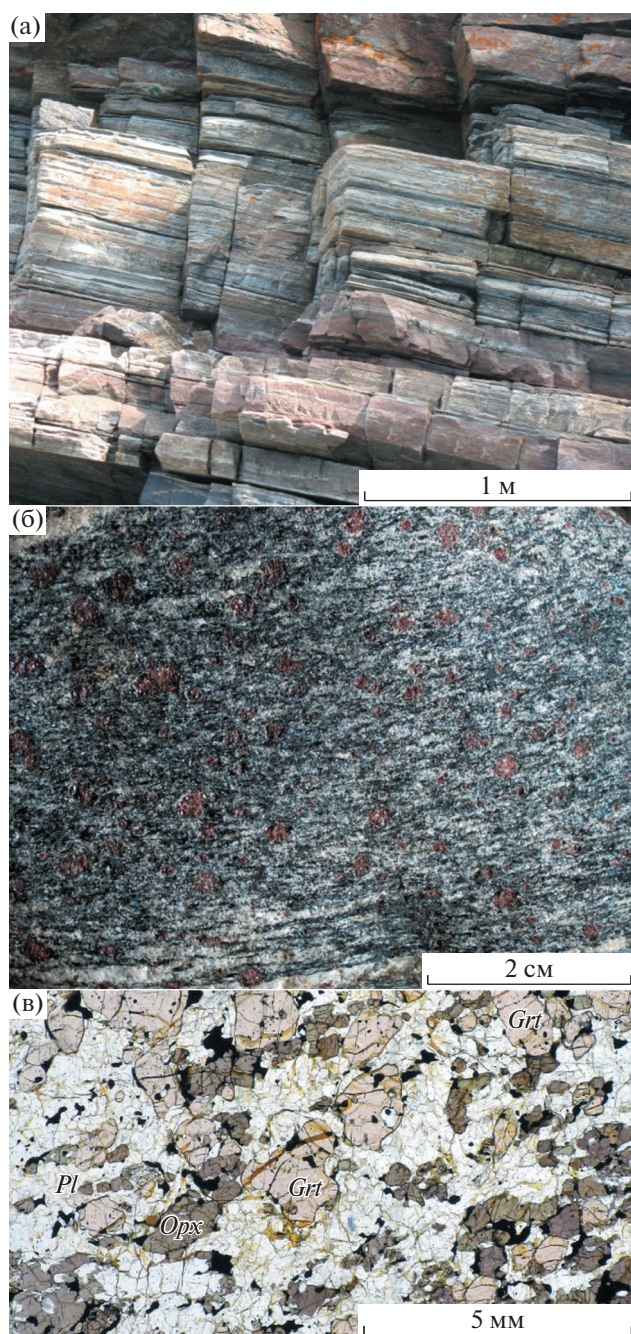


Рис. 4. Пример типичных *Px* гранулитов Порегубского покрова, вмещающих тела сингранулитовых метасоматитов.

(а) – пластины *Px* гранулитов в масштабе обнажения; (б) – образец *Grt-Opx* гранулита; (в) – шлиф *Grt-Opx* гранулита, в *Pl* матрице присутствует кварц.

нат-ортопироксен-силлиманитовых, (*Grt*: $X_{Mg} = 0.57-0.68$; *Opx*: $X_{Mg} = 0.76-0.81$, $Al = 0.36-0.42$), гранат-силлиманитовых (*Grt*: $X_{Mg} = 0.60-0.66$), ортопироксен-силлиманитовых (*Opx*: $X_{Mg} = 0.77-0.79$, $Al = 0.37-0.40$) и силлиманитовых кварцитов с участками или зонами кварцевого и силлиманитового состава (рис. 5б). Кальция в гранатах практи-

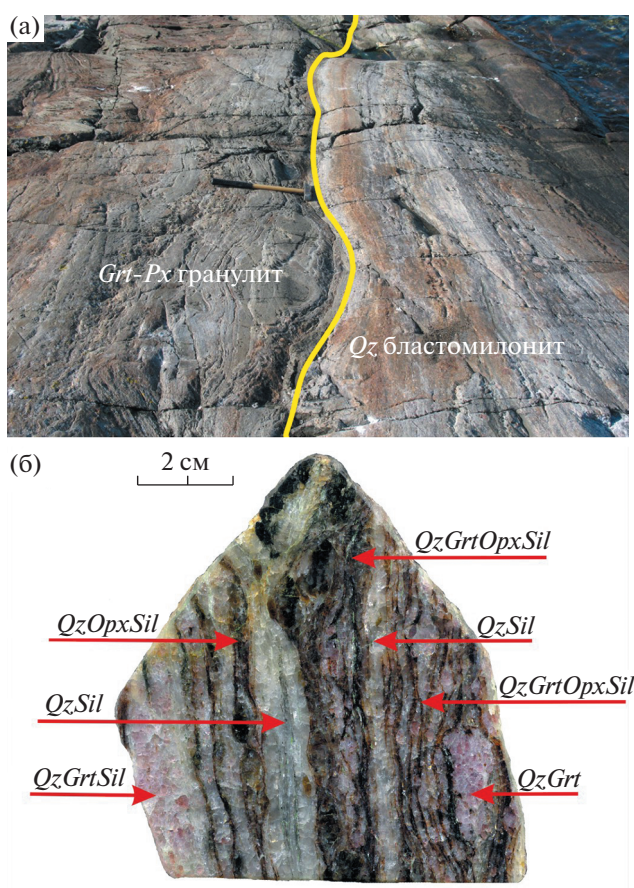


Рис. 5. Сингранулитовые метасоматиты. (а) – пример обнажения с жилноподобным телом *Qz* бластомилонита на контакте с вмещающим *Px* гранулитом (обнажение БЛГ, о. Паленый, см. рис. 3б). (б) – зональный образец *Qz* бластомилонита с отчетливо выраженной минеральной метасоматической зональностью из этого обнажения.

чески нет ($X_{Ca} = 0-0.03$, иногда 0.05). В кварцитах с ортопироксеном и гранатом присутствуют зерна шпинели, контактирующие с кварцем.

Ортопироксен-гранатые и диопсид-скаполитовые жилы

С богатыми кварцем метасоматическим породами ассоциируют в сдвиговых зонах разнообразные по минеральному составу, богатые в разных количествах Fe, Mg, Ca, гигантозернистые, крупнозернистые и среднезернистые порфиробластические и жильные породы: гранатые, силлиманит-ортопироксен-гранатые, кордирит-силлиманит-ортопироксен-гранатые, а также диопсид-скаполитовые породы (рис. 2, 3, 6).

Выбранные для исследования ортопироксен-гранатые жилы, как и *Qz* бластомилониты, со-

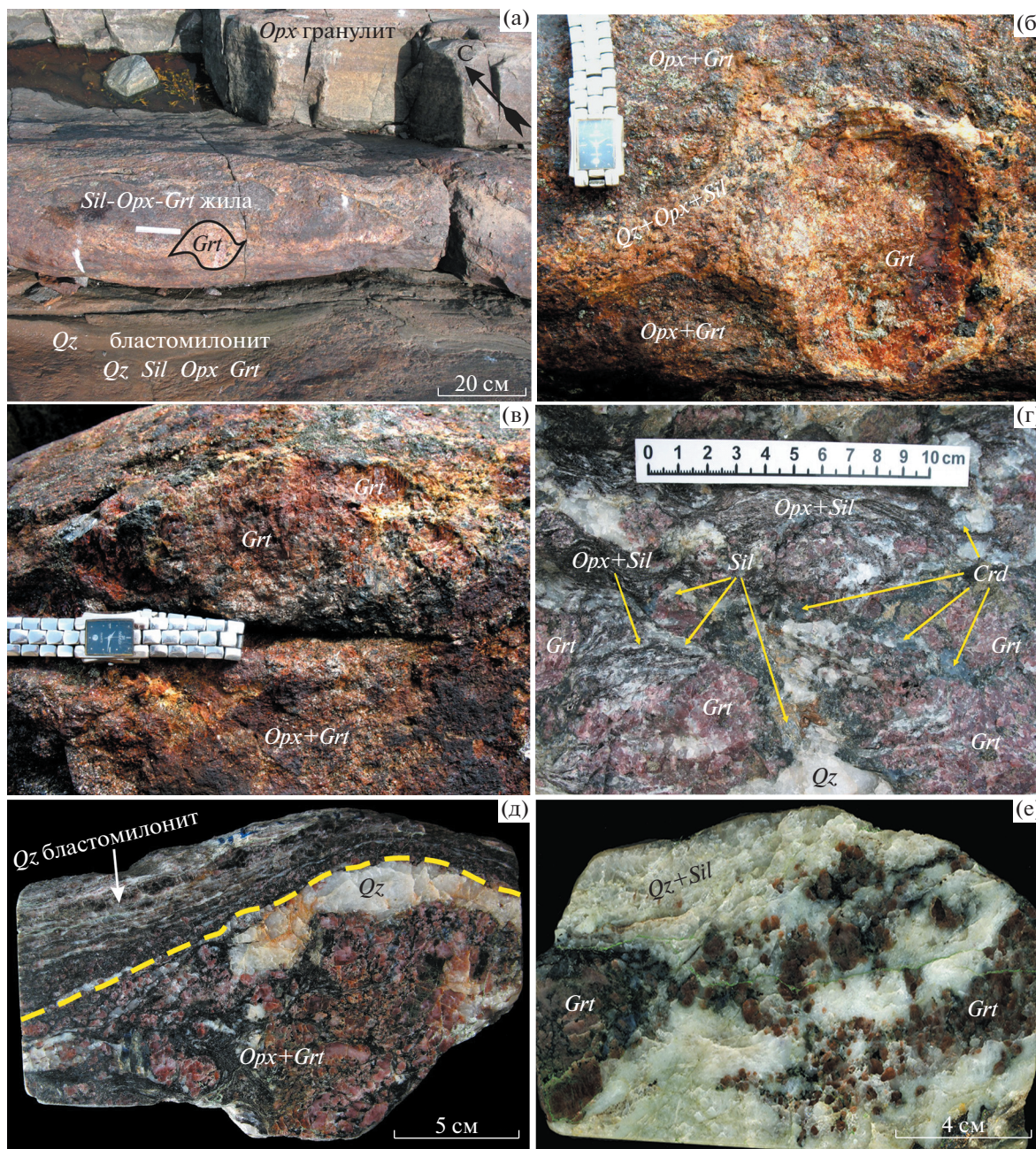


Рис. 6. Сингранулитовые метасоматиты: мафические жильные и жилоподобные породы, ассоциирующие с богатыми кварцем породами в сдвиговых зонах. (а) – жила крупнозернистой *Opx-Grt* породы на контакте с *Qz* бластомилонитом (о. Паленый), S-форма крупного порфиробласта граната с S-образным распределением минеральных включений свидетельствует о синкинематических условиях кристаллизации в сдвиговой зоне; (б), (в) – гигантские гранаты (диаметр до 12–15 см) в жиле крупнозернистой *Opx-Grt* породы (о. Паленый); (г) – жильная крупнозернистая *Crd-Opx-Grt* порода (о. Костариха); (д) – *Opx-Grt* жила на контакте с *Qz* бластомилонитом (о. Паленый); (е) – *Opx-Grt* жилы в *Sil* кварците (о. Паленый).

держали парагенезис *Opx + Sil + Qz*, который являлся минералогическим индикатором высоких давлений. В составе этих жил главными минералами являются гранат ($X_{Mg} = 0.57–0.71$) и ортопироксен ($X_{Mg} = 0.77–0.82$, $Al = 0.38–39$), может

присутствовать *Crd* ($X_{Mg} = 0.87–0.93$), *Bt* ($X_{Mg} = 0.82–0.94$, $X_{Al} = 0.32–0.33$). Кордиерит может быть как матричным минералом, так и входить в состав минеральных оторочек и симплектитов вокруг граната. Содержание кальция в гранатах,

как и в гранатах Qz бластомилонитов, очень низкое ($X_{Ca} = 0.02-0.05$). В подчиненном количестве присутствуют Sil , Qz , в небольшом количестве может присутствовать калиевый полевой шпат, иногда присутствуют шпинель и сапфирин. Изученные диопсид-скаполитовые жилы на участке о. Паленый ассоциируют с телами Qz бластомилонитов и $Opx-Grt$ пород (рис. 3) и по геологическим взаимоотношениям являются относительно более поздними. В составе этих жил главными минералами являются скаполит и диопсид, присутствуют Tm и Qz . Преимущественно жилы сложены парагенезисом $Scp + Di$, в котором скаполит более кальциевый (содержание мейонита 77–81 мол. %), а диопсид более магниевый ($X_{Mg} = 0.7$). Однако в жилах присутствуют и локальные небольшие участки и прожилки, сложенные более поздним парагенезисом этих же минералов. В них скаполит более натриевый (содержание мейонита 71–74 мол. %) и диопсид более железистый ($X_{Mg} = 0.4$).

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ

Метод исследования

Выделены первичные, первично-вторичные и вторичные генетические типы флюидных включений. Первичные включения (p) представлены отдельными, единичными включениями или группами включений, объемно расположенными в зернах минералов. Они образуются во время кристаллизации минералов на стадиях роста. Первично-вторичные (ps) и вторичные (s) включения образуют плоскости или линейные зоны. Зоны первично-вторичных включений не выходят за пределы минерального зерна и возникают, как и первичные, в зонах микродефектов во время кристаллизации минерала или за счет первичных включений при их перераспределении в другие дефекты или микроразрывы (например, Van den Kerkhof, Hein, 2001). Таким образом, они относятся к категории относительно ранних включений, первоначально образовавшихся при кристаллизации минерала. Вторичные включения расположены в плоскостях и зонах пересекающих границы минеральных зерен. Их химический состав может быть аналогичен составу первичных включений в результате, например, миграции включений внутри кристаллов (Зонова и др., 1996; Baumgartner et al., 2014 и ссылки там), но может и отличаться от состава первичных включений в результате преимущественной потери H_2O или CO_2 из включений за счет селективной диффузии и дефектов кристалла (Baumgartner et al., 2014; Bakker, Doppler, 2016; Bakker, 2017). В большинстве случаев вторичные включения появляются в связи с совершенно другими процессами

позднего флюидного воздействия, и поэтому их состав отличается от составов первичных и первично-вторичных включений (например, Roedder, 1984).

Исследования включений выполнено методом микротермометрии. По температуре плавления ($-56.6^\circ C$) замороженного включения выделены включения CO_2 . Однако определяемые температуры плавления углекислотных включений обычно занижены до $-58.0^\circ C$, что предполагает присутствие азота либо метана в веществе включений (Van den Kerkhof, 1988). Гомогенизация включений CO_2 наблюдалась в жидкую фазу. По температуре гомогенизации CO_2 ($ThCO_2$) определялась плотность CO_2 . Иногда присутствующие во включениях CO_2 кристаллы твердой фазы идентифицированы рамановской спектроскопией как карбонат (кальцит). Включения азота были выделены по их гомогенизации в газовую фазу вблизи критической точки азота ($-147.0^\circ C$). У части таких включений гомогенизация в газовую фазу наблюдалась при повышенных температурах (до $-120.0^\circ C$), что предполагает примесь углекислоты во включениях. В водно-солевых включениях определялись начальные и конечные температуры плавления льда. Начальные температуры плавления льда ($Tm1$) позволяют определять тип водно-солевой системы (Борисенко, 1977), конечные температуры плавления льда (Tmf) позволяют судить о концентрации солей во включении. Измерения $Tm1$, главным образом, от -60 до $-30^\circ C$ при понимании, что возможно присутствие и катионов Mg , Fe , K , позволили предполагать систему $CaCl_2-NaCl-H_2O$, и концентрация этих солей определялась по тройной диаграмме $CaCl_2-NaCl-H_2O$ (Crawford, Hollister, 1986; Oakes et al., 1990; Zwart, Touret, 1994; Steele-MacInnis et al., 2011; Chu et al., 2016 и ссылки там). Для включений, имеющих Tmf выше $-21^\circ C$, концентрация соли на основании конечных температур плавления льда представлена в эквивалентных значениях $NaCl$ (Bodnar, Vityk, 1994). Ряд включений содержит кристаллы галита. По температуре растворения галита определялась концентрация солей в таких включениях (Bodnar, Vityk, 1994).

Включения в гранулитах

Включения CO_2

Первичные и первично-вторичные включения CO_2 высокой плотности. Высокоплотные p -включения CO_2 редки, многочисленные ps -включения CO_2 повышенной плотности в кварце, редко в гранате, иногда содержат кристаллики карбоната. $TmCO_2$ около $-57...-58^\circ C$, пик $ThCO_2$ от -24 до $-20^\circ C$. Первичные включения очень мелкие, и поэтому не удалось сделать для них количественные изме-

рения, получены данные только для *ps*-включений³, см. ESM_1.pdf (Suppl. 1)^a. Так как *Tm* чисто-го включения CO₂ = -56.6°C, то снижение *Tm* до -58°C, по-видимому, связано с присутствием CH₄ или азота. Высокоплотные включения ассоциируют с *ps*-включениями азота и с включениями рассола с высокой концентрацией соли.

Вторичные включения CO₂ низкой плотности. Вторичные включения с *Th*CO₂ от +2 до +28°C в кварце. В некоторых *s*-включениях присутствует H₂O с низкой концентрацией солей, см. ESM_1.pdf (Suppl. 1). Вода с низким содержанием солей характерна для вторичных водно-солевых включений и ее обнаружение в низкоплотных включениях CO₂, скорее всего, связано с поздним перезаполнением.

Включения рассола и азота

Включения рассола редки. Первично-вторичные включения с *Tm1* -60°C и *Tmf* от -18 до -16°C (вероятно, растворы CaCl₂ с 21–20 мас. % в экв. NaCl), а также включения с разным соотношением солей CaCl₂ и NaCl (*Tm1* от -53 до -42°C и *Tmf* от -36 до -24°C: соленость 25 мас. % CaCl₂ + 5 мас. % NaCl и 7 мас. % CaCl₂ + 18 мас. % NaCl соответственно) наблюдаются в кварце между высокоплотными *p*- и *ps*-включениями CO₂ и многочисленными *ps*-включениями азота. Вторичные включения рассола низкой солености (*Tmf* около -0.5°C: сульфатные и карбонатные растворы) обычно встречаются в ассоциации с *s*-включениями азота низкой плотности, гомогенизирующими в газовую фазу.

³ Гистограммы и изохоры включений представлены на соответствующих рисунках к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно.

^a Suppl. 1, ESM_1.pdf. Гранулиты: гистограмма включений CO₂ высокой плотности (*ps* – первично-вторичные включения) и низкой плотности (*s* – вторичные включения).

^b Suppl. 2, ESM_2. Сингранулитовые метасоматиты (MS): гистограммы первичных (*p*), первично-вторичных (*ps*) и вторичных (*s*) включений CO₂ в *Qz* бластомилонитах (*Qz-Blm*).

^c Suppl. 3, ESM_3. Сингранулитовые метасоматиты (MS): гистограммы первичных (*p*), первично-вторичных (*ps*) и вторичных (*s*) включений рассолов и азота в *Qz* бластомилонитах (*Qz-Blm*).

^d Suppl. 4, ESM_4. Сингранулитовые метасоматиты (MS): гистограммы первичных (*p*), первично-вторичных (*ps*) и вторичных (*s*) включений CO₂ и азота в ортопироксен-гранатовых жилах (*Opx-Grt*).

^e Suppl. 5, ESM_5. Сингранулитовые метасоматиты (MS): гистограмма первичных (*p*) и первично-вторичных (*ps*) включений CO₂ в дипсид-скаполитовых жилах (*Di-Scp*).

^f Suppl. 6, ESM_6. Изохоры включений CO₂.

Включения в сингранулитовых метасоматических породах

В сингранулитовых метасоматических породах разного состава (богатые кварцем породы, в том числе кварцевые бластомилониты; жилы и жилоподобные тела мафических ортопироксен-гранатовых, гранат-кордиерит-ортопироксеновых и дипсид-скаполитовых пород), как и во вмещающих гранулитах, обнаружены ассоциации включений CO₂, рассола и азота. Обращает на себя внимание, что в целом в метасоматитах включений заметно больше, чем во вмещающих гранулитах (рис. 7–11).

Включения в кварцевых бластомилонитах

Включения CO₂

Первичные и первично-вторичные включения CO₂ высокой плотности. Среди *p*- и *ps*-включений CO₂ (наблюдались только в кварце) высокой плотности (*Th* до -32°C) преобладают *ps*-включения, а *p*-включения (*Th* -18...-20°C) единичны, см. ESM_2.pdf (a) (Suppl. 2)^b. Иногда присутствуют кристаллы карбоната. Зоны таких *ps*-включений обычно близки к направлениям бластомилонитовой полосчатости.

Первичные, первично-вторичные и вторичные включения CO₂ низкой плотности. В целом, по сравнению с включениями высокой плотности, включения низкой плотности заметно преобладают. Группа низкоплотных *p*- и *ps*-включений CO₂ (*Th* до +32°C с пиком +22°C) объединяет, см. ESM_2.pdf (b) (Suppl. 2) многочисленные *ps*-включения в матричном кварце и в кварце, включенном в гранат, десятки *ps*-включений в кварце, включенном в ортопироксен и редкие *ps*-включения в гранате. Первичные включения низкой плотности единичны и встречены только в кварце, заключенном в ортопироксен. Группа низкоплотных *s*-включений (*Th* от +6 до +32°C с пиком +22°C) представлена включениями в кварце и только редкие из них заключены в кварце внутри граната, см. ESM_2.pdf (c) (Suppl. 2). Большинство низкоплотных включений CO₂ распределяется не только в зонах *ps*-включений как вдоль, так и перпендикулярно бластомилонитовой полосчатости, но часто присутствуют в зонах *s*-включений, расположенных только ортогонально бластомилонитовой полосчатости.

Включения рассола

Исследовано около 100 водно-солевых включений (CaCl₂ и NaCl, *Tm1* до -50°C), см. ESM_3.pdf (a, b) (Suppl. 3)^c. Первичные и *ps*-включения присутствуют в матричном кварце и в кварце, заключенном в гранат и ортопироксен.

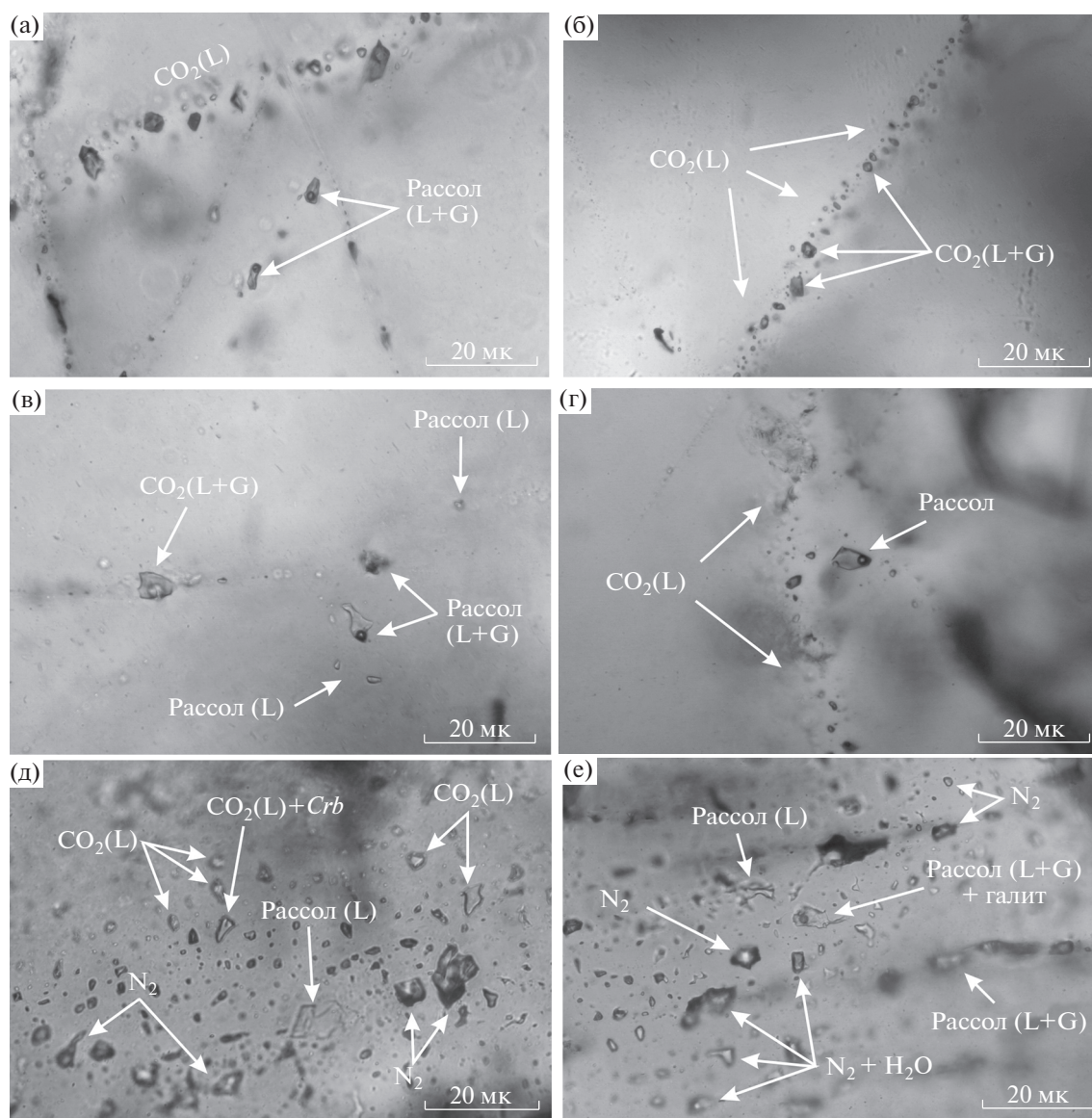


Рис. 7. Сингранулитовые метасоматиты (Q_2 бластомилонит): ассоциации первичных и первично-вторичных включений CO_2 , рассола и N_2 в матричном кварце из зоны кварцита с гранатом и силлиманитом (см. рис. 5б). (а) – *ps*-включения CO_2 (L) высокой плотности, рядом группа включений рассола (G + L), обр. Л4-1в; (б) – *ps*-включения CO_2 с высокой (L) и низкой (L + G) плотностью, обр. Л4-1в; (в) – включение CO_2 (L+G) и включения рассола (L+G), обр. Л4-1в; (г) – *ps*-включения CO_2 (L) высокой плотности и включения рассола со слабо анизотропной фазой, обр. Л4-1б; (д) – ассоциация *ps*-включений CO_2 высокой плотности, рассола и N_2 , обр. БЛГ-г; (е) – включения рассола и крупное включение рассола с галитом среди включений азота, обр. БЛГ-1а. L – жидкая фаза, G – газовая фаза, Crb – карбонат.

Наряду с включениями повышенной солености (*p*- и *ps*-включения с соленостью в диапазоне 10–23 мас. % в экв. NaCl) и включениями высокой солености (*p*-включения в кварце с 20 мас. % CaCl_2 + 10 мас. % NaCl, *ps*-включения в кварце с 5 мас. % CaCl_2 + 20 мас. % NaCl и с 5–23 мас. % в экв. NaCl), встречены редкие включения с галитом. Эти первичные включения рассола с галитом находятся не только в матричном кварце, но и в кварце, заключенном в зерна граната и ортопирок-

сена. Включения с галитом в кварце, заключенном в гранат, находятся среди азотных включений. В азотных включениях довольно часто вокруг газового пузыря азота присутствует водная фаза, но обычен также только газовый пузырь азота без водной фазы. В водно-азотных включениях водная фаза имеет низкую соленость, которая в целом типична для этого типа включений. В этих включениях с галитом растворение галита наблюдалось при $T = 170^\circ\text{C}$, что соответствует солено-

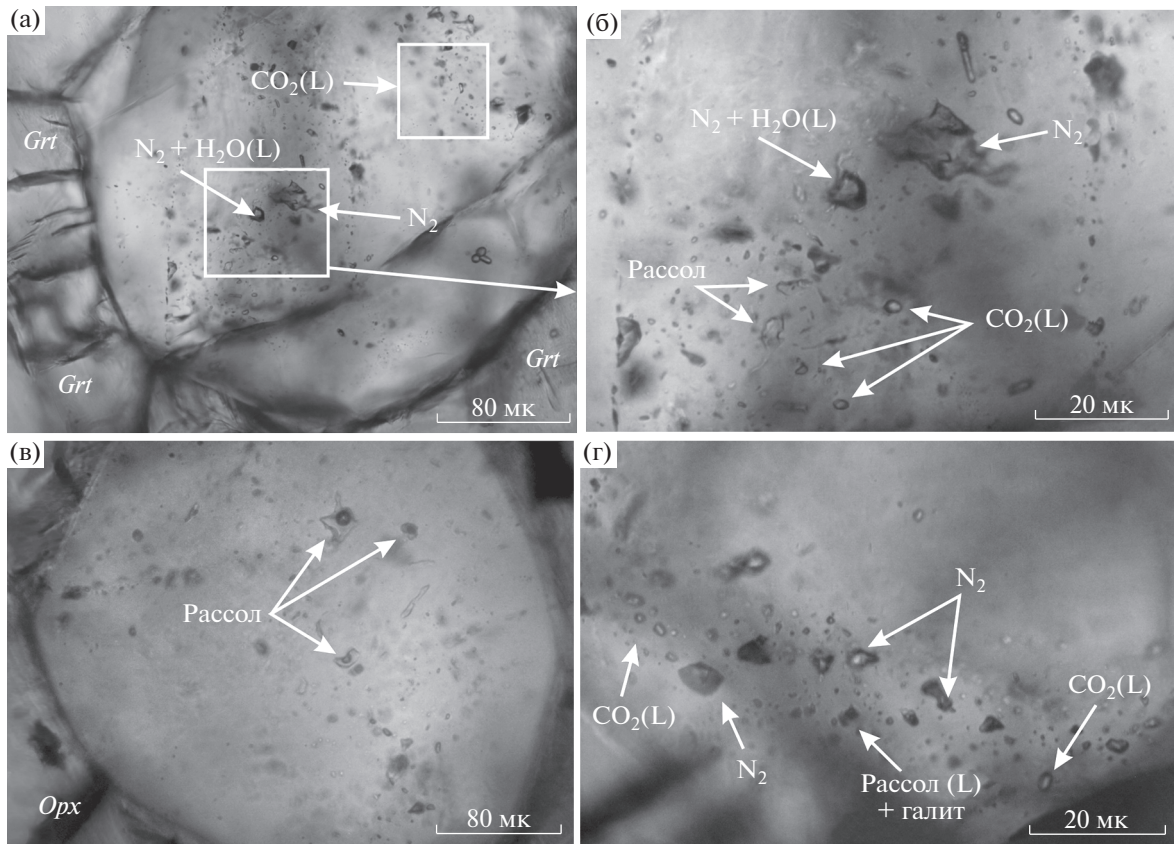


Рис. 8. Сингранулитовые метасоматиты (Q_2 бластомилонит): первично-вторичные флюидные включения в зоне кварцита с гранатом, ортопироксеном и силлиманитом (см. рис. 5б), обр. БЛГ-16. (а), (б) – ассоциация включений CO_2 высокой плотности, рассола и N_2 в зерне кварца, заключенном в гранат; (в), (г) – ассоциация включений CO_2 высокой плотности, рассола и N_2 (часто с H_2O) в зерне кварца, заключенном в ортопироксен. L – жидкая фаза.

сти 30.5 мас. %. Включения с галитом в кварце, заключенном в ортопироксен, найдены среди *ps*-включений CO_2 и водно-солевых *ps*-включений с низкой соленостью. Во включениях этого типа растворение галита наблюдалось при $T = 260^\circ C$, что соответствует солености 35 мас. %. Включения с галитом в матричном кварце найдены среди азотных и CO_2 включений. Во включениях этого типа растворение галита наблюдалось при $T = 175^\circ C$, что соответствует солености 30.5 мас. %. Исследованные включения с галитом были мелкими, наблюдать в них удалось только окончание растворения галита и по этой температуре получить информацию о концентрации $NaCl$ (30–35 мас. %). Случай получения начальной температуры плавления льда около $-50^\circ C$ указывает на присутствие $CaCl_2$. Если принять во внимание обычное присутствие двух солей $CaCl_2$ и $NaCl$ во включениях рассола, то общая соленость во включениях с галитом может превышать 30–35 мас. %.

Включения солей кальция и натрия, вероятнее всего, отражают солевой состав флюида, так как хлорид магния достоверно обнаружен только во

включениях в магнезиальном гранате, а соли кальция и натрия во включениях в минералах, не содержащих кальция и натрия. Во включениях с $T_{m1} = -31^\circ C$ может быть чистый хлорид магния, а может быть и смесь натриево-кальциевых растворов. Включения с T_m ниже $-31^\circ C$, вероятнее всего, содержат смеси солей. Такая неопределенность в составе солей часто позволяет говорить о величинах солености только в эквиваленте $NaCl$.

Включения азота

Включения азота присутствуют во многих образцах кварцевых бластомилонитов. Довольно часто вокруг газового пузыря азота присутствует водная фаза. Обычно соленость этой водной фазы низкая. Обычен также только газовый пузырь азота без водной фазы. Как было отмечено выше, при описании включений рассола, включения азота могут ассоциировать с включениями повышенной солености, но часто ассоциируют и с включениями низкой солености.

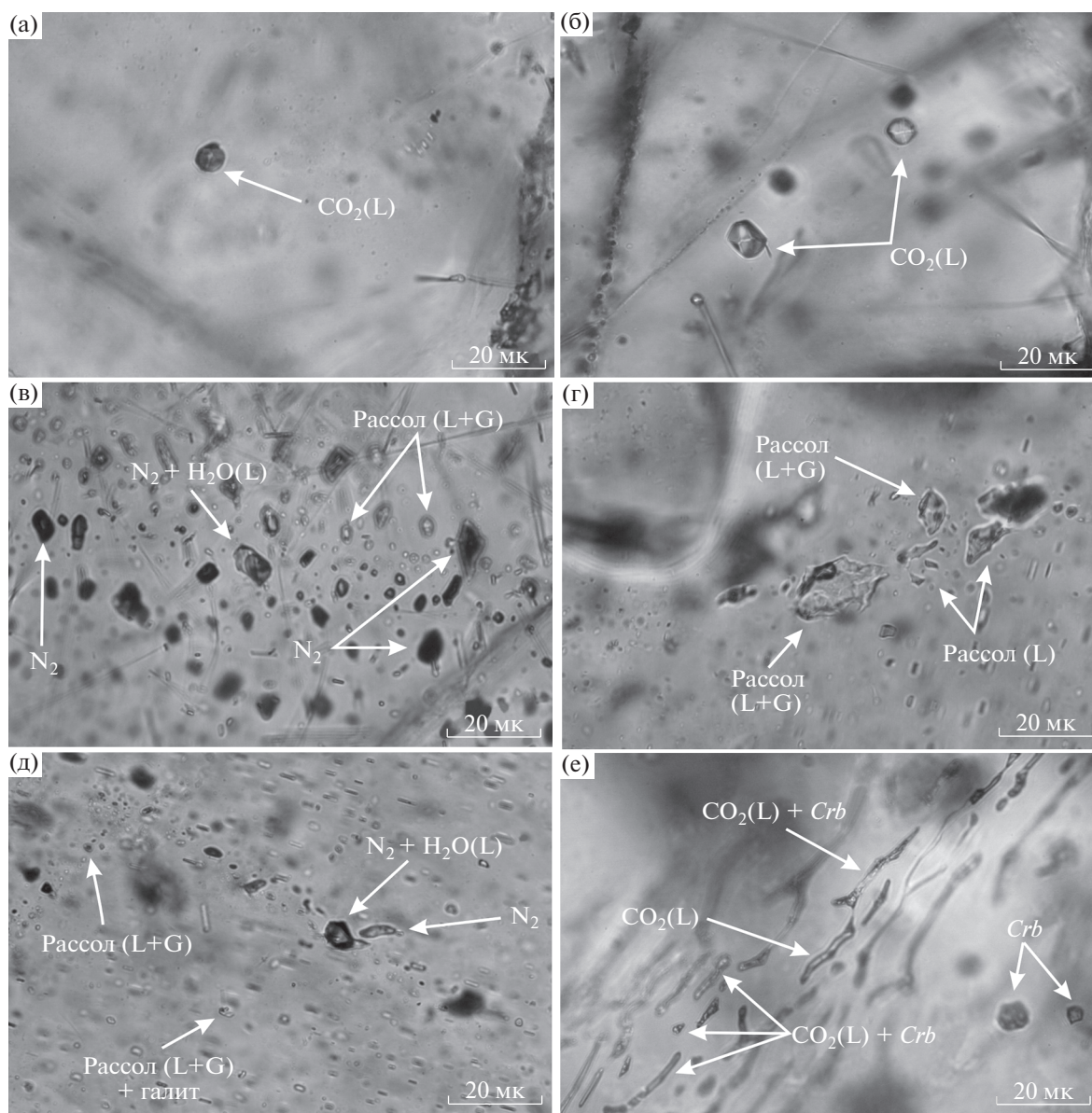


Рис. 9. Сингранулитовые метасоматиты (*Орх-Грт* жила): включения CO_2 высокой плотности, рассола и N_2 . (а) – *p*-включение CO_2 с формой отрицательного кристалла в кварце, обр. Л4-2б; (б) – *ps*-включения CO_2 с формой отрицательного кристалла в кварце, обр. Л4-2б; (в) – ассоциация *ps*-включений рассола и *ps*-включений N_2 в кварце, многие включения N_2 содержат H_2O , обр. Л4-2б; (г) – *ps*-включения рассола низкой солёности в кварце, обр. Л4-2е; (д) – ассоциация *ps*-включений рассола высокой солёности и N_2 в кварце, обр. Л4-2е; (е) – червеобразные *ps*-включения CO_2 в крупном порфиробласте граната, обычные для включений такого состава в гранате, обр. Л4-2г. L – жидкая фаза, G – газовая фаза, Crb – карбонат.

Первично-вторичные включения азота. Преобладающая часть *ps*-включений азота. см. ESM_3.pdf (с) (Suppl. 3) присутствует в матричном кварце, реже они встречается в кварце, заключенном в гранат и ортопироксен. Азотные включения низкоплотные, с Th в газовую фазу часто выше -147°C (критическая точка азота), что, видимо, связано с присутствием CO_2 во включениях. Также в них часто видна H_2O и они находятся в ассоци-

ции с первично-вторичными включениями рассола низкой солёности до 3–4 мас. % в экв. NaCl.

Вторичные включения азота. Низкоплотные *ps*-включения азота, см. ESM_3.pdf (д) (Suppl. 3), встреченные только в матричном кварце, также как и низкоплотные *ps*- и *s*-включения CO_2 распределены по линейным зонам. Как и в *ps*-включениях, в *s*-включениях азота также можно предполагать наличие CO_2 , часто присутствует H_2O и

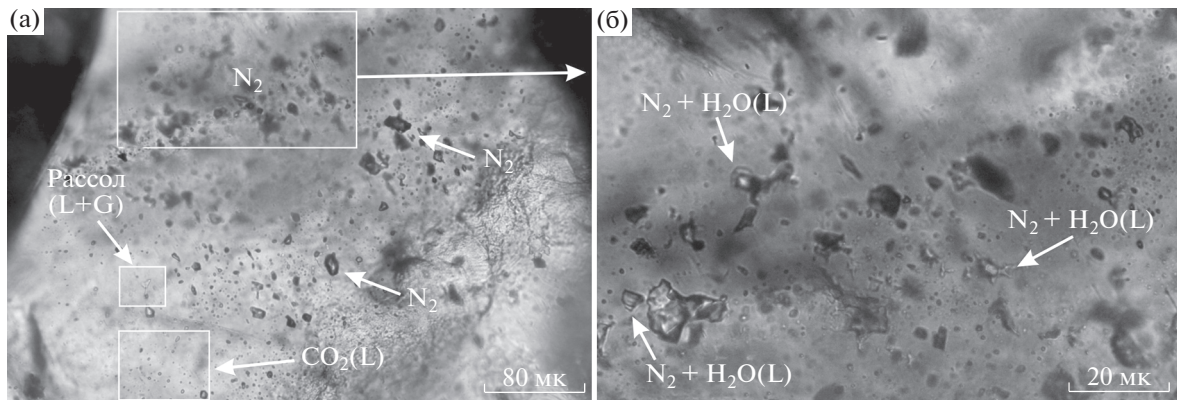


Рис. 10. Сингранулитовые метасоматиты (*Opx-Grt* жила): (а) – ассоциация *ps*-включений CO_2 высокой плотности и *ps*-включений N_2 в кварце, заключенном в крупное зерно граната, обр. Л4-3; (б) – увеличенный участок с включениями N_2 . L – жидкая фаза, G – газовая фаза.

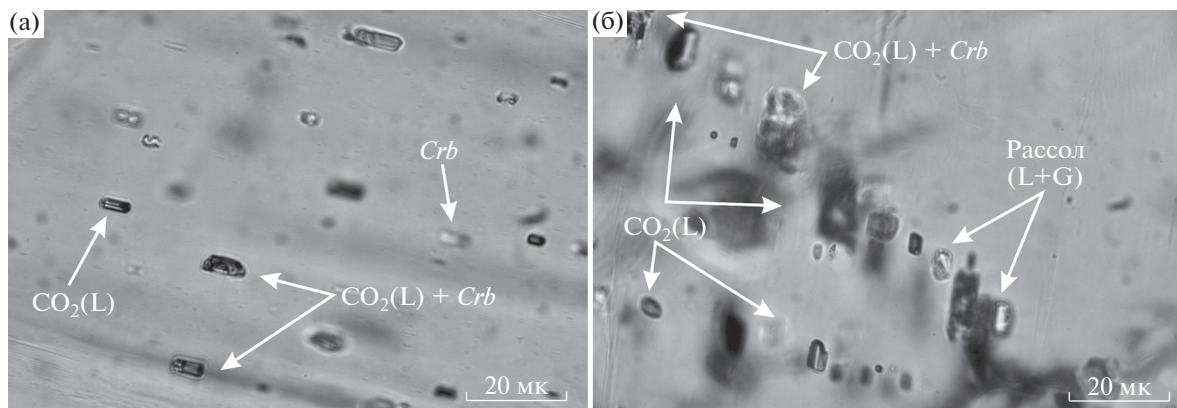


Рис. 11. Сингранулитовые метасоматиты (диопсид-скаполитовая жила): включения CO_2 высокой плотности в скаполите, обр. Б880-226. (а) – *p*-включения CO_2 , некоторые содержат карбонат; (б) – *ps*-включения CO_2 , с карбонатом и без него, в ассоциации с включениями рассола. L – жидкая фаза, G – газовая фаза, Crb – карбонат.

они находятся в ассоциации с включениями рассола низкой солености до 3–4 мас. % в экв. NaCl.

Включения в ортопироксен-гранатовых жильных породах

Включения CO_2

Так же как и в кварцевых blastsmilonites, среди *p*- и *ps*-включений CO_2 в минералах *Opx-Grt* жил преобладают *ps*-включения, многочисленны *s*-включения, а *p*-включения единичны. Они представлены группами включений высокой и низкой плотности, но преобладают включения низкой плотности.

Первичные и первично-вторичные включения CO_2 высокой плотности. Высокоплотные *p*- и *ps*-включения CO_2 (T_h до -22°C) встречены только в матричном кварце между преобладающими в породе зернами ортопироксена и граната, см. ESM_4.pdf (a) (Suppl. 4)^d.

Первично-вторичные и вторичные включения CO_2 низкой плотности. Так же как и в кварцевых blastsmilonites, многочисленные низкоплотные *ps*-включения (T_h до $+32^\circ\text{C}$, пик $+12^\circ\text{C}$) найдены как в матричном кварце, так и в главном матричном минерале – гранате или кварце, заключенном в гранат, см. ESM_4.pdf (a) (Suppl. 4). Также многочисленные низкоплотные *s*-включения (T_h до $+30^\circ\text{C}$, пик $+26^\circ\text{C}$) присутствуют в кварце и реже встречаются в кварце, заключенном в гранат, см. ESM_4.pdf (b) (Suppl. 4).

Включения рассола

В *Opx-Grt* жилах обнаружены редкие *ps*-включения рассола в матричном кварце со смесью солей CaCl_2 и NaCl ($T_{m1} = -42$ и -26°C) и соленостью 21–10 мас. % в экв. NaCl. Как и в кварцевых blastsmilonites, найдены редкие включения с галитом среди *ps*-азотных включений в кварце, заключенном в гранат. Эти включения декрипитировали при $T \sim 220^\circ\text{C}$, значит температура растворе-

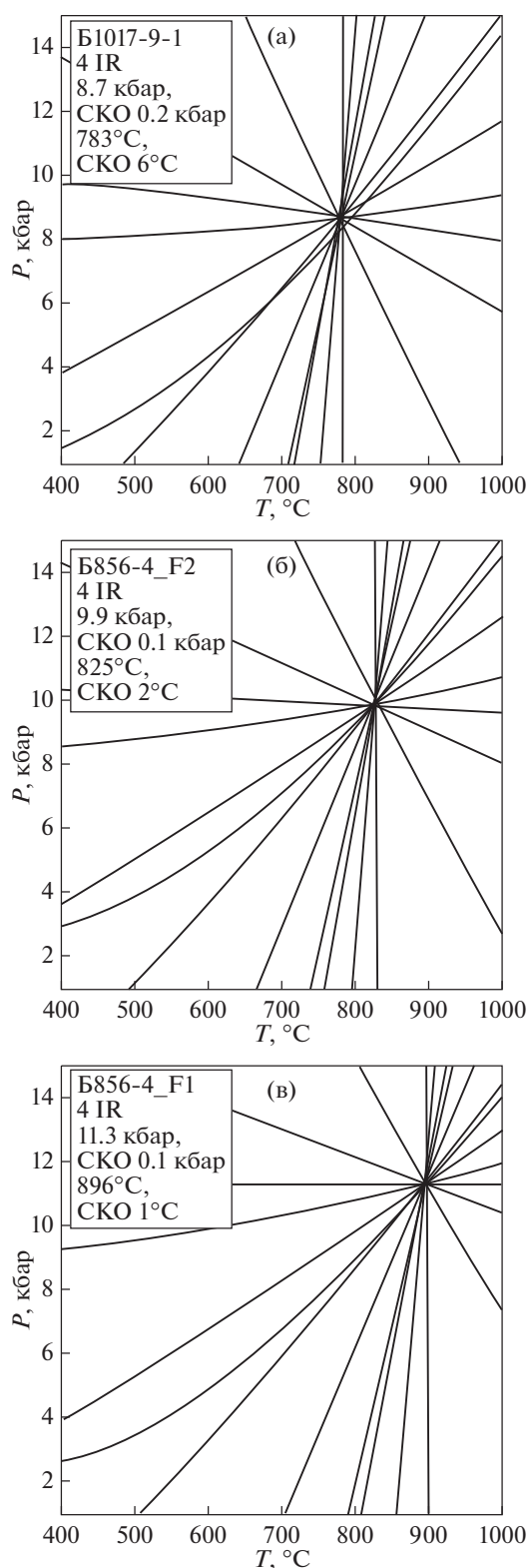


Рис. 12. Примеры расчета методом TWEEQU P - T параметров гранулитов: (а) – Px гранулит (Pl , Grt , Orx , Qz , Bt), обр. Б1017-9-1, о. Костариха; (б), (в) – Px гранулит (Grt , Orx , Pl , Bt , Qz), обр. Б856-4_F2 и Б856-4_F1, о. Паленый. IR – число независимых реакций, SKO – среднеквадратичное отклонение.

ния галита больше 220°C и соленость рассола более 33 мас. % NaCl. Вероятно, в них присутствует и CaCl_2 . Также в матричном кварце присутствуют поздние s -включения низкой солености (до 4 мас. % в экв. NaCl), часто встречающиеся в ассоциации с включениями азота.

Включения азота

Во многих образцах Orx - Grt жил немногочисленные p - и ps -включения азота присутствуют как в матричном кварце, так и в кварце, заключенном в ортопироксен и гранат, см. ESM_4.pdf (c) (Suppl. 4). Так же как и в кварцевых blastsмилонитах, по-видимому, часть включений содержит примесь CO_2 , часто вокруг газового пузыря азота видна H_2O и они ассоциируют с водными низкосолеными включениями (до 3–4 мас. % в экв. NaCl). Некоторые включения азота не содержат H_2O .

Включения в диопсид-скаполитовых жильных породах

Включения CO_2

По геологическим данным диопсид-скаполитовые жилы более поздние по отношению к кварцевым и ортопироксен-гранатовым породам. Включения найдены только в скаполите. *Первичные и первично-вторичные включения CO_2* в скаполите небольшой плотности (Th от -4 до $+20^{\circ}\text{C}$), близкой к низкоплотным вторичным включениям ранних метасоматитов, см. ESM_5.pdf (Suppl. 5)^е. Поэтому разуплотнение включений ранних метасоматитов, видимо, связано по времени с деформациями во время образования этих жильных пород.

Включения рассола и азота

Включения рассола и азота в диопсид-скаполитовых жилах изучить не удалось. Были обнаружены только очень мелкие включения, в которых не было видно фазовых изменений, но которые по форме, внешнему виду аналогичны включениям H_2O -соль и азота, широко проявленным в других типах изученных пород.

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Мультиравновесная термобарометрия

Термобарометрия пород выполнена методом TWEEQU (Verma, 1991), который позволяет не только рассчитать искомые величины P и T , но и проверить равновесность использованных при этом составов минералов. Для расчетов применена взаимосогласованная база данных Р.Дж. Бермана и Л.Я. Арановича (Verma, Aranovich, 1996) версии 2.02b, которая наиболее подходит для гранулитовых ассоциаций. Результаты мультиравно-

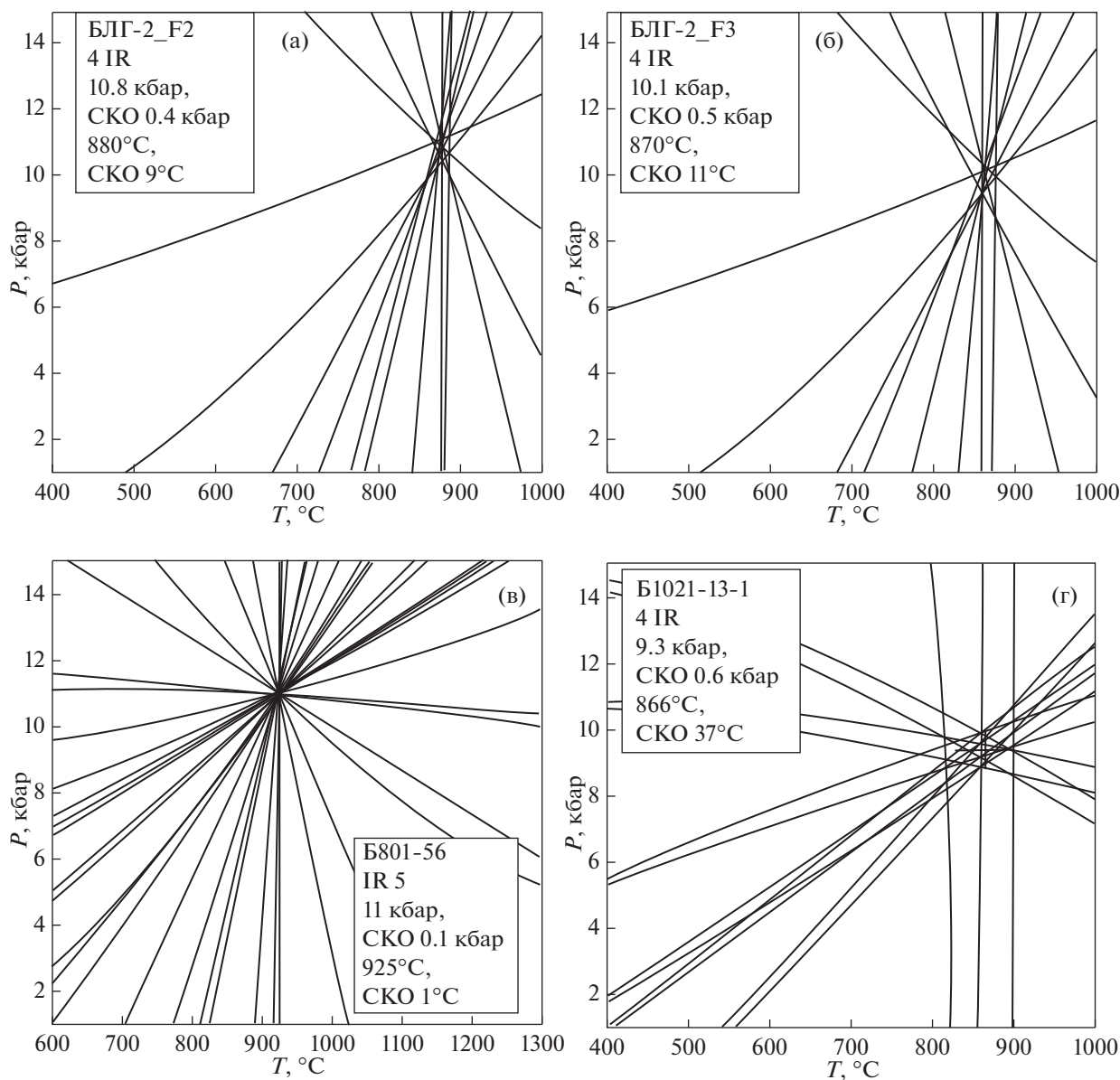


Рис. 13. Примеры расчета методом TWEEQU P - T параметров сингранулитовых метасоматитов: (а), (б) – кварцевые blastsмилониты (Qz, Opx, Sil, Grt, Bt), обр. БЛГ-2_F2 и БЛГ-2_F3, о. Паленый; (в), (г) – мафические жилы: (в) – Opx - Grt порода с Bt, Sil, Pl, Qz , обр. Б801-56, о. Паленый и (г) – Crd - Opx порода с Pl, Qz, Sil, Bt, Grt , обр. Б1021-13-1, о. Костариха. IR – число независимых реакций, СКО – среднее квадратичное отклонение.

весной термобарометрии гранулитов и сингранулитовых метасоматитов района исследования опубликованы в работах (Бушмин и др., 2007; Лебедева и др., 2012). Для тех образцов, в которых изучались флюидные включения, получены следующие интервалы вариаций P - T параметров: для гранулитов ~ 8.7 – 11 кбар и ~ 800 – 900°C , для сингранулитовых метасоматических кварцевых blastsмилонитов ~ 11 – 9 кбар и ~ 920 – 850°C , для жил мафических ортопироксен-гранатовых пород ~ 11 – 8 кбар и ~ 925 – 850°C . Примеры результатов расчета P - T параметров методом мультирав-

новесной термобарометрии показаны на рис. 12, 13. Пиковые P - T условиях кварцевых и мафических метасоматитов подтверждены анализом парагенезисов минералов – во всех изученных породах сохранялся неизменный HP парагенезис $Opx + Sil + Grt + Qz$.

Изохоры флюидных систем

Изохоры построены на основании данных по температурам гомогенизации CO_2 в первичных и первично-вторичных включениях, см. ESM_6.pdf

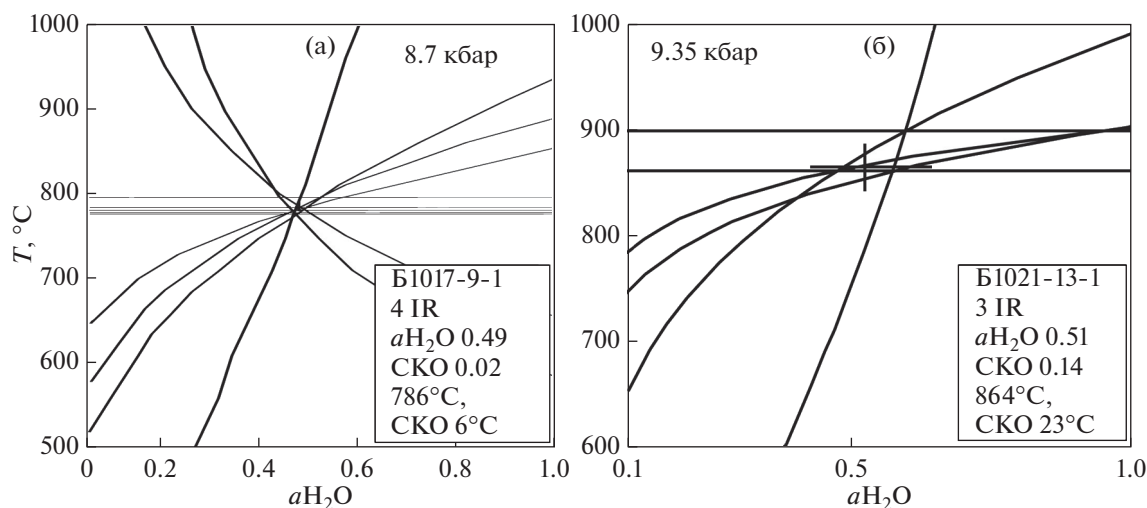


Рис. 14. Пример расчета активности H_2O в гранулитах и сингранулитовых метасоматитах на участке о. Костариха: (а) — Px гранулит ($Pl, Grt, Opx, Qz, Bt, Kfs$), обр. Б1017-9-1; (б) — метасоматическая $Crd-Opx$ жильная порода ($Opx, Crd, Qz, Sil, Bt, Kfs, Pl, Grt$), обр. Б1021-13-1. IR — число независимых реакций, СКО — среднее квадратичное отклонение.

(Suppl. 6)^f. Величины давления оценены по наиболее плотным включениям. Для вмещающих гранулитов $T = 800–900^\circ C$ соответствуют $P \sim 7–7.5$ кбар, см. ESM_6.pdf (Suppl. 6). Для метасоматических кварцевых blastsмилонитов $T = 850–920^\circ C$ соответствуют $P \sim 8–8.5$ кбар, см. ESM_6.pdf (Suppl. 6). Эти более низкие оценки давления с использованием изохор близки к таковым в гранулитах ($\sim 8–9$ кбар) и к величинам давления начала ретроградного минералообразования в метасоматитах (~ 9 кбар), полученным методами мультиравновесной термобарометрии. Такая разница в величинах (1–1.5 кбар) флюидного давления (включения) и метаморфического давления (термобарометрия) систематически отмечается во многих гранулитах (например, Touret, 2001). Все остальные первично-вторичные и вторичные включения, обладающие пониженной и низкой плотностью, связываются нами с поздними ретроградными стадиями — с процессами разуплотнения при вскрытии включений во время их пространственного перераспределения в зернах минералов во вторичные цепочки поздних структурных дефектов. А также с поздними гидротермальными процессами в гранулитах. К последним относятся проявленные в районе исследования низкотемпературные процессы образования рудных карбонатных жил на месторождениях серебра и гидротермальные процессы, сопровождавшие внедрение даек лампроитов при эксгумации гранулитов.

РАСЧЕТ АКТИВНОСТИ H_2O (a_{H_2O}) ПО МИНЕРАЛЬНЫМ ПАРАГЕНЕЗИСАМ

Расчеты величин активности воды по равновесным минеральным парагенезисам с биотитом

и калиевым полевым шпатом в гранулитах и сингранулитовых метасоматитах выполнены методом TWEEQU, описание которого приводилось выше в разделе “Термобарометрия” и который позволяет также оценить активность воды во флюиде. И в гранулитах, и в метасоматитах встречаются только единичные парагенезисы, подходящие для расчета a_{H_2O} . Примеры результатов расчета приведены на рис. 14.

Расчитанные величины активности воды при формировании гранулитов ($a_{H_2O} \sim 0.49$), вмещающих зоны сингранулитовых инфильтрационных метасоматитов, и самих метасоматитов ($a_{H_2O} \sim 0.51$) оказались близкими и достаточно большими. Полученные значения a_{H_2O} согласуются с устойчивостью магнезиального и высокотитанистого глиноземистого биотита в гранулитах и его широкой устойчивостью в метасоматических породах. Магнезиальные биотиты с небольшим содержанием Cl могут сосуществовать с флюидом, богатым Cl при $P-T$ условиях гранулитовой фации (Aranovich, Safonov, 2018). В ряде случаев исследованные биотиты содержат Cl, который наряду с Ti, также стабилизирует биотит при высоких температурах (например, Hammerli, Rubenach, 2018). Устойчивость биотита, содержащего Cl в HP гранулитах, отмечалась в ряде исследований (например, Higashino et al., 2013) и связывалась с инфильтрацией богатого Cl флюида в локальных сдвиговых зонах при $P-T$ параметрах, близких к пиковым ($850^\circ C$ и 11 кбар). Обращает на себя внимание, что вычисленные значения активности воды во флюиде близки к оценкам (0.38–0.40), полученным ранее в районе, где проведены наши исследования (Кориковский, Аранович, 2015), но оказа-

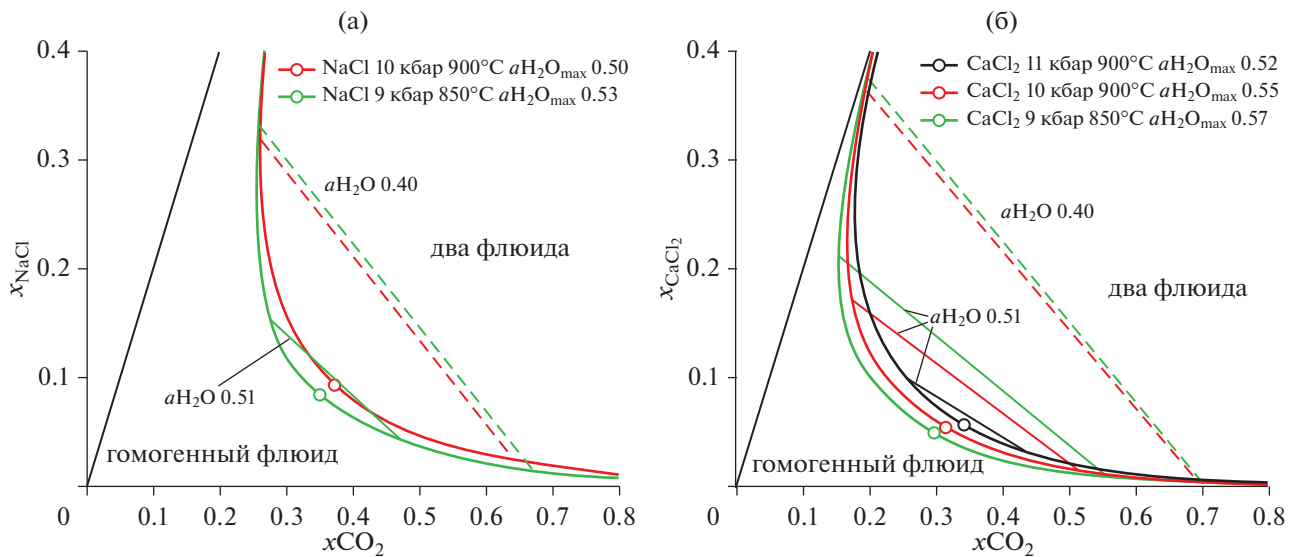


Рис. 15. Фрагменты фазовых диаграмм флюидных систем H_2O-CO_2-NaCl (а) и $H_2O-CO_2-CaCl_2$ (б) при $P-T$ параметрах HP гранулитовой фации. Толстые линии – линии сольвуса, разделяющие области гомогенного и двухфазного флюида, конноды сосуществующих флюидных фаз – тонкие линии ($a_{H_2O} = 0.51$) и пунктир ($a_{H_2O} = 0.40$).

лись значительно выше оценок (0.10–0.35), полученных для минеральных ассоциаций гранулитов в северо-западном фрагменте ЛГП (Фонарев, Крейлен, 1995). Скорее всего, более высокие оценки a_{H_2O} в работах последних лет связаны с ревизией $P-T$ условий реакций дегидратации биотита, проведенных в (Aganovich, Newton, 1998; Berman et al., 2007). В то же время для гранулитов других районов мира имеются данные как о низких, так и о высоких значениях активности воды (Newton et al., 2014 и ссылки там). Например, для пиковых $P-T$ условий гранулитового комплекса Лимпопо (~900°C, 9 кбар) были получены величины $a_{H_2O} = 0.40-0.55$ (Hisada et al., 2005; Koizumi et al., 2014). Полученные нами оценки согласуются также с оценками $a_{H_2O} = 0.4-0.6$ при образовании аналогичных ортопироксен-гранат-калишпат-кварцевых и калишпат-ортопироксен-силлиманит-гранат-кварцевых метасоматических пород среди HP гранулитов Кольской гранулито-гнейсовой области в районе пос. Кица (Бушмин, 1996; Доливо-Добровольский, 2002).

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ: ФАЗОВЫЙ СОСТАВ И ХАРАКТЕРИСТИКИ ФЛЮИДА

Мы выполнили термодинамическое предсказание возможного фазового состояния гранулитовой флюидной системы на основе моделей тройной системы H_2O-CO_2-NaCl (Аранович и др., 2010б) и $H_2O-CO_2-CaCl_2$ (Ivanov, Bushmin, 2018; Иванов, Бушмин, 2019), рассчитав положение сольвуса при установленных $P-T$ параметрах изу-

ченных HP гранулитов и сингранулитовых метасоматитов (рис. 15).

В поле двухфазного флюида возможно провести конноды, принимая во внимание состав флюидных включений, содержания солей ($CaCl_2$ и $NaCl$) во флюидных включениях рассолов и величины a_{H_2O} , полученные нами и известные по литературным данным. Учитывая содержания солей во включениях рассолов (до ~30–35 мас. % соли) и значение $a_{H_2O} \sim 0.51$, рассчитанное по минеральным равновесиям, проведены конноды (рис. 15), отражающие теоретические составы сосуществующих несмесимых флюидных фаз. В системе $NaCl-H_2O-CO_2$ (рис. 15а) нижний конец конноды соответствует CO_2-H_2O флюидной фазе с малым количеством соли (8 мас. %) и близкими величинами мольных долей H_2O (~0.5) и CO_2 (0.4). Верхний конец конноды соответствует рассолу (30 мас. % соли) с низким содержанием CO_2 ($x \sim 0.2$).

Поле двухфазного флюида в системе $CaCl_2-CO_2-H_2O$ заметно шире и конноды с $a_{H_2O} = 0.51$ могут быть проведены для всех трех представленных на рис. 15б линий сольвуса. Нижние концы коннод соответствует H_2O-CO_2 флюидной фазе также с малым количеством соли (5–12 мас. %) и близкими величинами мольных долей H_2O (~0.44–0.55) и CO_2 (~0.42–0.55). Верхние концы коннод соответствуют концентрированному рассолу (34–50 мас. % соли) и крайне низкому содержанию CO_2 ($x \sim 0.05-0.21$). Возможные причины отклонения модельного состава флюидных фаз от состава наблюдавшихся чистых включений рас-

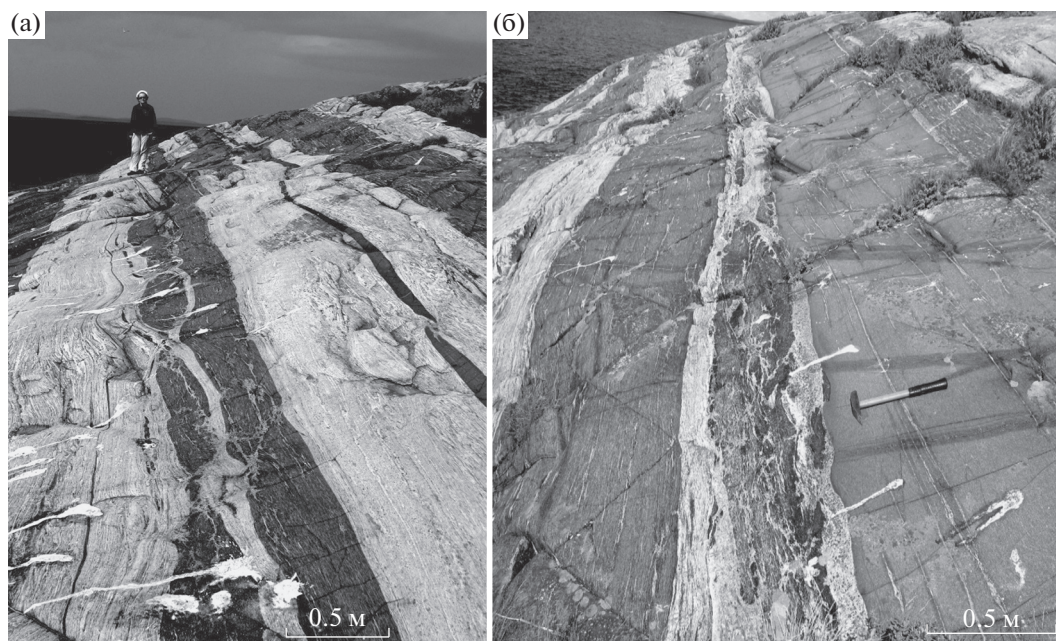


Рис. 16. Зоны эндербитизации (светло-серый цвет) в основных Px гранулитов с метасоматическими явлениями окварцевания, Na–Ca фельдшпатизации (олигоклаз, кислый андезин) и парциальным плавлением более легкоплавких минеральных ассоциаций, инициированные инфильтрацией рассолов (Столбовые Луды).

сола и чистых включений CO_2 будут рассмотрены ниже. По-видимому, именно углекислотно-водный флюид низкой солёности (5–12 мас. % соли) участвовал в формировании зон изученных сингранулитовых метасоматитов (см. рис. 3). Литературные данные (см. выше) позволяют также провести коннды с более низкой величиной $a_{H_2O} = 0.40$ (рис. 15а, 15б). Нижние коннды, в особенности для системы с $CaCl_2$, отвечают флюидной фазе с массовой долей CO_2 до 90% и крайне низкой солёностью, что обращает на себя внимание в связи с типичной картиной преобладания чистых включений CO_2 в гранулитах.

На примере системы с $CaCl_2$ рассчитаны плотности возникающих и участвующих в HP гранулитовом петрогенезисе несмешиваемых флюидных фаз, ограниченных конндами на рис. 15а: ~ 1.3 – 1.7 г/см³ для рассола и ~ 1.1 г/см³ для богатого CO_2 флюида. Величины этих плотностей соответствуют жидкому состоянию флюидных фаз. Водная флюидная фаза, сосуществующая с менее плотным богатым CO_2 флюидом, имеет чрезвычайно высокую концентрацию соли и, следовательно, исключительную способность к фильтрации по сравнению с CO_2 -содержащей флюидной фазой (например, Watson, Brenan, 1987; Holness, 1992; Аранович, 2017) как в объёме межзернового пространства, так и в локальных зонах сдвиговых деформаций. Это позволяет предполагать (см. ниже) участие подобного концентрированного рассола в процессах интенсивной метасоматической Na–Ca фельдшпатизации в локальных зонах гра-

нитизации основных гранулитов (рис. 1, 16). Участие рассолов в процессах гранитизации многих гранулитовых комплексов ранее было убедительно доказано Л.Л. Перчуком и его коллегами (Perchuk, Gerya, 1993; Перчук и др., 1994; Perchuk et al., 2000; Кориковский, Аранович, 2015; Аранович, 2017).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геологическая документация флюидных потоков

Мы привели примеры жильных тел инфильтрационных сингранулитовых HT - HP метасоматитов разного минерального состава и примеры детального картирования фрагментов сдвиговых зон, в которых они сосредоточены. Прежде всего, потому, что они отражают пути инфильтрации глубинных флюидных потоков и результаты их взаимодействия с вмещающими породами, но, по нашему предположению, до сих пор задокументированы недостаточно, хотя чрезвычайно важны для понимания роли флюидов в петрогенезисе нижней коры. Присутствие в гранулитах, по крайней мере, двухфазного несмешиваемого метасоматизирующего флюида подтверждается этими многочисленными геологическими наблюдениями. Свидетельством инфильтрации несмешиваемых однофазных флюидов являются локализованные в одних и тех же или в соседних зонах сдвиговых деформаций тела сингранулитовых инфильтрационных метасоматитов: кварцевых бластомилонитов, разнообразных по минеральному составу кварцевых жил и

богатых кварцем пород с *Sil*, *Grt*, *Opx*, *Crd*, жил и жилоподобных тел мафических гранат-ортопироксеновых пород с *Sil*, *Crd* и *Qz*, диопсид-скаполитовых пород, карбонат-диопсидовых и карбонатных пород мощностью от первых сантиметров до первых метров.

К настоящему времени известно больше полевых подтверждений флюидной инфильтрации в гранулитах низких и умеренных давлений как во всем объеме пород во время метаморфизма, так и в виде локальных флюидных потоков, вызывавших метасоматоз (например, Коржинский, 1947; Судовиков, 1956). Для *HP* гранулитов такие примеры единичны (например, Бушмин, 1996; Доливо-Добровольский, 2002, Ходаревская, Кориковский, 2007; Бушмин и др., 2007, 2009).

Три главных типа включений

В этом разделе при обобщении полученных данных и обсуждении состава флюидных включений мы обращаем внимание преимущественно на результаты, полученные по первичным и первично-вторичным включениям, так как предполагаем, что их химический состав, в отличие от состава вторичных включений, соответствует или близок к составу флюида при кристаллизации минералов гранулитов и сингранулитовых метасоматитов при установленных для них пиковых и послепиковых *P-T* параметрах. Первично-вторичные включения сохраняют такую же информацию о составе минералообразующего флюида, что и первичные включения и, прежде всего, это касается включений в кварце (например, Crawford, Hollister, 1986).

В исследованных *HP* гранулитах (~8.7–11 кбар, ~800–900°C) и сингранулитовых инфильтрационных *HP* метасоматитах (жилоподобные тела кварцевых бластомилонитов и жилы ортопироксен-гранатовых пород с *P-T* параметрами 11–9 кбар, ~920–850°C, диопсид-скаполитовые жилы) ЛГП присутствуют одинаковые ассоциации сингенетических типов включений с флюидными фазами контрастного химического состава: CO_2 (заметно преобладают), рассолы (главные соли CaCl_2 и NaCl) и $\text{N}_2 \pm \text{H}_2\text{O}$. Эти три типа включений сосуществуют в одних и тех же генерациях ранних включений: более редких первичных (*p*) и преобладающих первично-вторичных (*ps*). Включения CO_2 — высокой и низкой плотности, включения N_2 — низкой плотности. В гранулитах присутствуют *ps*-включения рассолов богатых CaCl_2 (до 21–20 мас. % в экв. NaCl) и включения концентрированных рассолов с разным соотношением солей CaCl_2 и NaCl : соленость 25 мас. % CaCl_2 + 5 мас. % NaCl и 7 мас. % CaCl_2 + 18 мас. % NaCl . В метасоматитах *p*- и *ps*-включения рассолов обнаруживают широкий диапазон общего содержания солей (до 30–35 мас. %) и разное соотношение концентраций

главных солей: *p*-включения с соленостью 20 мас. % CaCl_2 + 10 мас. % NaCl ; *ps*-включения с соленостью 5 мас. % CaCl_2 + 20 мас. % NaCl ; *p*- и *ps*-включения с соленостью 5–23 мас. % в экв. NaCl ; *p*-включения с галитом (до 35 мас. % NaCl). В целом CaCl_2 является преобладающим компонентом среди солей в группе ранних *p*- и *ps*-включений изученных пород, что не является редкостью для гранулитов Фенноскандинавского щита (Tourret, 1985; Fonarev et al., 1998). Все эти особенности включений позволяют предполагать внешний флюидный поток и свидетельствуют о том, что на пике *P-T* параметров захват включений происходил из гетерогенного флюида, в котором одновременно сосуществовали несмешиваемые водно-солевой и богатый CO_2 флюиды, изначально содержащие азот. При одинаковом химическом типе включений и в гранулитах, и в сингранулитовых метасоматитах общее количество присутствующих флюидных включений в метасоматитах значительно выше, что указывает на более высокое отношение флюид/порода в локальных флюидопроводящих сдвиговых зонах.

Другие районы ЛГП с *HP* гранулитами, где были изучены флюидные включения, немногочисленны. Такие же типы включений присутствуют в *HP* гранулитах российской части северо-западного фрагмента ЛГП (Фонарев, Крейлен, 1995). В этом районе ранние типы включений в гранулитах представлены высокоплотными включениями, богатыми CO_2 , с примесью или заметным количеством CH_4 или N_2 и включениями азота с примесью CH_4 . Причем, азотные включения присутствуют как одиночные, так и в виде скоплений. В Финнской Лапландии (Klatt, Schoch, 1974; Barbey, Raith, 1990) отмечены богатые CO_2 включения и включения рассолов (5–25 мас. % в экв. NaCl). Другие примеры относятся к архейской Центрально-Кольской гранулитовой области Фенноскандинавского щита, где исследованы зоны *HP* гранулитового метаморфизма и метасоматоза с пиковыми параметрами 9–10 кбар, 800–900°C (Доливо-Добровольский, 2002). Эти гранулиты содержат такие же главные типы сингенетических включений (или как их называют авторы — “группы синхронных включений”): включения богатые CO_2 с 5–35 мол. % N_2 , включения рассолов CaCl_2 (до 28 мас. % в экв. NaCl) или NaCl (до 30 мас. %), чистые включения N_2 , иногда с 8 мол. % CH_4 (Fonarev et al., 1998.). Позднее в этом районе были детально исследованы подобные флюидные включения в сингранулитовых сапфириновых породах метасоматического происхождения в зонах *HP* гранулитового метаморфизма (неопубликованные данные Е.А. Вапника). Многочисленные находки ассоциации сингенетических включений, богатых CO_2 (больше 50 мол. %), и концентрированных рассолов (до 50% и более мас. % в

экв. NaCl) известны давно и в других регионах, где распространены метаморфические породы с высокими P - T параметрами (например, Sisson et al., 1981; Trommsdorff et al., 1985). Все три типа этих включений обычны для гранулитов, а устойчивая ассоциация CO_2 включений и NaCl–CaCl₂ рассолов с N_2 включениями типична особенно для эклогитов и HP гранулитов (например, Touret, 1985, 2001 и ссылки там).

Захват включений из гетерогенного флюида

Анализ фазового состояния гранулитовой флюидной системы на основе моделей тройных систем H_2O – CO_2 –NaCl (Аранович и др., 2010б) и H_2O – CO_2 –CaCl₂ (Ivanov, Bushmin, 2018; Иванов, Бушмин, 2019) при установленных P - T параметрах изученных HP гранулитов показал, что флюид мог находиться в гетерогенном состоянии. Сопоставление результатов термодинамического предсказания с данными по флюидным включениям убедило нас в том, что захват включений происходил из гетерогенного флюида, в котором одновременно сосуществовали несмешиваемые водно-солевой и богатый CO_2 флюиды, а, обращая внимание на данные по включениям азота, предполагаем, что богатая CO_2 флюидная фаза изначально содержала и N_2 .

При захвате из гетерогенного флюида вероятно присутствие включений разных типов в одном и том же кластере или микротрещине кристаллизующегося минерала. Это вероятно в том случае, если петрогенезис протекал сразу после фазовой сепарации гомогенного флюида и несмешиваемые флюиды не успели разделиться в геологическом пространстве в силу многих причин (деформация, стресс, смачиваемость и повышенная способность к фильтрации, гравитационная сепарация и др.). Часто включения несмешивающихся флюидов встречаются в соседних микротрещинах. В отношении CO_2 включений и рассолов это нашло объяснение в экспериментальных исследованиях синтетических включений, в результате которых было показано, что возможен и преимущественный захват только одного из сосуществующих флюидов (Sterner, Vodnar, 1984). Присутствие в гранулитах среди преобладающих включений CO_2 высокой плотности одновозрастных включений рассолов, в том числе с CaCl₂ и NaCl, известно давно (например, Newton, 1986; Touret, 1985, 1995), хотя в ряде других исследований они не обнаруживались или не принимались во внимание (например, Фонарев, Крейлен, 1995). Более того, только редкие включения рассолов и множество газовых включений отмечалось даже в зонах метасоматической переработки, где очевидно участие водных флюидов (например, Damman et al., 1996). Также известны и примеры формирования гранулитов в результате притока концентрированных

водных рассолов (Nijland et al., 1998). В связи с этим при всестороннем исследовании роли рассолов высокой концентрации в нижнекоровом гранулитовом метаморфизме была принята во внимание очевидная недооценка данных по присутствию немногочисленных, по сравнению с CO_2 , включений рассолов (Newton et al., 1998).

То, что концентрированные водные рассолы с небольшим количеством CO_2 могут устойчиво сосуществовать с флюидами, богатыми CO_2 , при LP гранулитовом метаморфизме (до 5–7 кбар) давно показано на примере системы H_2O –NaCl– CO_2 (Bowers, Helgeson, 1983; Duan et al., 1995). Хотя в основу моделей и расчетов были положены фрагментарные экспериментальные данные, эти представления послужили основанием предполагать одновозрастность ассоциаций включений рассолов и CO_2 и в более широком диапазоне P - T параметров глубинного петрогенезиса (Crawford, Hollister, 1986; Touret, 1985), что и было позднее подтверждено также на примере системы H_2O –NaCl– CO_2 (Аранович и др., 2010б).

Что же касается включений с азотом, то здесь нам многое неясно. Петрологическая проблема, связанная с источником азота во флюидных включениях, известна давно. Существует много сообщений о присутствии в гранулитах включений азота (например, Touret, Dietvorst, 1983). При этом обращалось внимание на совместное присутствие чистых включений N_2 и чистых включений CO_2 в одной и той же зоне (микротрещине). На основании того, что эти летучие неполярные газы должны хорошо смешиваться между собой в широком диапазоне температур, предполагалось, что они могли поступать в гранулиты в виде отдельных струй флюидов на поздних стадиях. Отсутствие поля их несмешиваемости в системе CO_2 – N_2 при рассматриваемых P - T условиях (Kooi et al., 1998) позволяло интерпретировать сосуществование включений CO_2 и N_2 в соседних зонах (микротрещинах) за счет сближенной по времени инфильтрации таких разных по составу флюидов (например, Fonaev et al., 1998). Однако в наших исследованиях установлено присутствие N_2 совместно с ранними включениями CO_2 и рассола в одних и тех же зонах (микротрещинах), что вроде бы необъяснимо поздней инфильтрацией азота. Конечно, можно предположить, что включения азота связаны с остатками поровых флюидов осадочного протолита. Однако осадочного протолита для исследованных гранулитов и метасоматитов нет. Протолитом гранулитов являлись андезитобазальты и базальты (Козлов, 1990), протолитом сингранулитовых метасоматитов – вышеназванные Pl - Px гранулиты (Бушмин и др., 2007). Несмешиваемость в системе H_2O – N_2 проявляется при температурах ниже 400°C при низких давлениях. Расслоение смеси

$\text{H}_2\text{O}-\text{N}_2$ возможно при более высоких температурах только в сочетании с высоким давлением, например, в мантийных условиях зон субдукции (Аранович, 2013 и ссылки там). При $P \sim 10$ кбар расслоение можно ожидать при T не выше $\sim 500^\circ\text{C}$. Однако солевая нагрузка приводит к расширению этой области расслоения. Также можно принимать во внимание, что в азотсодержащих хлоридных растворах возможно присутствие соединения азота с хлором NH_4Cl , для которого с уменьшением давления возможна реакция: $\text{NH}_4\text{Cl} = \text{NH}_3 + \text{HCl}$. При фазовой сепарации азотсодержащего флюида продукты этой реакции могут фракционировать в малоплотную газовую фазу (Петренко и др., 1989).

Если рассмотреть тройные системы H_2O -хлориды с разными неполярными газами (CO_2 , CH_4), то для них отмечалось одинаковое поведение в отношении флюидной несмешимости при высоких P и T (до 5 кбар), с расширением границы сольвуса при высокой концентрации соли, особенно в системах с CaCl_2 . При отсутствии экспериментальных данных допускалось, что принципиальные фазовые соотношения этих систем можно транслировать в систему и с неполярным газом N_2 (Heinrich, 2007; Liebscher, 2010 и ссылки там). Принимая во внимание, что более поздними исследованиями показано существование поля несмешимости флюидов в системах $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ и $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2-\text{CO}_2$ при значительно больших P и T в диапазоне HP гранулитов (Аранович и др., 2010б; Иванов, Бушмин, 2019), следует ожидать возможность распада гомогенного флюида при близких высоких P - T условиях в тройной системе с азотом. Такие геологические примеры известны. Например, ассоциация разновозрастных включений концентрированных рассолов, включений CO_2 , включений CO_2-N_2 и $\text{CO}_2-\text{CH}_4-\text{N}_2$ обнаружена в Px гранулитах на пике HP гранулитового метаморфизма в Танзании (Herms, Schenk, 1998).

Так как в нашем случае в изученных породах присутствуют не только поздние s -включения азота, но и водно-азотные ps -включения, которые в одних и тех же зонах ассоциируют с высокоплотными включениями CO_2 и рассолами, мы считаем, что наблюдаемые азотные включения являются свидетельством присутствия азота в несмешимых флюидных фазах во время их захвата во включения и не связаны с поздней инфильтрацией азотсодержащего флюида в гранулиты. В связи с этим обращает на себя внимание тот факт, что CO_2 и N_2 флюиды обычно присутствуют и несмешимы с CaCl_2 -рассолами в эклогитах (например, Xiao et al., 2000). Включения $\text{H}_2\text{O}-\text{N}_2$, весьма вероятно, могут быть свидетельством глубинного внешнего источника флюидов, так как в алмазах

не только устанавливается примесь азота, но и присутствуют $\text{H}_2\text{O}-\text{N}_2$ флюидные включения (Aranovich et al., 2016 и ссылки там). По нашему мнению, скорее, азот был растворен в захваченной во включения богатой CO_2 флюидной фазе и после захвата флюидных включений был отделен при высоких давлениях и более низких температурах от CO_2 (Tsunogae et al., 2008 и ссылки там) и от H_2O (Аранович, 2013).

Происхождение и состав внешнего материнского флюида

Наряду с полевыми геологическими свидетельствами на внешний флюидный поток указывает и одинаковый состав флюида во включениях в гранулитах (просачивание во всем объеме породы) и сингранулитовых метасоматитах (фокусированный поток). Если бы в гранулитах состав флюида отличался, можно было предполагать сценарий гранулитового метаморфизма с участием только “местного” флюида, выделившегося при реакциях дегидратации. И наряду с этими свидетельствами на внешний источник флюида указывают изотопные данные. На мантийный генезис флюидного потока указывают параметры изотопных систем в изученных метасоматитах (неопубликованные данные С.А. Бушмина): $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7031-0.7060$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +1...+4.3$. Учитывая, что изотопные параметры деплетированного мантийного резервуара 2 млрд лет назад (возраст процессов: Бушмин и др., 2009) составляли $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +5...+6$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.701-0.7015$ (Фор, 1989), можно предполагать, что в качестве источников метасоматических флюидов выступало вещество с изотопными характеристиками верхней мантии.

На существование внешнего фокусированного потока HT флюидов в исследованных сингранулитовых HP метасоматитах указывает и анализ распределения изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в сосуществующих минералах сингранулитовых метасоматитов (Аранович и др., 2009, 2010а) тех же образцов, в которых изучены флюидные включения. Были не только подтверждены петрологические данные о больших температурах (около 900°C) при HP гранулитовом петрогенезисе, но и сделан вывод, что метасоматические процессы происходили на пике метаморфизма под воздействием внешнего флюида. При неодинаковом интегральном объемном отношении флюид/порода в различных зонах весьма интенсивный поток быстро остывал, был весьма кратковременным и дискретно распределенным в сдвиговых зонах в гранулитах.

На внешний мантийный источник флюидов косвенно могут указывать и ассоциация ранних включений рассолов, CO_2 и N_2 , так как они из-

вестны во многих породах, принадлежавших верхней мантии. В большинстве мантийных ксенолитов присутствуют почти чистые включения CO_2 , в ряде случаев содержащие H_2O и азот (например, Frezzotti, Touret, 2014 и ссылки там). Возможным источником внешнего флюида мантийного происхождения могли быть карбонатитовые расплавы верхней мантии, содержащие CO_2 , H_2O , кремнезем, хлориды кальция и щелочи (например, Frezzotti, Touret, 2014 и ссылки там). Эти исследования показали, что с понижением давления карбонатные расплавы превращаются во флюиды, в которых преобладают CO_2 и рассолы с растворенными хлоридами, кремнеземом, щелочами. Данные по флюидным включениям предполагают промежуточные свойства между карбонатно-силикатно-водным расплавом и флюидом. Приблизительно такого состава мог быть и “материнский” гомогенный флюид для исследованных гранулитов.

Сравнение термодинамического предсказания и данных по включениям

Состав включений, их количество и результаты моделирования

Для объяснения преобладающего присутствия в гранулитах богатых CO_2 включений, наряду с общепризнанным механизмом обогащения флюида газами (CO_2 , CH_4), в результате преимущественного удаления H_2O в расплав, также обосновывается возможность поступления CO_2 флюида из очагов карбонатных расплавов верхней мантии (например, Frezzotti, Touret, 2014 и ссылки там; Duan, 2014 и ссылки там).

Другой возможный механизм, объясняющий присутствие многочисленных CO_2 включений в гранулитах, основывается на сценарии фазовой сепарации гомогенного флюида (см. выше), при которой состав возникающих несмесимых фаз (H_2O -соль и богатая CO_2), участвующих в минералообразовании, определяется положением сольвуса. Экспериментально было показано, что эти возникающие флюидные фазы обладают свойствами, определяющими их разную транспортную способность и разную предрасположенность к захвату в минералы. Были выполнены экспериментальные исследования (Watson, Vrenan, 1987; Holness, 1992 и ссылки там) углов смачивания между флюидами разного состава и породообразующими минералами (*Qz*, *Orx*, *Срх*, *Cal* и др.). Установлено, что в зависимости от величины угла смачивания флюид образует или изолированные в межзерновом пространстве “карманы” (при углах больше 60°), или взаимосвязанные каналы вдоль границ зерен (при углах меньше 60°), что определяет способность флюида к фильтрации. Например, в системе кварц–флюид в условиях гранулитовой фа-

зии при 10 кбар для H_2O – CO_2 флюида угол смачивания больше 60° и возрастает до $\sim 100^\circ$ в чистом CO_2 флюиде. Напротив, для рассола H_2O – NaCl угол смачивания меньше 60° и значительно снижается при увеличении содержания соли. Таким образом, из-за чрезвычайно низкой способности к смачиванию богатый CO_2 флюид, образуя изолированные “карманы”, малоподвижен и преимущественно захватывается во флюидные включения, а H_2O -соль флюид, имея высокую способность смачивания, образует сетку взаимосвязанных каналов, определяющих повышенную способность к фильтрации и удалению из породы. При этом концентрированные рассолы при более высокой способности к фильтрации будут иметь очень низкую предрасположенность к захвату в виде включений при высоких *P-T* параметрах гранулитов и это свойство может объяснять редкость включений рассолов по сравнению с богатыми CO_2 включениями. А если существовал геологически значимый разрыв во времени между возникновением несмесимых флюидов и началом формирования породы, то в результате вероятного их разделения в пространстве породообразующим флюидом может оказаться одна из несмесимых флюидных фаз (богатый CO_2 флюид или рассол), химический состав которой и будет преимущественно отражен во флюидных включениях.

Существуют также экспериментальные исследования, установившие возможность исчезновения уже захваченных включений H_2O -соль за счет их миграции внутри кристаллов (Зонва и др., 1996). Было показано, что миграция, движущей силой которой является градиент *T* и векторной *P*, могла не ограничиваться только отдельными кристаллами, но и приводить к выходу включений в межзерновое пространство за реальное время метаморфических процессов. В результате таких процессов *p*-включения рассола могли переходить в состояние *ps*- и *s*-включений или вообще удаляться из минеральных зерен.

Чистые включения

Включения, найденные и в гранулитах и в метасоматитах – это CO_2 включения без H_2O и включения рассолов без CO_2 . Получение на сольвусе относительно чистого CO_2 флюида и столь же свободного от CO_2 водного флюида, близких по составу к бинарным системам, теоретически возможно в поле двухфазного флюида тройной системы, но при определенных составах исходного материнского гомогенного флюида (рис. 15а, 15б). Такой же результат может быть получен и при снижении *P-T* параметров. Детально механизм образования флюида, например, с высоким содержанием CO_2 и низким содержанием соли при снижении *P-T* параметров можно проиллю-

стрировать на примере тройной системы с CaCl_2 (рис. 17а). Предположим, точка 1 ($a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.50$) на сольвусе 11 кбар 900°C соответствует менее плотной малосоленой фазе, образовавшейся из гомогенного флюида при пиковых условиях. Флюид в точке 1 содержит 10 мас. % CaCl_2 . Дальнейшее снижение давления до 10 кбар при 900°C вызывает новый распад получившегося флюида. Состав новой образовавшейся фазы в точке 2 ($a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.52$) определится конной сольвуса с новыми параметрами – 10 кбар и 900°C . Флюидная фаза, отвечающая точке 2, будет содержать только 7 мас. % CaCl_2 . Дальнейшее снижение P и T до 9 кбар и 850°C приведет к флюиду с составом, отвечающим точке 3 ($a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.54$) и содержащим 5 мас. % CaCl_2 . Таким образом, снижение P и T от 11 кбар и 900°C до 9 кбар и 850°C вызывает двукратное сокращение содержания соли в малоплотной CO_2 содержащей флюидной фазе. Содержание воды в этой фазе также сокращается. Изменение P - T параметров в более широких пределах приведет к еще большему уменьшению солёности и концентрации воды в CO_2 содержащей флюидной фазе. Также следует принимать во внимание, что в обычно встречающихся чистых включениях CO_2 на их стенках присутствует тонкая невидимая пленка воды (H_2O до 20 мол. %), которую трудно обнаружить под микроскопом (Touret, 1985; Crawford, Hollister, 1986 и ссылки там). Недавними исследованиями методом рамановской спектроскопии H_2O была установлена в тех флюидных включениях гранулитов, которые ранее считались чистыми включениями CO_2 (например, Lamadrid et al., 2014).

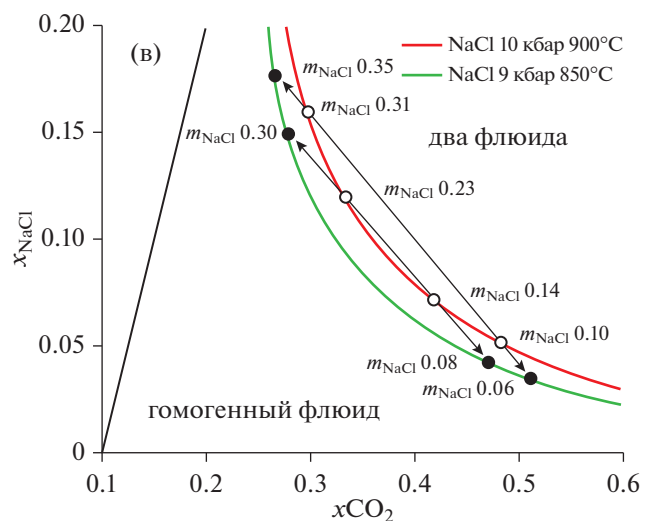
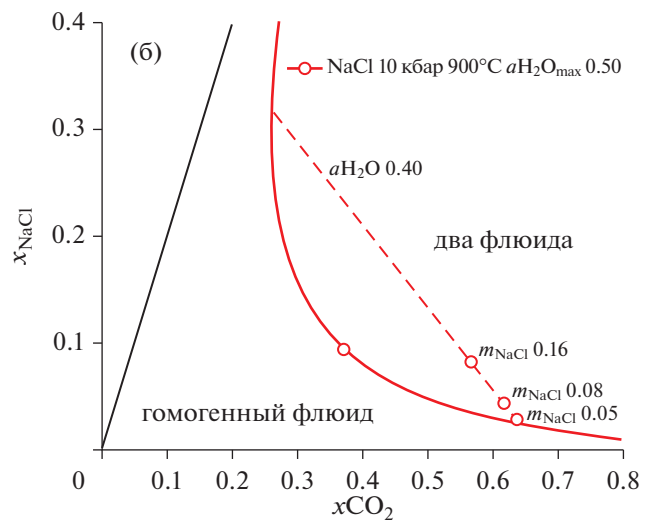
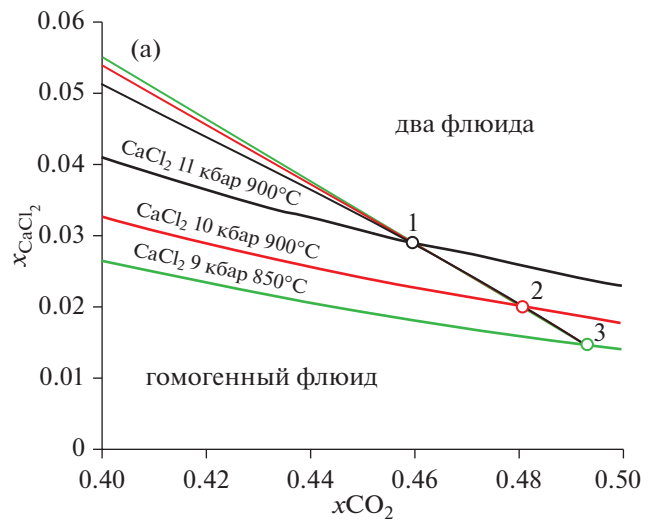
Многие годы существует представление, что CO_2 и CH_4 , имея очень низкую растворимость в гранитных расплавах, остаются во флюиде, а

Рис. 17. (а) Фрагмент фазовой диаграммы системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$: сценарий выделения из исходного гомогенного флюида фазы с высоким содержанием CO_2 при снижении P - T параметров. Толстые линии – линии сольвуса, разделяющие области гомогенного и двухфазного флюида, тонкие линии – коннды сосуществующих флюидных фаз.

(б) Фрагмент фазовой диаграммы системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$: толстая линия – линия сольвуса, разделяющая гомогенный и двухфазный флюид, пунктир – коннда двухфазного флюида с $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.40$, точки – произвольно выбранные составы исходного гомогенного флюида с разным содержанием соли, соответствующие разным количественным соотношениям возникающих при сепарации флюидных фаз.

(в) Сценарий расщепления тройной системы $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$. Тенденция изменения псевдобинарных составов флюида на сольвусе при снижении давления и температуры: водно-солевой флюид сдвигается в более “солёную” и менее “углекислотную” область, а богатый CO_2 флюид – в более “углекислотную” область.

x – мольные доли, m – массовые доли.



H_2O , напротив, перемещается в мигматитовый расплав и этот сценарий давно используется для объяснения богатых CO_2 включений в гранулитах (например, Touret, HuiZenga, 2012 и ссылки там). Поскольку исследованные чистые включения CO_2 обнаруживают меньшую плотность, соответствующую давлениям, которые на $\sim 1-1.5$ кбар меньше пиковых значений по данным термобарометрии (рис. 13), они, скорее всего, образовались в результате “перераспределения” флюида, захваченного в более раннюю пиковую стадию. Предполагалось, что причиной изменения плотности, отсутствия H_2O и примеси CH_4 в CO_2 включениях может быть диффузионная потеря водорода, который расходуется согласно реакции: $CH_4 + H_2O = CO_2 + H_2$. В зависимости от степени диффузии H_2 плотность флюида во включении может меняться, а состав приближаться к чистому CO_2 флюиду (Roedder, 1984). Различные причины потери воды из включений неоднократно обсуждались (например, Cordier et al., 1994; Carlson et al., 2015). Предполагалось и подтверждено экспериментально (например, Diamond, Tarantola, 2015), что перераспределение флюида с выборочной утечкой H_2O из включения, богатого CO_2 , может происходить даже при небольшом изменении P и T . Принято считать, что включения обычно могут выдерживать $P = 1-1.5$ кбар, максимально до 2 кбар (Crawford, Hollister, 1986 и ссылки там). Это избыточное давление вызывает образование микротрещин, по которым преимущественно H_2O уходит из включений в силу большой способности к смачиванию и инфильтрации по сравнению с CO_2 . Одновременно к увеличению плотности включений могло приводить и уменьшение их объема при стрессе на фоне сдвиговых деформаций, сопровождавших образование кварцевых бластомилонитов. Возможность преимущественной потери H_2O или CO_2 из включений за счет селективной диффузии и дефектов кристалла экспериментально подтверждена на примере синтетических включений $H_2O-NaCl$, H_2O-CO_2 и природных включений H_2O-CO_2-NaCl в кварце (например, Sterner, Bodnar, 1989; Vityk et al., 2000; Baumgartner et al., 2014; Bakker, Doppler, 2016; Bakker, 2017).

При рассмотрении сценариев потери H_2O в CO_2 включениях при селективной диффузии возникает вопрос – куда исчезает солевая составляющая этих включений? Ниже будет рассмотрено важное геохимическое следствие: в поле несмешиваемости сосуществующих флюидных фаз и в концентрированном рассоле, и в H_2O-CO_2 флюидной фазе с крайне низким содержанием соли активность соли одинакова, что не зависит от ее количества. Поэтому при взаимодействии с окружающими породами H_2O-CO_2 флюида низкой соле-

ности, но с такой же величиной активности, как в концентрированном рассоле, соль может быстро расходоваться в минеральных реакциях. В связи с проблемой солевой составляющей также можно обратить внимание на присутствие кальцита во включениях CO_2 . Включения карбонатов в CO_2 включениях разных пород не являются редкостью и известны даже в ассоциации с алмазами в CO_2 включениях в мантийных ксенолитах (например, Murakami et al., 2008). Что касается гранулитов, то включения карбонатов во включениях CO_2 известны, например, в гранулитах Шри Ланки (Bolder-Schrijver et al., 2000). Эти авторы предполагали образование карбоната (в данном случае магнезита) из гомогенной флюидной фазы, состоящей из CO_2 и MgO . В нашем случае мог быть близкий механизм образования карбоната (кальцита). В результате гидролиза $CaCl_2$ возникающий гидроксид кальция реагировал с CO_2 с образованием кальцита, согласно реакции $CO_2 + Ca(OH)_2 = CaCO_3 + H_2O$. Растущие кристаллы карбоната не использовали вещество кристаллизующегося минерала, так как это был кварц.

В завершение вышесказанного отметим, что сложность и многовариантность в объяснении причин появления почти чистых включений CO_2 и включений рассолов без CO_2 , возможно, связана и с недостатком знаний физико-химических свойств природных флюидов, содержащих, кроме $NaCl$, такую важную соль, как $CaCl_2$, которая значительно влияет на положение тройного сольвуса по отношению к бинарным системам. В тройной системе с увеличением содержаний $CaCl_2$ и CO_2 линии сольвуса быстро приближаются к крайним (простым) бинарным системам (рис. 15а, 15б).

Состав исходного гомогенного флюида и соотношение возникающих флюидных фаз

При фазовой сепарации вариации состава исходного гомогенного флюида существенно влияют на величины массовых и объемных долей возникающих флюидных фаз. В качестве примера рассмотрим вариант, представленный на рис. 17б. Изображенная на рисунке коннода соответствует двухфазному флюиду – рассолу и H_2O-CO_2 флюиду с содержанием соли 72 и 2 мас. % соответственно. Образование этих фаз является результатом распада исходного гомогенного флюида при заданных $P-T$ параметрах. Состав этого исходного флюида, в принципе, мог отвечать любой точке составов на этой конноде. Однако соотношение количеств и, соответственно, объемов, забираемых рождающимися при распаде флюидными фазами, резко зависит от положения этих точек составов. Приведенным для примера составам с $mNaCl = 0.05$, $mNaCl = 0.08$ и $mNaCl = 0.16$ соответствует соотношение массовых долей

более плотного (рассол) и менее плотного (H_2O-CO_2) флюидов 1/50, 1/12 и 1/3 и, соответственно, объемных долей 1/30, 1/8 и 1/2. Эта зависимость также может учитываться при анализе преобладающего присутствия в минералах флюидных включений определенного состава, например включений CO_2 .

Причины появления первичных включений с галитом

Включения рассола с галитом повышенной солености в изученных метасоматитах встречаются редко. Обычно это одиночные включения и, поэтому мы предполагаем, что они первичные. Еще в работе (Touret, 1985) отмечены аналогичные включения с галитом в гранулитах юга Норвегии. Петрографическое изучение минералов, содержащих включения с галитом, позволяют считать некоторые первичные включения с галитом относительно более поздними, так как они встречаются в кварце крупнозернистых участков перекристаллизации матричного кварца кварцевых бластомилонитов. Или встречаются в кварце, заключенном в гранат или ортопироксен, которые являются более поздними порфиробластами, по сравнению с пластинчатыми формами этих же минералов кварцевых бластомилонитов. Также они встречены в более крупных порфиробластах граната ортопироксен-гранатовых жил. Такие включения с рассолами (до 35 мас. % NaCl), по нашему мнению, могли формироваться при продолжавшемся во время кристаллизации пород относительно быстром снижении P и T от пиковых величин. Мы объясняем их появление следующим образом. Мог продолжаться процесс распада ранее возникших при расслоении флюидных фаз. Так могут появляться все более и более концентрированные рассолы и все более богатые CO_2 и бедные солью флюидные фазы, соответствующие концам коннод на рис. 17в. Если предположить, что имела место диффузия Na между p - и ps -включениями флюида в кварце и внешним флюидом поздних зон s -включений в кварцевых бластомилонитах, то более вероятна потеря Na, чем его приобретение, так как этот поздний флюид имеет очень низкие концентрации NaCl. Таким образом, в однажды расслоившемся гомогенном флюиде при снижении P и T будет продолжаться расслоение его флюидных фаз, близких по составу к бинарным системам. То есть состав флюида и несмешивающихся фаз после распада будет контролироваться положением сольвуса в системе, и это дает нам представление об основной тенденции изменения содержания солей и CO_2 во флюидных фазах, как еще не захваченных, так и захваченных во включения. Если снижение быстрое и сопоставимо с процессом кристаллизации породы, то в составе первичных флюидных включений

новых генераций минералов будет фиксироваться эволюция состава этих краевых флюидных систем.

Возникает вопрос – почему в таких включениях рассолов большая концентрация NaCl? Одно из возможных объяснений – процессы гидролиза $CaCl_2$ и NaCl. Степень гидролиза первой соли значительно больше (Bischoff et al., 1996), и после фракционирования продуктов гидролиза солевая система возможно смещается в сторону увеличения содержания NaCl. Такая тенденция наблюдается, например, в исследованных диопсид-скаполитовых жилах. Скаполитовые жилы, ассоциирующие в одних и тех же сдвиговых зонах с не содержащими кальций кварцевыми бластомилонитами и *Opx-Grt* жилами, мы считаем зонами комплементарного переотложения кальция, вынесенного из зон кварцевых бластомилонитов и *Opx-Grt* пород. Это согласуется с преобладанием $CaCl_2$ во флюиде при образовании метасоматитов. Ранний метасоматический парагенезис с более кальциевым скаполитом (мейонита 77–81 мол. %) частично замещается более поздним парагенезисом с менее кальциевым скаполитом (содержание мейонита 71–74 мол. %). Это согласуется как с присутствием первичных H_2O включений с галитом в относительно более поздних генерациях метасоматических граната и ортопироксена, так и с возможным повышением содержания NaCl в смеси солей при снижении P - T параметров, исходя из термодинамического предсказания.

Сравнение расчетов активности воды по минеральным равновесиям с термодинамическим предсказанием

Термодинамическое предсказание фазового состояния, состава сосуществующих флюидов и активности H_2O в системе H_2O-CO_2 -соль сопоставимо с выводами, основанными на данных по флюидным включениям, и с расчетами a_{H_2O} по минеральным парагенезисам. Пределы вариаций a_{H_2O} , рассчитанные по равновесиям (гранулиты 0.49 и метасоматиты 0.51) вполне соответствуют диапазону максимальных активностей (система с NaCl: 0.50–0.53, система с $CaCl_2$: 0.52–0.57) на сольвусах двухфазовых полей (рис. 15а, 15б). Также хорошо согласуются расчетные величины a_{H_2O} по минеральным равновесиям в конкретных образцах, полученные методом мультиравновесной термобарометрии с термодинамическим предсказанием по модельным системам. В поле двухфазного флюида расчетные величины активностей не могут быть больше модельных величин, что показано на приводимых примерах:

Обр. Б1017-9-1, $P = 8659$ бар, $T = 786^\circ C$ (гранулит):

Мультиравновесная термобарометрия: $a_{H_2O} = 0.49$.

Максимальная активность на сольвусе двухфазного флюида с CaCl_2 : $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.58$.

Обр. Б1021-13-1, $P = 9349$ бар, $T = 864^\circ\text{C}$ (син-гранулитовый метасоматит):

Мультиравновесная термобарометрия: $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.51$.

Максимальная активность на сольвусе двухфазного флюида с CaCl_2 : $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.56$.

Некоторые геохимические следствия несмесимости в гранулитовом флюиде

Постоянство активностей компонентов несмесимых флюидных фаз

Это важное геохимическое следствие распада гомогенного флюида рассмотрим на примере сольвуса 900°C и 11 кбар тройной системы с CaCl_2 (рис. 156). В поле несмесимости флюидных фаз активность соли (как и других компонентов) и в концентрированном рассоле (75 мас. % соли), и в $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ флюидной фазе, богатой CO_2 (2 мас. % соли), одинакова, постоянна (0.31) и не зависит от количества соли. Условие постоянства активностей (химических потенциалов) компонентов флюида, независимо от изменения их количества, близко к концепции Д.С. Коржинского (Коржинский, 1949) о природных физико-химических системах с вполне подвижными компонентами, так как эти параметры определяются фазовым равновесием несмесимых флюидов, а не реакциями флюид–порода.

Тенденции изменения кислотности флюидных фаз при меняющихся P - T параметрах

Преобладающие компоненты глубинных водных флюидов CO_2 , Cl , Si , Ca , K , Na , $\pm\text{N}_2$, $\pm\text{CH}_4$ (Frezzotti, Touret, 2014 и ссылки там), поступающих из верхней мантии в нижнюю кору на уровень HP гранулитов, присутствуют как в виде нейтральных молекул, так и в виде ионов, что зависит от степени диссоциации электролитов (соли, кислоты, щелочи) и определяет кислотность-щелочность флюидной фазы. При снижении P и T изменение степени диссоциации различно для разных электролитов. Диссоциация HCl и H_2CO_3 (главных кислот природных флюидов) возрастает с понижением температуры, также возрастает и диссоциация щелочей, солей. Следовательно, важно, какой электролит преобладает в гомогенном флюиде или несмесимых флюидных фазах. И важна относительная скорость изменения диссоциации, которая выше у кислот по сравнению с солями и щелочами, что может приводить к повышению кислотности (снижению pH) флюидов (например, Говоров, 1977; Наумов В., Наумов Г., 1980; Рафальский, 1987; Bushmin, 2000; Кигаи, Тагиров, 2010; Кольцов, 2015; Manning, 2018 и

ссылки там; Mei et al., 2018). В поле двухфазного флюида может проявляться и эффект гидролиза солей CaCl_2 и NaCl – фракционирование продуктов гидролиза гидроксида и кислоты, соответственно, между более плотной и менее плотной флюидными фазами. Степень гидролиза усиливается с повышением температуры, но увеличение давления уменьшает его степень, поэтому заметное проявление гидролиза при высоких давлениях должно смещаться в более высокотемпературную область. Степень гидролиза у CaCl_2 , относительно NaCl , значительно больше (Bischoff et al., 1996) и в системах с CaCl_2 гидролиз, по-видимому, более вероятен, также из-за образования, наряду с HCl , малорастворимого гидроксида $\text{Ca}(\text{OH})_2$. Это позволяет предполагать геохимический эффект гидролиза с возможностью обогащения HCl менее плотной флюидной фазы и при значительных давлениях.

При высоких температурах и давлениях HP гранулитов ($\sim 700-900^\circ\text{C}$, 10 кбар) диссоциация NaOH значительно больше, чем у NaCl и HCl , которая в этих условиях является слабой кислотой (Manning, 2018; Mei et al., 2018). Поэтому возникающая при распаде гомогенного флюида фаза рассола NaCl , содержащая NaOH , будет обладать щелочными свойствами, которые будут усиливаться из-за повышения диссоциации с понижением температуры (ниже $700-800^\circ\text{C}$). А возникающая богатая летучими флюидная фаза ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2 \pm$ рассол), содержащая H_2CO_3 и HCl , – будет только потенциально кислотной со свойствами, близкими к нейтральным, и кислотные свойства проявятся только при снижении P - T параметров.

При этом кислоты HCl и H_2CO_3 будут вести себя по-разному при изменении давления и температуры. Хотя диссоциация HCl и H_2CO_3 возрастает с понижением температуры, при $800-600^\circ\text{C}$ (температура гранулитовой-амфиболитовой фаций) степень диссоциации H_2CO_3 ничтожна, кислотность и ее увеличение при снижении температуры обеспечивается диссоциацией, главным образом, HCl (Mei et al., 2018). При температурах меньше $450-400^\circ\text{C}$ (температура зеленосланцевой фации), когда HCl практически полностью диссоциирована, снижение температуры влияет практически только на диссоциацию H_2CO_3 , в связи с чем будет усиливаться роль углекислоты как кислотного компонента флюида.

В завершении подчеркнем, что сказанное выше будет реализовываться в природных флюидах, придавая им кислотные или щелочные свойства, если несмесимые флюиды, раздельно обогащенные щелочами или кислотами, независимо эволюционируют при снижении P - T параметров в процессе удаления от мест своего зарождения. Кислотные или щелочные свойства этих флюидов, прежде всего, определяют растворимость, а значит

транспорт и отложение рудных и породообразующих элементов. Примером может служить предполагаемая связь орогенных месторождений золота в низкотемпературных частях региональных сдвиговых зон верхней коры с гранулитовыми флюидами, поступившими из нижней коры (например, Fu, Touret, 2014).

О присутствии мигматитов и плавлении

Высокая активность H_2O (~0.5) как будто бы противоречит наблюдаемому слабому плавлению гранулитов около зон флюидной метасоматической переработки. Однако противоречие может быть снято, если принять во внимание, что в гранулитовой фации благодаря присутствию концентрированных рассолов температура плавления пород повышается на 80–100°C. В этом “температурном окне” при инфильтрации водных флюидов процессы метасоматической дегидратации и гидролиза могут протекать без плавления пород (Newton et al., 1998; Аранович, 2017). Наличие эффекта повышения температуры плавления в присутствии рассола было продемонстрировано экспериментально на примере альбита (Shmulovich, Graham, 1996) и модельного гранита (Aranovich et al., 2013).

Обращает на себя внимание, что свидетельства частичного плавления (мигматиты) присутствуют только в гранулитах, как непосредственно вмещающих зоны сингранулитовых метасоматитов, так и расположенных на удалении от метасоматических зон. Тогда как в жилородных телах кварцевых бластомилонитов и *Opx-Grt* пород, не содержащих полевых шпатов, мигматитов и других признаков плавления пород нет. Исходя из того, что в гранулитовом петрогенезисе участвовали две несмешиваемых флюидных фазы, мы объясняем это следующим образом. Локализованный в проницаемых зонах флюид повышенной кислотности (менее плотная H_2O-CO_2 флюидная фаза) при взаимодействии с вмещающими гранулитами удалял из них Na, Ca, K, Fe и Mg и в результате формировались кварцевые бластомилониты. По мере насыщения флюида этими элементами происходило их комплементарное переотложение в сопряженных зонах “базификации” (Бушмин и др., 2007) в виде *Opx-Grt* и *Di-Scp* жил (например, рис. 36). При рассматриваемых высоких *P-T* параметрах гранулитовой фации такой концентрированный флюид мог приобретать свойства, стирающие грань между флюидом и расплавом (например, Nigashino et al., 2013). Признаками небольшого количества расплавной фазы в кварцевых бластомилонитах могут быть присутствующие в изученных образцах редкие каемки альбита или калиевого полевого шпата вокруг граната среди матричного кварца.

Второй (более плотной) несмешиваемой флюидной фазой, в которой могла быть стерта грань между флюидом и расплавом, были щелочные Na–Ca концентрированные солевые Cl-флюиды (верхние концы коннод с $a_{H_2O} = 0.40$ и в меньшей степени с $a_{H_2O} = 0.51$ на рис. 15а, 15б). Также локализованные в проницаемых зонах эти флюиды-рассолы вызывали метасоматическую Na–Ca фельдшпатизацию основных гранулитов с образованием *Qz-Pl* метасоматических пород. Образование этой более легкоплавкой минеральной ассоциации инициировало парциальное плавление и мигматизацию, интенсивную эндербитизацию *Px* гранулитов в протяженных сдвиговых зонах района нашего исследования (рис. 1, 16). Эффекты влияния щелочного Na–Ca метасоматоза под воздействием Cl флюидов на процессы плавления при гранулитовом метаморфизме убедительно продемонстрированы, например, в (Aranovich, Safonov, 2018). Высокая вероятность появления таких несмешиваемых флюидов в тектонических зонах высокой проницаемости (сдвиговые зоны) позволяет объяснить пространственную ассоциацию дискретных зон с интенсивным проявлением гранитизации и сингранулитового метасоматоза в гранулитовых комплексах.

В заключение заметим, что полученные характеристики флюидов *HP* гранулитов Лапландского пояса Фенноскандинавского щита не могут отражать условия образования всех известных *HP* гранулитов. Однако полученные результаты убеждают нас в том, что в глубинном гранулитовом петрогенезисе могли играть существенную роль дискретные потоки глубинных высокотемпературных несмешиваемых флюидов контрастного химического состава. После пространственной сепарации, в том числе из-за разной способности к фильтрации, поступая по региональным проницаемым зонам наверх, эти флюидные фазы глубинного происхождения могут играть важную роль в магматическом, метаморфическом, метасоматическом и рудном петрогенезисе средней и верхней коры. Прежде всего, потому, что они являются важным агентом транспорта породообразующих элементов, рудных элементов и летучих. При снижении *P* и *T* различия в физико-химических свойствах этих флюидных фаз, включая кислотно-щелочные свойства, должны усиливаться (например, Manning, 2018).

ВЫВОДЫ

1. В диапазоне *P-T* параметров *HP* гранулитов существует обширная область составов H_2O флюидов с разным содержанием CO_2 , хлоридов натрия и кальция, в которой гомогенный флюид распадается на контрастные по химическому составу и свойствам несмешиваемые флюидные фазы и

эта область значительно расширяется с увеличением содержания CaCl_2 .

2. Следовательно, нижняя кора уровня *НР* гранулитовой фации может являться областью зарождения высокотемпературных несмесимых флюидов. С одной стороны, это более плотная флюидная фаза относительно щелочных рассолов с высоким содержанием воды и хлоридов, гидроксидами щелочных и щелочноземельных металлов, с другой – менее плотная потенциально кислотная фаза $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ флюидов, содержащая кислоты HCl и H_2CO_3 . Поступая по региональным проницаемым зонам наверх, эти флюиды глубинного происхождения могут играть важную роль в магматическом, метаморфическом, метасоматическом и рудном петрогенезисе средней и верхней коры.

Благодарности. Авторы благодарны Л.Я. Арановичу за внимательное прочтение рукописи статьи и конструктивные замечания, А.Б. Кольцову, с которым обсуждались закономерности изменения кислотно-щелочных свойств флюидов, а также Д.П. Крылову, предоставившему один из образцов гранулитов для наших исследований.

Источники финансирования. Исследования выполнены по теме НИР Лаборатории флюидных процессов ИГГД РАН. Геологический материал собран на территории Кандалакшского государственного природного заповедника при большой помощи его руководства и сотрудников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аранович Л.Я.* Флюиды гранулитовой фации: физико-химический аспект // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. СПб.: ИГГД РАН, 2007. С. 35–39.
- Аранович Л.Я.* Флюидно-минеральные равновесия и термодинамические свойства смешения флюидных систем // Петрология. 2013. Т. 21. № 6. С. 588–599.
- Аранович Л.Я.* Роль рассолов в высокотемпературном метаморфизме и гранитизации // Петрология. 2017. Т. 25. № 5. С. 491–503.
- Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Бушмин С.А. и др.* Флюидные потоки в региональных зонах деформаций // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 415–436.
- Аранович Л.Я., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С. и др.* Изотопный состав кислорода сосуществующих минералов силлиманит-гиперстеновых пород Порьей губы: свидетельство участия флюида в метаморфизме гранулитовой фации // Геохимия. 2010а. № 8. С. 787–800.
- Аранович Л.Я., Закиров И.В., Сретенская Н.Г., Геря Т.В.* Тройная система $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ при высоких *P-T* параметрах: эмпирическая модель смещения // Геохимия. 2010б. № 5. С. 1–10.
- Беляев О.А.* Кислотное выщелачивание и сопряженный $\text{Fe}-\text{Mg}$ метасоматоз в условиях гранулитовой фации // Метасоматоз и метасоматиты в метаморфических комплексах докембрия. Апатиты: Изд. Кол. ФАН СССР, 1981. С. 10–19.
- Борисенко А.С.* Изучение солевого состава газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
- Бушмин С.А.* Метасоматические образования в зонах регионального метаморфизма // Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов (ред. В.А. Глебовицкий). 1996. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. С. 84–125.
- Бушмин С.А., Доливо–Добровольский Д.В., Лебедева Ю.М.* Инфильтрационный метасоматоз в условиях гранулитовой фации высоких давлений (на примере ортопироксен-силлиманитовых пород сдвиговых зон Лапландского гранулитового пояса) // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 3. С. 383–387.
- Бушмин С.А., Глебовицкий В.А.* Схема минеральных фаций метаморфических пород // Записки Российского минералогического общества. 2008. Ч. 137. № 2. С. 1–13.
- Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Савва Е.В. и др.* Возраст высокobarического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: U-Pb-SHRIMP-II-датирование цирконов из силлиманит-гиперстеновых пород Порьегубского покрова // Докл. АН. 2009. Т. 428. № 6. С. 792–796.
- Говоров И.Н.* Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогения гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1977. 239 с.
- Доливо–Добровольский Д.В.* Происхождение и условия образования сапфиринсодержащих пород Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2002. 24 с.
- Иванов М.В., Бушмин С.А.* Уравнение состояния флюидной системы $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCl}_2$ и свойства флюидных фаз при *P-T* параметрах средней и нижней коры // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 431–445.
- Занова И.А., Синогейкин С.В., Шмулович К.И.* Подвижность флюидных включений в кварце при температурном градиенте // Докл. АН. 1996. Т. 346. № 3. С. 380–382.
- Кигаи И.Н., Тагиров Б.Р.* Эволюция кислотности рудообразующих флюидов, обусловленная гидролизом хлоридов // Петрология. 2010. Т. 18. № 3. С. 270–281.
- Козлов Н.Е.* Лапландский гранулитовый пояс – первичная природа и развитие. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1990. 170 с.
- Козлова Н.Е., Балаганский В.В., Богова М.Н., Реженева С.А.* Структурно-петрологическое изучение ортопироксен-силлиманитовой ассоциации лапландских гранулитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 66–76.
- Кольцов А.Б.* Влияние источников и путей эволюции растворов на состав метасоматитов // Геохимия. 2015. № 2. С. 144–161.
- Кориковский С.П., Аранович Л.Я.* Чарнокитизация и эндербитизация основных гранулитов Лапландского гранулитового пояса (южная часть Кольского полуострова, район Порьей губы): I. Петрология и геотермобарометрия // Петрология. 2010. Т. 18. № 4. С. 340–368.
- Кориковский С.П., Аранович Л.Я.* Чарнокитизация ортопироксен-клинопироксен-флогопитовых бесполово-

- шпатовых метаультрамафитов в Лапландском гранулитовом поясе (юг Кольского полуострова): изменение состава пород и минералов, *P-T* параметры, флюидный режим // Петрология. 2015. Т. 23. № 3. С. 211–250.
- Коржинский Д.С.* Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, Тр. ИГН АН СССР. 1947. Вып. 29. № 10. 164 с.
- Коржинский Д.С.* Открытые системы с вполне подвижными компонентами и правило фаз // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 2. С. 3–14.
- Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
- Лебедева Ю.М., Бушмин С.А., Глебовицкий В.А.* Термодинамические условия метасоматоза в высокотемпературных и высокобарических зонах сдвиговых деформаций (Кандалакшско-Умбинская зона, Кольский полуостров) // Докл. АН. 2012. Т. 445. № 2. С. 191–195.
- Наумов В.Б., Наумов Г.Б.* Минералообразующие флюиды и физико-химические закономерности их эволюции // Геохимия. 1980. № 10. С. 1450–1460.
- Перчук Л.Л., Геря Т.В., Корсман К.* Модель чарнокитизации гнейсовых комплексов // Петрология. 1994. Т. 2. № 5. С. 451–479.
- Петренко Г.В., Малинин С.Д., Арутюнян Л.А.* Экспериментальное исследование растворимости сульфидов тяжелых металлов в гетерогенных системах хлоридный раствор – паровая фаза // Геохимия. 1989. № 6. С. 882–887.
- Подлесский К.К.* Гиперстен в ассоциации с силлимантом и кварцем как индикатор условий метаморфизма // Докл. АН. 2003. Т. 389. № 1. С. 84–87.
- Прияткина Л.А.* Кислотное выщелачивание в условиях гранулитовой фации метаморфизма // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 5. С. 1179–1182.
- Рафальский Р.П.* К проблеме кислотности гидротермальных растворов // Геохимия. 1987. № 3. С. 402–415.
- Судовиков Н.Г.* Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы “основного фронта” // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 1. С. 29–49.
- Фонарев В.И., Крейлен Р.* Доказательство полистадийного метаморфизма на основе изучения флюидных включений в породах Лапландского гранулитового пояса // Петрология. 1995. Т. 3. № 4. С. 379–396.
- Фор Г.* Основы изотопной геологии. Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 590 с. (Gunter Faure. Principles of isotope geology. Second edition. Published by John Wiley & Sons, Inc. N.Y. 1986. 589 p.).
- Ходоревская Л.И., Кориковский С.П.* Метасоматические гранат-клинопироксен-ортопироксен-роговообманковые жилы в метаанортозитах Колвицкого массива, Кольский полуостров: минеральный состав и связь с сингранулитовой гранитизацией // Докл. АН. 2007. Т. 415. С. 539–543.
- Aranovich L.Y., Newton R.C.* H₂O activity in concentrated NaCl solutions at high pressures and temperatures measured by the brucite-periclase equilibrium // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 125. P. 200–212.
- Aranovich L.Y., Newton R.C.* Reversed determination of the reaction: Phlogopite + quartz = enstatite + potassium feldspar + H₂O in the ranges 750–875°C and 2–12 kbar at low H₂O activity with concentrated KCl solutions // Amer. Mineral. 1998. V. 83. P. 193–204.
- Aranovich L.Y., Podlesskii K.K.* Geothermobarometry of high-Grade metapelites: simultaneously operating reactions // Geol. Soc. London. Special Publ. 1989. V. 43. № 1. P. 45–61.
- Aranovich L., Safonov O.* Halogens in High-Grade Metamorphism // The Role of Halogens in Terrestrial and Extraterrestrial Geochemical Processes. Eds. D.E. Harlov, L. Aranovich. Springer Geochemistry. Springer International Publ. 2018. P. 713–757.
- Aranovich L.Y., Newton R.C., Manning C.E.* Brine-assisted anatexis: Experimental melting in the system haplogranite-H₂O-NaCl-KCl at deep-crustal conditions // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. V. 374. P. 111–120.
- Aranovich L.Y., Makhlof A.R., Manning C.E. et al.* Fluids, Melting, Granulites and Granites: A Controversy – Reply to the Commentary of J.D. Clemens, I.S. Buick and G. Stevens // Precambrian Res. 2016. V. 278. P. 400–404.
- Bakker R.J.* Re-equilibration processes in fluid inclusion assemblages // Minerals. 2017. V. 7. № 117. P. 1–19.
- Bakker R.J., Doppler G.* Salinity and density modifications of synthetic H₂O and H₂O–NaCl fluid inclusions in re-equilibration experiments at constant temperature and confining pressure // Chemical Geol. 2016. V. 424. P. 73–85.
- Barbey P., Raith M.* The Granulite belt of Lapland // Eds. D. Vielzeuf, Ph. Vidal. Granulites and Crustal Evolution. Kluwer Acad. Publ. Netherlands. 1990. P. 111–132.
- Baumgartner M., Ronald J., Bakker R.J., Doppler G.* Re-equilibration of natural H₂O–CO₂–salt-rich fluid inclusions in quartz. Part 1. Experiments in pure water at constant pressures and differential pressures at 600°C // Contrib. Mineral. Petrol. 2014. V. 167. P. 1017.
- Berman R.G.* Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canadian Mineral. 1991. V. 29. № 4. P. 833–855.
- Berman R.G., Aranovich L.Ya.* Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO–MgO–CaO–Al₂O₃–TiO₂–SiO₂ // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. № 1–2. P. 1–24.
- Berman R.G., Aranovich L.Y., Rancourt P., Mercier P.H.J.* Reversed phase equilibrium constraints on the stability of Mg–Fe–Al biotite // Amer. Mineral. 2007. V. 92. P. 139–150.
- Bischoff J.L., Rosenbauer R.J., Fournier R.O.* The generation of HCl in the system CaCl₂–H₂O: Vapor-liquid relations from 380–500°C // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 7–16.
- Bodnar R.J., Vityk O.* Interpretation of microthermometric data for H₂O–NaCl inclusions // Fluid inclusions in minerals: Methods and applications. Eds. B. De Vivo, M.L. Frezzotti. Virginia: Tech, 1994. P. 117–130.
- Bolder-Schrijver L.J.A., Kriegsman L.M., Touret J.L.R.* Primary carbonate–CO₂ inclusions in sapphirine-bearing granulites from central Sri Lanka // J. Metam. Geol. 2000. V. 18. P. 259–269.
- Bowers T.S., Helgeson H.C.* Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O–CO₂–NaCl on phase relations in geo-

- logic systems. Equation of state for H_2O-CO_2-NaCl fluids at high pressures and temperatures // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1983. V. 47. P. 1247–1275.
- Bushmin S.A.* Evolutional model of metasomatism in metamorphic cycle // *Theophrastus contributions to advanced studies in Geology*. V. 3. Models and Modelling of geologic processes and objects. Eds. V.A. Glebovitsky, V.N. Dech. Theophrastus Publication. St.-Petersburg: Athens, 2000. P. 137–140.
- Bushmin S.A., Glebovitsky V.A.* Scheme of mineral facies of metamorphic rocks and its application to Fennoscandian shield with representative sites of orogenic gold mineralization // *Transactions of Karelian Research Centre RAS. Precambrian Geology Series*. 2016. № 2. P. 3–27.
- Carlson W.D., Hixon D., Garber M., Bodnar J.* Controls on metamorphic equilibration: the importance of intergranular solubilities mediated by fluid composition // *J. Metamorph. Geol.* 2015. V. 33. P. 123–146.
- Chu H., Chi G., Chou I-M.* Freezing and melting behaviors of $H_2O-NaCl-CaCl_2$ solutions in fused silica capillaries and glass-sandwiched films: implications for fluid inclusion studies // *Geofluids*. 2016. V. 16. P. 518–532.
- Cordier P., Doukhan J.C., Ramboz C.* Influence of dislocations on water leakage from fluid inclusions in quartz: A quantitative reappraisal // *Eur. J. Mineral.* 1994. V. 6. P. 745–752.
- Crawford M.L., Hollister L.S.* Metamorphic fluids, the evidence from fluid inclusions // *Fluid-rock interactions during metamorphism*. Eds. J.V. Walther, B.J. Wood. N.Y.: Springer, 1986. P. 1–35.
- Damman A.H., Kars S.M., Touret J.L.R. et al.* PIXE and SEM analyses of fluid inclusions in quartz crystals from the K-alteration zone of the Rosia Poieni porphyry-Cu deposit, Apuseni Mountains, Rumania // *Eur. J. Mineral.* 1996. V. 8. P. 1081–1096.
- Diamond L.W., Tarantola A.* Interpretation of fluid inclusions in quartz deformed by weak ductile shearing: Reconstruction of differential stress magnitudes and pre-deformation fluid properties // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 417. P. 107–119.
- Duan Z., Moller N., Weare J.H.* Equation of state for the $NaCl-H_2O-CO_2$ system. Prediction of phase equilibria and volumetric properties // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 2869–2882.
- Duan X.* A general model for predicting the solubility behavior of H_2O-CO_2 fluids in silicate melts over a wide range of pressure, temperature and compositions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2014. V. 125. P. 582–609.
- Fonarev V.I., Touret J.L.R., Kotelnikova Z.A.* Fluid inclusions in rocks from the Central Kola Granulite area (Baltic Shield) // *Eur. J. Mineral.* 1998. V. 10. P. 1181–1200.
- Frezza M.-L., Touret J.L.R.* CO_2 , carbonate-rich melts, and brines in the mantle // *Geoscience Frontiers*. 2014. V. 5. P. 697–710.
- Fu B., Touret J.L.R.* From granulite fluids to quartz-carbonate megashear zones: The gold rush // *Geoscience Frontiers*. 2014. V. 5. P. 747–758.
- Hammerli J., Rubenach M.* The Role of Halogens During Regional and Contact Metamorphism // *The Role of Halogens in Terrestrial and Extraterrestrial Geochemical Processes: Surface, Crust, and Mantle*. 2018. Ch. 10. P. 10.
- Herms P., Schenk V.* Fluid inclusions in high pressure granulites of the Pan-African belt in Tanzania (Uluguru Mus): A record of prograde to retrograde fluid evolution // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 130. P. 199–212.
- Heinrich W.H.* Fluid Immiscibility in Metamorphic Rocks // *Rev. Mineral. Geochem.* 2007. V. 65. P. 389–430.
- Hisada K., Perchuk L.L., Gerya T.V. et al.* *P-T*-fluid evolution in the Mahalapye Complex. Limpopo high-grade terrane, eastern Botswana // *J. Metamorph. Geol.* 2005. V. 23. № 5. P. 313–334.
- Higashino F., Kawakami T., Satish-Kumar M. et al.* Chlorine-rich fluid or melt activity during granulite facies metamorphism in the Late Proterozoic to Cambrian continental collision zone—An example from the Sor Rondane Mountains, East Antarctica // *Precambrian Res.* 2013. V. 234. P. 229–246.
- Holness M.B.* Equilibrium dihedral angles in the system quartz- $CO_2-H_2O-NaCl$ at 800°C and 1–15 kbar: the effect of pressure and fluid composition on the permeability of quartzites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 114. P. 171–184.
- Ivanov M.V., Bushmin S.A.* Thermodynamic model of the system $H_2O-CO_2-CaCl_2$ at high *P-T* parameters // *Experiment in Geosciences*. 2018. V. 24. №. 1. P. 110–113.
- Klatt E., Schoch A.E.* Comparison of fluid inclusion characteristics for high-grade metamorphic rocks from Finnish Lapland with medium-grade metamorphic rocks from northwestern Cape Province, South Africa // *27th Intern. Geol. Congr. M.*, 1974. V. 10. P. 73.
- Koizumi T., Tsunogae T., van Reenen D.D.* Fluid evolution of partially retrogressed pelitic granulite from the Southern Marginal Zone of the Neoproterozoic Limpopo Complex, South Africa: Evidence from phase equilibrium modeling // *Precambrian Res.* 2014. V. 253. P. 146–156.
- Kooi M.E., Schouten J.A., Van den Kerkhof A.V. et al.* The system CO_2-N_2 at high pressure and applications to fluid inclusions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1998. V. 62. P. 2837–2843.
- Lamadrid H.M., Lamb W.M., Santosh M., Bodnar R.J.* Raman spectroscopic characterization of H_2O in CO_2 -rich fluid inclusions in granulite facies metamorphic rocks // *Gondwana Res.* V. 26. 2014. P. 301–310.
- Liebscher A.* Aqueous fluids at elevated pressure and temperature // *Geofluids*. 2010. V. 10. P. 3–19.
- Manning C.E.* Fluids of the lower Crust: Deep is different // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2018. V. 46. P. 67–97.
- Manning C.E., Aranovich L.Y.* Brines at high pressure and temperature: Thermodynamic, petrologic and geochemical effects // *Precambrian Res.* 2014. V. 253. P. 6–16.
- Mei Y., Liu W., Brugger J. et al.* The dissociation mechanism and thermodynamic properties of $HCl(aq)$ in hydrothermal fluids (to 700°C, 60 kbar) by *ab initio* molecular dynamics simulations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2018. V. 226. P. 84–106.
- Murakami T., Wallis S., Enami M., Kagi H.* Forearc diamond from Japan // *Geology*. 2008. V. 36. P. 219–222.
- Newton R.C.* Fluids of granulite facies metamorphism // *Advances in Physical Geochemistry, Fluid-rock interactions during metamorphism*. Eds. J.V. Walther, B.J. Wood. N.Y.: Springer-Verlag, 1986. V. 5. P. 36–59.

- Newton R.C., Aranovich L.Ya., Hansen E.C., Vandenheuveel B.A.* Hypersaline fluids in Precambrian deep-crustal metamorphism // *Precambrian Res.* 1998. V. 91. P. 41–63.
- Newton R.C., Smith J., Windley V.* Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth // *Nature.* 1980. V. 288. P. 45–50.
- Newton R.C., Manning C.E.* Role of saline fluids in deep-crustal and upper-mantle metasomatism: insights from experimental studies // *Geofluids.* 2010. V. 10. P. 58–72.
- Newton R.C., Touret J.L., Aranovich L.Y.* Fluids and H₂O activity at the onset of granulite facies metamorphism // *Precambrian Res.* 2014. V. 253. P. 17–25.
- Nijland T.G., Touret J.L.R., Visser D.* Anomalous low temperature orthopyroxene, spinel, and sapphirine occurrences in metasediments from the Bamble amphibolite-to-granulite facies transition zone (South Norway): Possible evidence for localized action of saline fluids // *J. Geol.* 1998. V. 106. P. 575–590.
- Oakes C.S., Bodnar R.I., Simonson J.M.* The system NaCl–CaCl₂–H₂O: I. The ice liquidus at 1 atm total pressure // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 603–610.
- Perchuk L.L., Gerya T.V.* Fluid control of charnockitization // *Chem. Geol.* 1993. V. 108. P. 175–186.
- Perchuk L.L., Safonov O.G., Gerya T.V. et al.* Mobility of components in metasomatic transformation and partial melting of gneisses: an example from Sri Lanka // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 140. P. 212–232.
- Roedder E.* Fluid inclusions // *Reviews in Mineralogy. Mineral. Soc. America.* 1984. V. 12. 644 p.
- Santosh M., Tsunogae T., Yoshikura S.* “Ultrahigh density” carbonic fluids in ultrahigh-temperature crustal metamorphism // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2004. V. 99. P. 164–179.
- Safonov O.G., Reutsky V.N., Varlamov D.A. et al.* Composition and source of fluids in high-temperature graphite-bearing granitoids associated with granulites: Examples from the Southern Marginal Zone, Limpopo Complex, South Africa // *Gondwana Res.* 2018. V. 60. P. 129–152.
- Shmulovich K.I., Graham C.M.* Melting of albite and dehydration of brucite in H₂O–NaCl fluids to 9 kbars and 700–900°C: implications for partial melting and water activities during high pressure metamorphism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 124. P. 370–382.
- Sisson V.B., Crawford M.L., Thompson P.H.* CO₂-brine immiscibility at high temperatures, evidence from calcareous metasedimentary rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. V. 78. P. 371–378.
- Sterner S.M., Bodnar R.J.* Synthetic fluid inclusions in natural quartz. I. Compositional types synthesized and applications to experimental geochemistry // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1984. V. 48. P. 2659–2668.
- Sterner S.M., Bodnar R.J.* Synthetic fluid inclusions. VII. Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory-simulated metamorphic burial and uplift // *J. Metamorph. Geol.* 1989. № 7. P. 243–260.
- Steele-MacInnis M., Bodnar R.J., Naden J.* Numerical model to determine the composition of H₂O–NaCl–CaCl₂ fluid inclusions based on microthermometric and microanalytical data // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2011. V. 75. P. 21–40.
- Takahashi K., Tsunogae T., Ugwuonah E.N.* Fluid-induced high-temperature metasomatism at Rundvågshetta in the Lützow-Holm Complex, East Antarctica: Implications for the role of brine during granulite formation // *Geoscience Frontiers.* 2018. V. 9. P. 1309–1323.
- Touret J.L.R.* Fluid regime in southern Norway, the record of fluid inclusions // *The deep Proterozoic crust in the North Atlantic Provinces.* Eds. A.C. Tobi, J.L.R. Touret. Dordrecht: Reidel, 1985. P. 517–549.
- Touret J.L.R.* The role and nature of fluids in the continental lower crust // *Geol. Soc. India.* 1995. V. 34. P. 143–160.
- Touret J.L.R.* Fluids in metamorphic rocks // *Lithos.* 2001. V. 55. P. 1–25.
- Touret J., Dietvorst P.* Fluid inclusions in high-grade anatectic metamorphites // *J. Geol. Soc. London.* 1983. V. 140. P. 635–649.
- Touret J.L.R., Huizenga J.M.* Fluid-assisted granulite metamorphism: A continental journey // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 224–235.
- Trommsdorff V., Skippen G., Ulmer P.* Halite and sylvite as solid inclusions in high-grade metamorphic rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985. V. 89. P. 24–29.
- Tsunogae T., Santosh M., Osanai Y. et al.* Very high-density carbonic fluid inclusions in sapphirine-bearing granulites from Tonagh Island in the Archean Napier Complex, East Antarctica: implications for CO₂ infiltration during ultrahigh-temperature ($T > 1100^\circ\text{C}$) metamorphism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 279–299.
- Tsunogae T., Santosh M., Dubessy J.* Fluid characteristics of high- to ultrahigh-temperature metamorphism in southern India: A quantitative Raman spectroscopic study // *Precambrian Res.* 2008. V. 162. P. 198–211.
- Van den Kerkhof A.M.* The system CO₂–CH₄–N₂ in fluid inclusions: theoretical modelling and geological applications. PhD Dissertation. Amsterdam: Free University Press, 1988. 206 p.
- Van den Kerkhof A.M., Hein U.F.* Fluid inclusion petrography // *Lithos.* 2001. V. 55. P. 27–47.
- Vityk M.O., Bodnar R.J., Doukhan J.C.* Synthetic fluid inclusions. XV. TEM investigation of plastic flow associated with re-equilibration of fluid inclusions in natural quartz // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. P. 285–297.
- Watson E.D., Brenan J.M.* Fluids in the lithosphere: 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO₂–H₂O fluids and their implications for fluid transport, host-rock physical properties, and fluid inclusion formation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 85. P. 497–515.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Xiao Y., Hoefs J., Van den Kerkhof A.M. et al.* Fluid history of UHP metamorphism in Dabie Shan, China: a fluid inclusion and oxygen isotope study on the coesite-bearing eclogite from Bixiling // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. P. 1–16.
- Zwart E.W., Touret J.L.R.* Melting behavior and composition of aqueous fluid inclusions in fluorite and calcite: applications within the system H₂O–CaCl₂–NaCl // *Eur. J. Mineral.* 1994. V. 6. P. 773–786.

Fluids of High Pressure Granulites

S. A. Bushmin^{a,*}, E. A. Vapnik^{b,**}, M.V. Ivanov^a, Yu. M. Lebedeva^a, and E. V. Savva^a

^a*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 199034 Russia*

^b*Department of Geological and Environmental Sciences Ben-Gurion University of the Negev, Beer-Sheva, 84105 Israel*

**e-mail: s.a.bushmin@ipgg.ru*

***e-mail: vapnik@bgu.ac.il*

Properties of fluids of high pressure granulites are studied on the example of *HP* granulites (~8.7–11 kbar, ~800–900°C) and syngrenulite infiltration *HP* metasomatites (~11–9 kbar, ~920–850°C) from the Lapland granulite belt of the Fennoscandian Shield. The study included large-scale mapping, microthermometry of fluid inclusions, multi equilibrium thermobarometry, calculations of H₂O activity by mineral equilibrium. In basic pyroxene granulites and syngrenulite metasomatites (quartz blastomylonites with orthopyroxene, sillimanite, garnet, veins and vein-like bodies of orthopyroxene-garnet and diopside-scapolite rocks) are discovered the similar assemblages of syngenetic types of fluid inclusions (mainly in quartz but also in garnet, orthopyroxene, and scapolite) with contrast chemical composition: nearly pure CO₂ (distinctly predominant), brines (the main salts are CaCl₂ and NaCl) and N₂ ± H₂O. These three types of inclusions coexist in the same generations of early inclusions: rarer primary (*p*) and predominant primary-secondary (*ps*). CO₂ inclusions are of high and low density, N₂ inclusions are of low density. Brine inclusions show a wide range of total salt content (up to 30–35 wt%) and variable proportion of the main salts concentration: *p*-inclusions with salinity of 20 wt% CaCl₂ + 10 wt% NaCl; *ps*-inclusions with salinity of 5 wt% CaCl₂ + 20 wt% NaCl; *p*- and *ps*-inclusions with salinity of 5–23 wt% NaCl eq; *p*-inclusions with halite (up to 35 wt% NaCl). In general, CaCl₂ is the predominant component among the salts in the group of early *p*- and *ps*-inclusions of the studied rocks. Combined available data (including Sr, Nd, and oxygen isotope systems) indicate that in granulite petrogenesis the external fluid flow was evidently of mantle origin. At the peak *P-T* parameters the inclusions were entrapped from a heterogeneous fluid in which immiscible water-salt and CO₂-rich fluids initially containing nitrogen coexisted simultaneously. Data on fluids chemical composition and salt concentrations, $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.40\text{--}0.51$ are compared with theoretical prediction of fluid phase state and properties of coexisting immiscible fluid phases at the estimated *P-T* parameters of granulite petrogenesis on the base of numerical models of ternary systems H₂O–CO₂–NaCl and H₂O–CO₂–CaCl₂. Tie-lines position and solvus were calculated for the purpose of thermodynamic prediction. The similarity and the reasons for the difference between the theoretical compositions of the arising fluid phases and composition of fluid inclusions, geochemical consequences of the granulite fluid phase separation (the appearance of alkaline concentrated brines and potentially acidic CO₂-rich fluid phase, values of the mass and volume fractions of these phases in dependence of the variations in the composition of the initial homogeneous fluid, etc.) are discussed. Thus, in the range of *P-T* parameters of the *HP* granulites, there is an extensive area of H₂O-fluid compositions with different CO₂ and Na and Ca chlorides contents, in which the homogeneous fluid splits into contrasting in chemical composition and properties fluid phases and this area expands significantly with CaCl₂ content increasing. So, the lower crust at the level of the *HP* granulite facies may be the region of high-temperature immiscible fluids origin. On the one hand, it is a denser fluid phase relatively the alkaline brines, on the other – less dense potentially acidic phase of H₂O–CO₂ fluids rich in CO₂. Ascending along the regional permeable zones these fluid phases of deep origin can play an important role in magmatic, metamorphic, metasomatic and ore petrogenesis of the middle and upper crust.

Keywords: *HP* granulites, syngrenulite *HP* metasomatites, fluid inclusions, brines, nitrogen, water activity, two-phase fluid

УДК 551.251(571.53/.55)

РЕГИОНАЛЬНЫЙ И КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И АВТОМЕТАМОРФИЗМ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

© 2020 г. Е. В. Скляр^{a, b, *}, А. В. Лавренчук^{c, d}, В. С. Федоровский^e, Д. П. Гладкочуб^a,
Т. В. Донская^a, А. Б. Котов^f, А. М. Мазукабзов^a, А. Е. Старикова^{c, d}

^aИнститут земной коры СО РАН, ул. Лермонтова, 128, Иркутск, 664033 Россия

^bДальневосточный федеральный университет, ул. Суханова, 8, Владивосток, 690091 Россия

^cИнститут геологии и минералогии СО РАН, просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^dНовосибирский государственный университет, ул. Пирогова, 2, Новосибирск, 630090 Россия

^eГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 6, Москва, 119017 Россия

^fИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

*e-mail: skl@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 12.04.2019 г.

После доработки 19.05.2019 г.

Принята к публикации 27.05.2019 г.

Породы Ольхонского террейна характеризуются высокой степенью регионального метаморфизма, достигающей гранулитовой фации. Наряду с региональным здесь проявлены процессы контактового метаморфизма и автометаморфизма базитовых даек. Выделено три типа регионального метаморфизма. Для коллажа террейнов севернее зоны Орсо выделяются два этапа регионального метаморфизма: ранний этап гранулитового метаморфизма ($T = 750\text{--}900^\circ\text{C}$, $P = 8\text{--}9$ кбар, около 500 млн лет) и поздний этап, соответствующий амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям ($T = 550\text{--}710^\circ\text{C}$, $P = 4\text{--}6$ кбар, 460–470 млн лет). В пределах микротеррейна Орсо, разделяющего Крестовский островодужный субтеррейн от коллажа остальных микротеррейнов, встречаются высокобарные минеральные ассоциации (до 10 кбар), характеризующиеся присутствием высококальциевого граната в метапелитах. Для микротеррейна Орсо и Крестовского субтеррейна характерен относительно высокобарический тренд метаморфизма. В Крестовском субтеррейне закартирована протяженная зона контактового высокотемпературного метаморфизма, связанного с габброидами второй фазы усть-крестовского комплекса. Оценка температуры образования двупироксеновых роговиков по метапорфиритам бирхинской вулканоплутонической ассоциации составляет $750\text{--}850^\circ\text{C}$. Беербахиты – продукты автометаморфизма субвулканических базитовых тел слагают обширное поле в северном обрамлении Тажеранского массива сиенитов, дайки в Бирхинском габбровом массиве и дайки и отдельные блоки в мраморном меланже. Температура автометаморфизма при образовании беербахитов, оцененная по двупироксеновому геотермометру, составляет $700\text{--}1000^\circ\text{C}$.

Ключевые слова: метаморфизм, роговики, беербахиты, Ольхонский террейн, Западное Прибайкалье

DOI: 10.31857/S0869590320010057

ВВЕДЕНИЕ

Сергей Петрович Кориковский, ученик Дмитрия Сергеевича Коржинского, – выдающийся специалист в области метаморфической геологии и петрологии, хорошо известен и в России, и в международном геологическом сообществе. Его глубокие теоретические разработки при создании общей P - T системы температурных фаций и фаций глубинности метаморфизма (Кориковский, 1969а, 1969б, 1979; Кориковский, Перчук, 1983), термально-купольной модели проградно-ретроградной эволюции метаморфизма складчатых поясов, синхронных с гранитообразованием (Кориковский,

1967), обобщающей петрологической модели эволюции эклогитов и ассоциирующих высокобарических пород на стадиях их погружения, пика метаморфизма и последующей эксгумации (Кориковский, 2009) внесли значительный вклад в решение проблем метаморфической петрологии. Материалы для его теоретических построений накапливались по мере изучения конкретных геологических объектов Восточной Сибири, Кавказа, Карелии, Кольского полуострова и Карпат (Кориковский, 1967; Кориковский, Аранович, 2015; Шенгелиа и др., 1991). К одним из таких объектов относится Ольхонский террейн Западного При-

байкаля, для которого С.П. Кориковским еще в конце 70-х гг. была предложена и обоснована модель зонального метаморфизма, не потерявшая своей актуальности до сих пор. Однако опубликована эта схема была гораздо позже О.М. Розеном и В.С. Федоровским (2001) со ссылкой на ее составителя, хотя она была хорошо знакома всем исследователям региона. Согласно этой схеме, примыкающая к Сибирскому кратону часть Ольхонского террейна характеризуется *P-T* условиями гранулитового метаморфизма, а к юго-востоку степень метаморфизма понижается до эпидот-амфиболитовой фации. Следует отметить, что практически одновременно А.С. Ескиным для Ольхонского террейна была предложена схема метаморфизма с выделением нескольких его этапов (Корреляция..., 1979), опиравшаяся на традиционные представления о длительном проявлении процессов метаморфизма. Поэтому предполагалось, что практически на всей территории Приольхонья (кроме самой юго-восточной части) и о-ве Ольхон первоначально был проявлен метаморфизм гранулитовой фации в архее, а затем — несколько этапов диафореза в интервале от палеопротерозоя до позднего палеозоя. Заслуга С.П. Кориковского состояла как раз в том, что им была выделена единая метаморфическая зональность, и на основе анализа парагенетических минеральных ассоциаций оценены *P-T* параметры в разных зонах метаморфизма.

Казалось бы, за 40 лет последующего изучения региона многими коллективами из Москвы, Санкт-Петербурга, Новосибирска и Иркутска предложенная С.П. Кориковским схема метаморфизма должна была серьезно измениться или, как минимум, существенно детализироваться. Однако этого не произошло, хотя был накоплен новый разнообразный геологический и петрологический материал. Отдельные публикации, рассматривающие в основном небольшие площади гранулитовой зоны метаморфизма (Волкова и др., 2010; Мехоношин и др., 2013; Владимиров и др., 2017; Gladkochub et al., 2008), по существу, уточняли параметры метаморфизма в пределах этих участков. В то же время коллективом авторов настоящей статьи в течение последних двадцати лет проводилось планомерное изучение Ольхонского террейна, включающее составление детальных аэрокосмических геологических карт (м-б 1 : 10000—1 : 12500) (Скляров и др., 2012, 2013; Федоровский и др., 2009, 2011, 2012, 2013). В ходе этих исследований были получены новые данные о геологии и петрологии метаморфических и магматических комплексов Ольхонского террейна, которые обсуждаются в настоящей статье на основе разработок С.П. Кориковского.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СОСТАВА И ТЕКТониКИ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Ольхонский террейн представляет собой коллаж субтеррейнов, микротеррейнов и тектонических пластин, сформированный в процессах фронтальной и косой коллизии структур Палеоазиатского океана с Сибирским кратоном (Fedorovsky et al., 2005; Федоровский, Скляров, 2010; Donskaya et al., 2017). Фрагменты этого террейна присутствуют также на восточном побережье Байкала (Макрыгина, Антипин, 2018). Эти тектонические единицы характеризуются разным составом и возрастом протолитов слагающих их пород (Donskaya et al., 2017). Наиболее крупным и выдержанным по составу является расположенный в юго-западной части Приольхонья Крестовский субтеррейн, сложенный метавулканитами с надсубдукционными геохимическими характеристиками, крупными массивами габброидов, составляющими вместе с ними единую вулканоплутоническую ассоциацию, а также карбонатными толщами (Гладкочуб и др., 2014; Лавренчук и др., 2017, 2019). Остальные микротеррейны имеют существенно гнейсовый (с гранитами) или пестрый (гнейсово-мраморно-амфиболитовый) состав. Они отделены от Крестовского субтеррейна микротеррейном Орсо.

Представления о раннедокембрийском возрасте метаморфических и магматических комплексов Ольхонского террейна остались в далеком прошлом, начиная с начала 80-х годов прошлого века (Бибикина и др., 1980). К настоящему времени известны многочисленные оценки их возраста (Fedorovsky et al., 2005; Федоровский, Скляров, 2010; Владимиров и др., 2017; Donskaya et al., 2017 и др.), которые находятся в интервале 500—460 млн лет.

Визитной карточкой Ольхонского террейна является высокая степень метаморфизма, достигающая гранулитовой фации. Вопрос о природе и возрасте проявления метаморфических событий принципиально важен для реконструкции его тектонической эволюции. В свете имеющихся данных можно предложить несколько вариантов проявления метаморфических событий, отчасти альтернативных, отчасти взаимодополняющих:

1. Единая метаморфическая зональность отражает разные уровни эрозии глубинных частей коллизионного орогена. Непосредственно у кратона на поверхность выведены метаморфические породы наиболее глубоких уровней континентальной коры, а по удалению от кратона они сменяются метаморфическими породами более высоких горизонтов континентальной коры. В таком случае процессы метаморфизма являются поздними, наложенными на уже сформированную структуру всего террейна.

2. Каждый микротеррейн характеризовался собственными, проявленными до амальгамации, процессами метаморфизма. В дальнейшем породы этих тектонических единиц были вовлечены в метаморфические преобразования на поздних стадиях коллизионного тектогенеза.

3. В ходе коллизионного тектогенеза было проявлено несколько эпизодов метаморфизма разных уровней глубинности. В пользу этого предположения свидетельствуют оценки возраста процессов метаморфизма в интервалах 500–485 млн лет (Бибикова и др., 1990; Gladkochub et al., 2005; Владимиров и др., 2017) и 470–460 млн лет (Fedorovsky et al., 2005 и ссылки в ней). Однако интерпретация этих данных может быть разной: а) уменьшение P - T параметров метаморфизма по мере удаления от кратона отражает позднее тектоническое совмещение метаморфических пород разной глубинности в результате фронтальной и косой коллизии; б) наиболее ранние высокотемпературные парагенезисы отражают ранний этап эволюции террейна, соответствующий режиму фронтальной коллизии, а метаморфизм амфиболитовой фации был проявлен уже на этапе косой коллизии (*oblique collision*) и является регрессивным по отношению к раннему метаморфизму; в) метаморфизм продолжался непрерывно на протяжении 40 млн лет, а дискретность полученных оценок возраста является либо артефактом, либо соответствует отдельным метаморфическим событиям, проявленным в ходе коллизионного тектогенеза.

Учитывая то, что в составе Ольхонского террейна присутствуют “осколки” разных структур Палеоазиатского океана (Donskaya et al., 2017), можно предполагать, что часть из них характеризуется проявлениями доколлизионного метаморфизма. Однако идентификация этих метаморфических событий возможна только для высокотемпературных парагенезисов, поскольку при синколлизионном метаморфизме, также высокотемпературном, может происходить полная перекристаллизация первичных минеральных парагенезисов.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Петрологическая изученность метаморфических пород Ольхонского террейна крайне неравномерная. Надежные количественные оценки температур и давлений в предшествующих исследованиях были получены только для довольно узкой, наиболее высокотемпературной гранулитовой зоны метаморфизма (Gladkochub et al., 2008; Волкова и др., 2010; Мехоношин и др., 2013; Владимиров и др., 2017). Они варьируют в достаточно широких пределах: $T = 650$ – 1000°C , $P = 4.5$ – 10 кбар. При этом преобладающая часть из них соответствует интервалам $T = 750$ – 850°C , $P = 7$ – 8 кбар. Однако получены и более низкие оценки темпе-

ратуры (650°C) и давления (4.4–4.6 кбар) (Gladkochub et al., 2008). Участки детальнейших исследований гранулитовой зоны показаны на рис. 1, а рассчитанные параметры метаморфизма приведены в табл. 1 и продемонстрированы на рис. 2.

Основная проблема корректной оценки P - T условий метаморфизма остальной, резко преобладающей по объему, части Ольхонского террейна заключается в том, что в ней практически отсутствуют породы с благоприятными минеральными ассоциациями, в частности высокоглиноземистые породы. Резко преобладают биотитовые гнейсы и гранитогнейсы, в которых иногда присутствует гранат, реже – с мусковитом, а полиморфы глинозема встречаются крайне редко. В амфиболитах гранат обычно отсутствует. Он появляется в них только в пределах участков синметаморфического скарнирования. Минеральные ассоциации мраморов, кальцифиров и кварцитов позволяют только в первом приближении судить о параметрах метаморфизма. Чтобы количественно оценить P - T условия метаморфизма рассматриваемой части террейна, мы использовали спорадически встречающиеся однотипные гранат-двуслюдяные гнейсы, реже биотит-гранатовые гнейсы без мусковита, для оценки только температур метаморфизма. Было сделано два профиля от гранулитовой зоны, а также три профиля, пересекающие микротеррейн (зону) Орсо, разделяющий островодужный Крестовский субтеррейн и другие единицы тектонического коллажа. Схема отбора образцов показана на рис. 1. Во всех случаях анализировались центральные и краевые части минералов, но только в гранатах отмечалась явная зональность. В остальных минералах наблюдались незначительные вариации составов. Представительные анализы гранатов приведены в табл. 2. Для расчета P - T условий метаморфизма использовались гранат-биотит-мусковит-плаггиоклазовый геобарометр (Ghent, Stout, 1981) и гранат-биотитовый геотермометр (Kleemann, Reinhardt, 1994). Для некоторых ассоциаций P - T параметры были рассчитаны с использованием базы данных Thermocalc (Holland, Powell, 1998), которые показали хорошую сходимость значений с использованными геотермобарометрами. При оценке температур и давлений для минеральной ассоциации $Grt + Bt + Sil + Pl + Qz$ (символы минералов здесь и далее по (Whitney, Evans, 2010)) в гранулитовой зоне использовались геотермометр (Holdaway, 2000) и геобарометр (Wu, 2017). Рассчитанные параметры метаморфизма приведены в табл. 1.

В целом для этой части террейна получается достаточно однородная картина по давлению (4.4–4.8 кбар) за исключением самой юго-западной части, где идет снижение значений до 3.5 кбар, и микротеррейна Орсо (о нем ниже). Что касается температуры, то выделяется более высокотемпературная северо-восточная часть (600–650 $^\circ\text{C}$) и

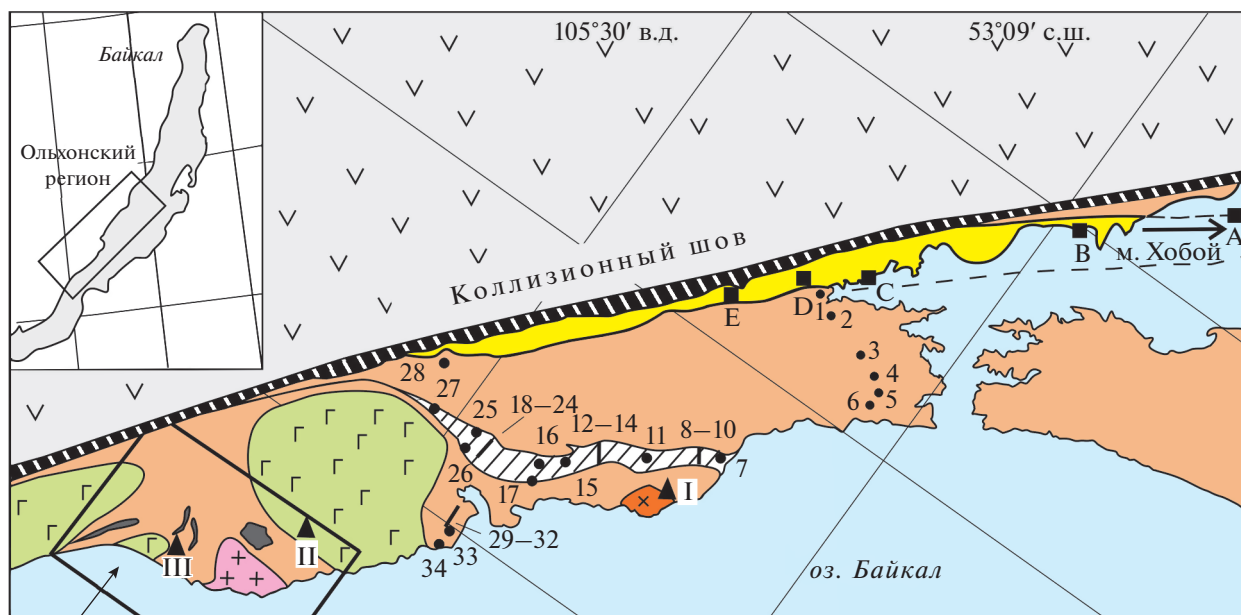


Рис. 4

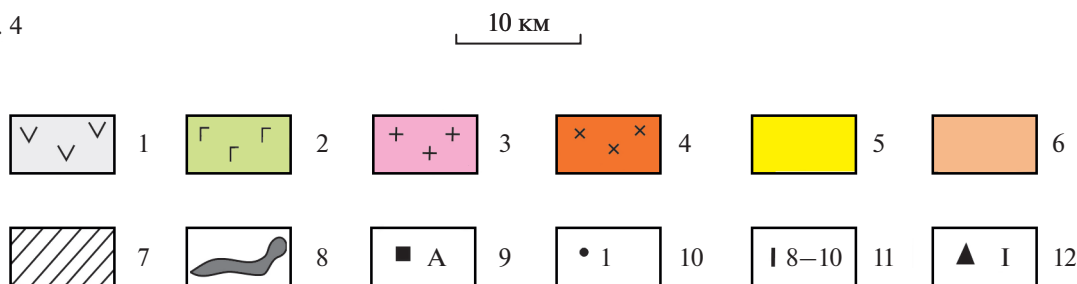


Рис. 1. Схема проявлений регионального и контактового метаморфизма Ольхонского террейна.

1 – Сибирский кратон; 2 – габбро бирхинского комплекса (500 млн лет); 3 – Усть-Крестовский массив габбро и Малокрестовский массив гранитов не разделенные (470 млн лет); 4 – Тажеранский массив сиенитов (470–460 млн лет); 5–7 – зоны метаморфизма Ольхонского террейна: гранулитовая зона (5), эпидот-амфиболитовая зона (6), эпидот-амфиболитовая зона с фрагментами высокobarических ассоциаций (7); 8 – зона высокотемпературных роговиков в Крестовском субтеррейне; 9–11 – места отбора образцов (номера на схеме соответствуют таковым в табл. 1, 2); 9 – участки в гранулитовой зоне с определенными P - T параметрами метаморфизма: (А – мыс Хобой о-ва Ольхон, по (Gladkochub et al., 2008), В – мыс Хадарта, по (Gladkochub et al., 2008), С – мыс Шида, по (Мехоношин и др., 2013), D – пос. Черноруд, по (Владимиров и др., 2017), Е – верховья р. Кучелга); 10, 11 – места отбора (10) и профили отбора (11) образцов в эпидот-амфиболитовой зоне; 12 – проявления беербахитов: I – в Тажеранском габбро-сиенитовом массиве; II – в Бирхинском габброидном массиве; III – в мраморном меланже. Номера и буквы на схеме соответствуют номерам и буквам в табл. 1, 2.

относительно низкотемпературная юго-западная часть (530–600°C). При этом максимальная температура по обоим профилям отмечается непосредственно у контакта с гранулитовой зоной. При этом не фиксируется уменьшение температуры по мере удаления от кратона.

Более контрастная ситуация по давлению наблюдается в микротеррейне Орсо, изученном более детально – практически все рассчитанные значения температуры метаморфизма соответствуют интервалу, характерному для остальной территории (530–600°C), а вариации давлений гораздо более широкие (2.4–10 кбар).

Выявленные различия в P - T условиях метаморфизма наиболее четко выражаются в различиях составов гранатов (табл. 2, рис. 3). В большинстве случаев гранаты характеризуются резко или слабо выраженной зональностью, отвечающей регрессивной, редко прогрессивной стадиям метаморфизма. В первом случае наблюдается увеличение концентраций MnO и уменьшение концентраций MgO от центра к кайме, во втором – обратная картина (рис. 3). Для гранатов северо-восточной части характерны относительно повышенные содержания магния (2.7–7.9 мас. % MgO), уменьшающиеся от центра к периферии зерен, относительно низкие содержания марганца (1–5.6 мас. % MnO),

увеличивающиеся от центра к краю, и низкие содержания кальция (1.0–3.7 мас. % CaO). Во всех случаях изменение состава гранатов от центральных к краевым частям зерен соответствует регрессивному тренду метаморфизма.

В юго-западном профиле гранаты характеризуются более низкими содержаниями магния (2.7–4.5 мас. % MgO), низкими содержаниями кальция (0.8–3.6 мас. % CaO) и гораздо более широкими вариациями концентраций марганца (3.1–13.2 мас. % MnO). В большинстве случаев изменение состава гранатов от центра к периферии зерен соответствует регрессивному тренду метаморфизма, за исключением самой юго-восточной части профиля, где краевые части зерен граната резко обеднены марганцем (от 10.7 до 4.7 мас. % MnO) при небольшом увеличении содержания магния (см. табл. 2).

Гранаты зоны Орсо характеризуются наиболее низким содержанием MgO, в большинстве случаев не превышающим 2 мас. %, и высокой концентрацией MnO, в основном составляющей 9–15 мас. % (рис. 3). Что же касается кальция, то для большинства проанализированных гранатов его содержание типично для гранатов из метапелитовых ассоциаций низких и умеренных давлений – 1.1–3.8 мас. % CaO. В то же время в нескольких пробах фиксируется гораздо более высокая концентрация CaO в гранатах, достигающая 9.2 мас. %. Появление граната такого состава в метапелитах однозначно свидетельствует о повышенных давлениях при метаморфизме (6–10 кбар), значительно превышающих его “фоновый” режим для изученной территории (4.2–4.8 кбар). Характер зональности в высококальциевых гранатах (рис. 3) свидетельствует о резком спаде давления на регрессивной стадии метаморфизма или о проявлении двух этапов метаморфизма – раннего высокобарического и позднего – низко-умеренно-барического.

Таким образом, в пределах Ольхонского террейна выделяется узкая зона гранулитового метаморфизма, характеризующаяся температурами 750–900°C и давлениями 7–9 кбар, в пределах которой фиксируются и проявления метаморфизма амфиболитовой фации ($T = 640–710$, $P = 4.5–6.5$), и обширная зона метаморфизма, соответствующая эпидот-амфиболитовой фации ($T = 500–600$ °C, $P = 4–5$ кбар), с небольшим повышением температуры метаморфизма у контакта с гранулитовой зоной (до 650°C) и понижением температур и давлений (до 3.5 кбар) в юго-западной части. В пределах узкой зоны (микротеррейна) Орсо фиксируются значительные вариации по давлению (2.4–10 кбар) при температурном интервале от 515 до 660°C.

Таблица 1. P - T параметры метаморфизма Ольхонского террейна

Участки	T , °C		P , кбар	
	Гранулитовая зона			
A1	730–770		6.9–7.9	
A2	630–660		4.5–4.6	
B	800–880		7.0–7.8	
C1	750–790		8.0–9.1	
C2	650–710		6.2–6.5	
D	770–820		7.7–8.6	
E	640–680		4.5–4.8	
	T , °C	P , кбар	T , °C	P , кбар
	центр		кайма	
	Северная часть			
1	650	4.8	620	4.4
2	560		610	
3	605		570	
4	580		575	
5	640		580	
6	615		570	
	Зона Орсо			
7	545	4.4	530	4.3
8	625	4.5	530	4.2
9	665	6.9	595	6.3
10	580	5.9	640	5.6
11	615	7.3	580	5.2
12	545	4.8	580	4.4
13	570	5.1	515	4.0
14	570	4.8	570	4.4
15	575	7.7	585	4.7
16	585	5.6	550	5.3
17	590	6.3	560	4.4
18	590	4.1	560	5.8
19	585	5.5	600	4.8
21	555	5.1	575	4.8
22	560	4.9	540	4.4
23	575	4.4	560	4.9
24	590	6.9	590	4.5
25	530	2.4	520	2.5
26	600	4.7	585	4.7
27	580	5.9	585	4.7
	Южная часть			
28	650	4.8	640	4.6
29	600		600	
30	580	4.8	570	4.6
31	575		570	
32	600		560	
33	545	3.85	530	3.3
34	535	3.5	545	3.7

Примечание. A–D по (Gladkochub et al., 2008; Мехоношин и др., 2013; Владимиров и др., 2017); E – авторские данные.

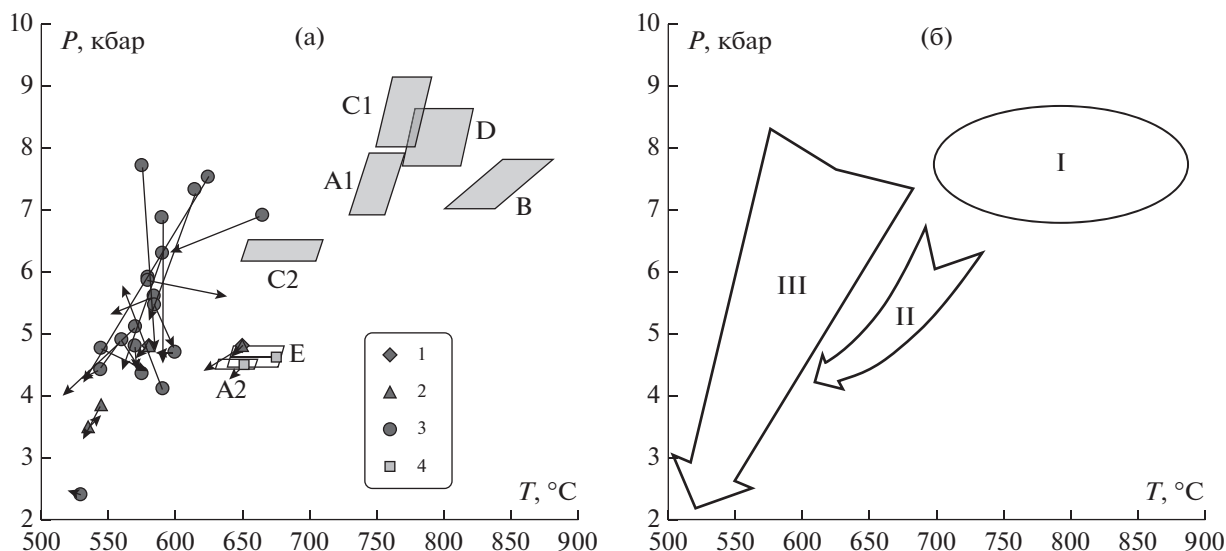


Рис. 2. *P-T* параметры (а) и типы (б) метаморфизма Ольхонского террейна.

1 – гранулитовая зона (А – мыс Хобой о-ва Ольхон, ранний (А1) и поздний (А2) этапы, по (Gladkochub et al., 2008), В – мыс Хадарта, по (Gladkochub et al., 2008), С – мыс Шида, ранний (С1) и поздний (С2) этапы, по (Мехоношин и др., 2013), D – пос. Черноруд, по (Владимиров и др., 2017), E – верховья р. Кучелга, наши данные; 2–4 – эпидот-амфиболитовая зона: СЗ-разрез (2), ЮВ-разрез (3), сутурная зона (микротеррейн) Орсо (4). I, II, III – типы метаморфизма (пояснения в тексте).

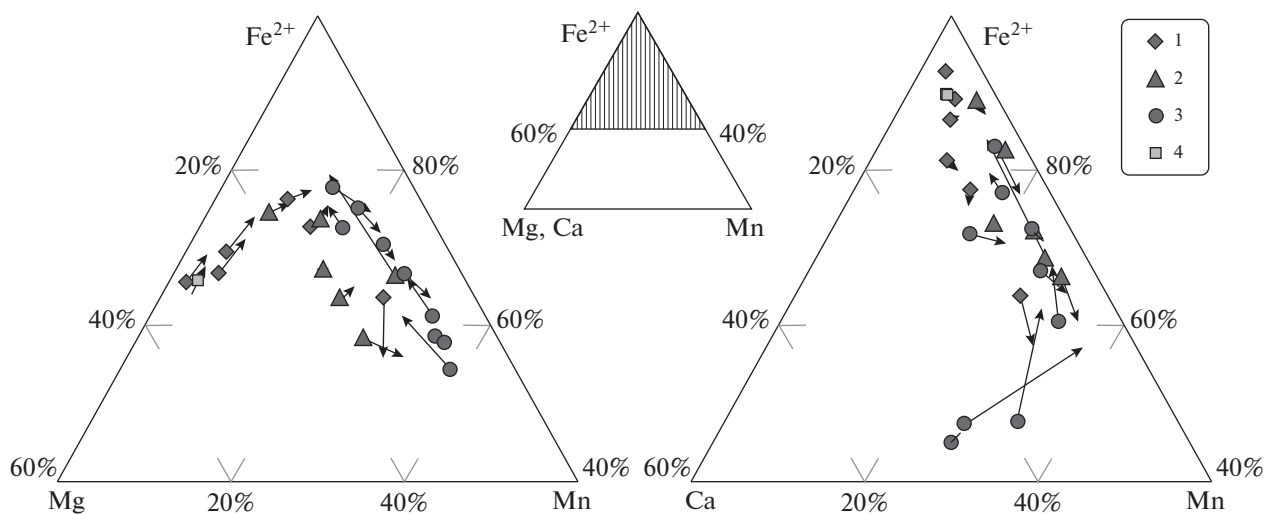


Рис. 3. Состав гранатов в гнейсах Ольхонского террейна.

1 – в гранат-биотит-силлиманитовых гнейсах гранулитовой зоны; 2 – в гранат-биотит-мусковитовых и гранат-биотитовых гнейсах СВ-разреза; 3 – в гранат-биотит-мусковитовых и гранат-биотитовых гнейсах ЮЗ-разреза; 4 – в гранат-биотит-мусковитовых и гранат-биотитовых гнейсах сутурной зоны (микротеррейна) Орсо.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Несмотря на значительное количество массивов габбро и гранитоидов в пределах Ольхонского террейна, процессы контактового метаморфизма здесь практически не фиксируются, что обусловлено несколькими причинами: 1) процессы регионального метаморфизма наложены на магматиче-

ские породы, постметаморфические интрузивы отсутствуют; 2) в абсолютном большинстве случаев контакты интрузивных тел с вмещающими породами тектонические, сформированные в условиях вязко-пластического течения; 3) поскольку условия регионального метаморфизма соответствуют достаточно высокотемпературным фациям, можно идентифицировать только наиболее

Таблица 2. Выборочные анализы гранатов из гранат-двуслюдяных гнейсов

Компоненты	Гранулитовая зона		Северо-запад												Зона Орсо					
	Е		1		4		5		9		11		13		19					
	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к				
SiO ₂	37.74	38.12	37.95	37.31	37.57	36.63	37.46	36.84	37.12	36.91	37.37	37.20	37.39	36.90	36.48					
TiO ₂	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0.06	нпо	0.63	нпо	нпо	нпо	нпо					
Al ₂ O ₃	21.35	21.45	21.24	20.75	21.03	20.69	21.20	20.95	20.41	20.61	20.43	20.90	20.53	20.58	20.16					
FeO	29.89	31.26	30.10	30.79	25.86	24.37	31.31	32.48	26.71	26.63	20.35	24.44	28.71	28.65	29.73					
MnO	1.50	1.37	0.96	1.18	10.08	12.03	2.00	2.38	11.14	11.98	11.81	15.21	7.66	7.78	9.32					
MgO	7.83	6.88	7.94	6.77	3.27	2.34	6.17	4.76	1.58	1.47	1.33	1.46	2.79	2.84	1.63					
CaO	1.44	1.50	1.12	1.01	3.11	3.74	1.39	1.26	3.24	2.31	8.33	2.08	2.80	2.12	1.52					
Сумма	99.74	100.58	99.31	97.79	100.91	99.79	99.53	98.67	100.25	99.91	100.25	101.30	99.87	98.88	98.84					
Si	2.949	2.974	2.976	2.995	2.984	2.958	2.967	2.972	3.005	3.004	2.994	2.989	3.014	3.005	3.007					
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.038	0.000	0.000	0.000	0.000					
Al	1.966	1.971	1.963	1.963	1.969	1.969	1.979	1.992	1.948	1.978	1.929	1.979	1.951	1.976	1.959					
Fe ³⁺	0.136	0.081	0.084	0.048	0.064	0.116	0.087	0.063	0.035	0.014	0.006	0.043	0.020	0.013	0.028					
Fe ²⁺	1.817	1.958	1.890	2.019	1.654	1.530	1.987	2.129	1.773	1.799	1.358	1.600	1.915	1.938	2.021					
Mn	0.099	0.090	0.063	0.080	0.678	0.823	0.134	0.162	0.764	0.826	0.802	1.035	0.523	0.537	0.651					
Mg	0.912	0.800	0.929	0.810	0.387	0.281	0.728	0.572	0.190	0.178	0.158	0.175	0.335	0.345	0.200					
Ca	0.121	0.125	0.094	0.087	0.264	0.323	0.118	0.109	0.281	0.202	0.715	0.179	0.241	0.185	0.134					
Сумма	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000					
X _{Alm}	0.62	0.66	0.64	0.67	0.55	0.52	0.67	0.72	0.59	0.60	0.45	0.54	0.64	0.64	0.67					
X _{Sps}	0.03	0.03	0.02	0.03	0.23	0.28	0.05	0.05	0.25	0.27	0.26	0.35	0.17	0.18	0.22					
X _{Prp}	0.31	0.27	0.31	0.27	0.13	0.10	0.25	0.19	0.06	0.06	0.05	0.06	0.11	0.11	0.07					
X _{Grs}	0.04	0.04	0.03	0.03	0.09	0.11	0.04	0.04	0.09	0.07	0.24	0.06	0.08	0.06	0.04					

Таблица 2. Окончание

Компо- ненты	Зона Орсо												Юго-восток					
	19		20		22		27		28		30		32		33			
	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц	к	ц		
SiO ₂	36.28	37.31	37.30	36.67	37.03	37.35	36.82	37.37	37.10	37.10	36.35	37.27	37.25	36.88	36.22			
TiO ₂	нпо	нпо	0.16	нпо	нпо	0.17	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо			
Al ₂ O ₃	20.20	20.98	20.80	20.47	21.00	20.78	20.82	21.45	21.29	21.29	20.77	20.95	20.80	20.67	20.67			
FeO	28.60	19.50	19.79	29.04	29.16	20.70	26.86	33.53	33.33	33.33	25.14	28.44	28.87	28.78	34.58			
MnO	10.31	11.68	11.81	10.29	10.08	14.01	11.67	3.14	4.02	4.02	13.16	8.83	9.32	10.72	4.74			
MgO	1.52	1.12	1.14	1.20	1.35	1.51	2.14	4.49	3.63	3.63	2.74	3.71	3.08	1.79	2.04			
CaO	1.28	9.20	8.65	2.16	2.17	6.09	2.66	1.23	1.25	1.25	1.6	1.34	1.20	1.61	1.27			
Сумма	98.19	99.80	99.64	99.83	100.79	100.61	100.97	101.21	100.62	100.62	99.74	100.56	100.53	100.45	99.52			
Si	3.012	2.992	3.001	2.997	2.991	2.991	2.953	2.950	2.961	2.961	2.944	2.975	2.989	2.987	2.959			
Ti	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000			
Al	1.976	1.984	1.972	1.972	2.000	1.961	1.968	1.995	2.003	2.003	1.982	1.972	1.968	1.973	1.990			
Fe ³⁺	0.000	0.033	0.008	0.035	0.018	0.038	0.126	0.106	0.074	0.074	0.130	0.078	0.055	0.053	0.092			
Fe ²⁺	1.985	1.274	1.324	1.950	1.951	1.348	1.676	2.107	2.151	2.151	1.572	1.821	1.883	1.896	2.271			
Mn	0.725	0.793	0.804	0.712	0.690	0.950	0.793	0.210	0.272	0.272	0.903	0.597	0.634	0.735	0.328			
Mg	0.188	0.134	0.137	0.146	0.163	0.180	0.256	0.529	0.432	0.432	0.330	0.442	0.369	0.216	0.248			
Ca	0.114	0.791	0.746	0.189	0.187	0.522	0.228	0.104	0.107	0.107	0.138	0.115	0.103	0.140	0.111			
Сумма	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000			
X_{Alm}	0.66	0.43	0.44	0.65	0.65	0.45	0.57	0.71	0.73	0.73	0.53	0.61	0.63	0.63	0.77			
X_{Sprs}	0.24	0.27	0.27	0.24	0.23	0.32	0.27	0.07	0.09	0.09	0.31	0.20	0.21	0.25	0.11			
X_{Prp}	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.09	0.18	0.15	0.15	0.11	0.15	0.12	0.07	0.08			
X_{Grs}	0.04	0.26	0.25	0.06	0.06	0.17	0.08	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04			

Примечание. Номера и буквы соответствуют таковым на рис. 1 и в табл. 1. Анализы минералов выполнены на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430VP с энергодисперсионным спектрометром INCAEnergy 350 в Центре коллективного пользования "Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований" ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.3–0.4 нА, размер пучка <0.1 мкм, время измерения 50 с. Аналитик С.В. Канакин.

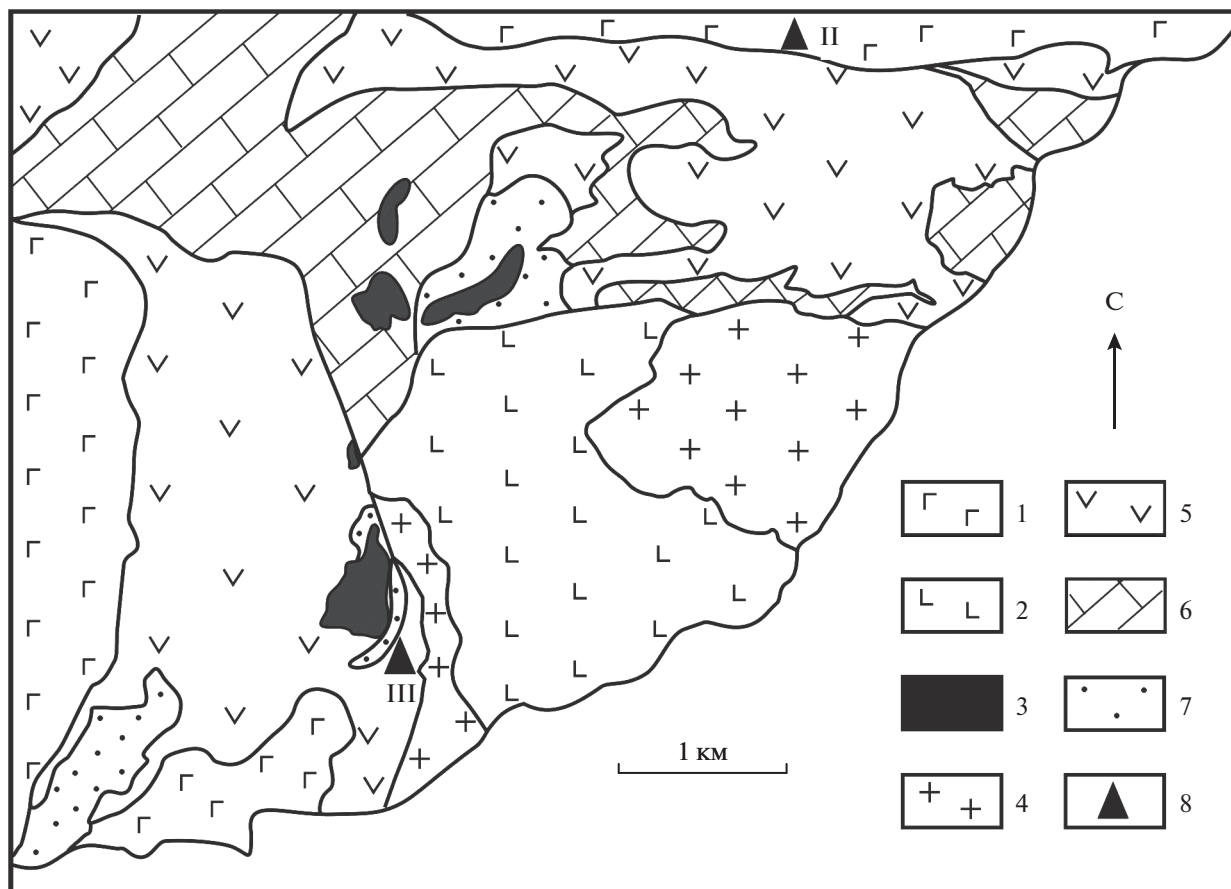


Рис. 4. Схема метаморфизма Крестовского участка.

1 – габбро бирхинской вулканоплутонической ассоциации (500 млн лет); 2, 3 – субшелочные габбро первой фазы усть-крестовского комплекса, включая зоны габбро-гранитного и габбро-сиенитового минглинга (2) и второй фазы (3) (470 млн лет); 4 – граниты малокрестовского комплекса; 5 – метапорфириты бирхинской вулканоплутонической ассоциации и амфиболиты по ним (500 млн лет); 6 – кальцитовые, доломит-кальцитовые, доломитовые мраморы, карбонатно-силикатные породы кальцит-диопсидового, кальцит-тремолитового, кварц-кальцит-диопсид-тремолитового состава; 7 – проявления высокотемпературных роговиков по метапорфиритам и амфиболитам; 8 – проявления беербахитов в габбро Бирхинского массива (II) и в мраморном меланже (III).

высокотемпературные контактовые роговики (фашия пироксеновых роговиков и выше).

Именно высокотемпературные роговики по породам основного состава и были обнаружены в юго-западной части Ольхонского террейна. Впервые они были охарактеризованы на одном из участков В.Б. Савельевой и Т.И. Медведевой (1996), которые выделили узкую полосу роговиков между двумя массивами габбро бирхинского комплекса и выдвинули гипотезу об их формировании в результате термального воздействия одного из массивов. Наши исследования показали, что распространенность высокотемпературных роговиков в этой части террейна гораздо более высокая, причем роговики присутствуют на значительном удалении от вышеотмеченных массивов габбро, протягиваясь в виде прерывистой полосы с юго-запада на северо-восток (рис. 4).

Роговики представлены породами основного состава с характерной минеральной ассоциацией $Orx + Cpx + Pl + Amp + Ilm + Ti-Mag \pm Amp \pm Bt \pm Spl$. В большинстве проявлений это плотные, массивные, мелко-, тонкозернистые породы, нередко мигматизированные. В последнем случае они приобретают гнейсовидный облик. Первичная природа роговиков надежно реконструируется только в северо-восточной части полосы, где они развиваются по метапорфиритам бирхинской вулканоплутонической ассоциации, метаморфизованных на остальной части субтеррейна в условиях эпидот-амфиболитовой фации и в основном преобразованы в амфиболиты. Характерными минералами метапорфиритов являются моноклинный пироксен (чаще, реликты), роговая обманка, плагиоклаз, биотит, нередко присутствует цоизит. В роговиках по порфиритам сохраняются порфиновые выделения плагиоклаза, в то время как меланокра-

Таблица 3. Температуры (°С) метаморфизма роговиков и беербахитов

Местоположение на рис. 1, 4	Породы	W&B	W	B&K
	Роговики	925	1005	850
		875	930	790
I	Беербахиты, Тажеранский массив	1000	1050	860
		895	860	705
		930	895	765
II	Беербахиты, Бирхинский массив	850	895	750
		880	920	790
III	Беербахиты в мраморном меланже	1005	990	920
		930	910	780
		915	955	840
		900	850	700
		840	895	740

Примечание. Температуры метаморфизма рассчитаны по двупироксеновым геотермометрам: W&B – (Wood, Banno, 1973); W – (Wells, 1977); B&K – (Brey, Kohler, 1990).

товые минералы перекристаллизованы и представлены тонкозернистыми агрегатами ортопироксена, клинопироксена, роговой обманки и биотита. Температура контактового метаморфизма, оцененная по двупироксеновому геотермометру составляет 800–1000°С (табл. 3). С некоторой долей условности к роговикам можно отнести и беербахиты, встречающиеся в Крестовском субтеррейне.

БЕЕРБАХИТЫ

Термин “беербахит” был предложен С. Челиусом (С. Chelius) в конце 19 в. для описания даек в габбровом массиве Оденвальд (Odenwalde) в Германии, сложенных тонко-мелкозернистыми породами двупироксен-плагиоклаз-магнетитового (ильменитового) состава с варьирующими количествами высокотемпературного амфибола и характеризующихся “сахаровидной” текстурой. Позднее Г. Клемм (1926) сообщил, что беербахиты, описанные С. Челиусом, слагают не дайки, а метаморфизованные ксенолиты осадочных пород основного состава. Еще позже Макгрегор (MacGregor, 1931) предположил, что беербахиты являются роговиками по магматическим породам основного состава. Однако многие исследователи (Влохат, 1955; MacGregor, 1931 и др.) описывали беербахиты именно в качестве даек в габбровых массивах. Е.Р. Филлипс (Phillips, 1969), обобщая литературные и собственные данные, предложил разделять дайковые и ксенолитовые беербахиты, объяснив необычную структуру дайковых пород их термальной переработкой при внедрении в

еще горячие габбровые массивы. Позднее беербахиты были описаны в нескольких габбровых массивах мира и как дайки, и как ксенолиты (например, Umeji, 1985). Кроме габброидных массивов беербахиты были также выявлены в переходной зоне от габбро к комплексу параллельных даек в океанической коре (Pythou et al., 2014). Таким образом, беербахиты можно рассматривать в качестве высокотемпературных роговиков по породам основного состава, однако проблема источников тепла, необходимых для их образования, до сих пор остается дискуссионной.

По геологическому положению среди пород, соответствующих по своим характеристикам беербахитам, в пределах Ольхонского террейна выделяются три типа проявлений: 1) мощное поле базитовых пород в северном обрамлении Тажеранского массива сиенитов, рассматривавшееся ранее в качестве роговиков (Федоровский и др., 2009; Скляров и др., 2009) или габброидов (Макрыгина, Антипин, 2018); 2) дайки в Бирхинском габбровом массиве; 3) дайки и отдельные блоки в мраморном меланже (Скляров и др., 2017).

Беербахиты Тажеранского массива обычно в разной степени мигматизированы, при этом в них увеличивается количество амфибола и плагиоклаза, исчезают ортопироксен и оливин. Наиболее сильно мигматизация проявлена вблизи контактов с телами сиенитов. Иногда в беербахитах присутствуют сохранившиеся фрагменты габбро-долеритов, размеры которых варьируют от нескольких метров до нескольких десятков метров (Скляров и др., 2009). Переход от габбро-долеритов к беербахитам постепенный и выражается в

смене пород магматической офитовой текстуры метаморфической гранулитовой. Минералогия у обоих типов пород абсолютно идентичная ($Orx + Cpx + Bt + Pl + Amp + Ilm + Ti-Mag \pm Ol \pm Spl$).

В беербахитах Бирхинского массива иногда полностью сохраняется офитовая структура (плагноклазовый каркас), однако выделения пироксенов также характеризуются идиоморфизмом в отличие от “нормальных” долеритов, свидетельствуя о высокотемпературной перекристаллизации темноцветных минералов.

Наиболее интересен в геологическом и петрологическом отношении участок Озерный в южной краевой части Бирхинского массива (рис. 5). Здесь на протяжении более 1 км в габбро прослежена зона мощностью не более 150 м, насыщенная телами долеритов, беербахитов, кальцитовых мраморов и кальцифиров. К последним приурочены небольшие тела скарноидов, образовавшиеся в условиях высоких (с мелилитом и волластонитом) и умеренных (гранат-пироксеновые) температур. Эта зона прослеживается фрагментарно отдельными выходами мраморов и метадолеритов до северного края Бирхинского массива, образуя обращенную на северо-запад дугу, что наряду с характерной формой тел, не позволяет рассматривать их в качестве ксенолитов. Карбонатные породы среди магматических пород всегда рассматривались в качестве ксенолитов, однако ранее нами было показано широкое распространение инъекционных карбонатных и силикатно-карбонатных пород в пределах Ольхонского террейна, и в том числе в пределах габброидных массивов (Скляр и др., 2012, 2013). Некоторые базитовые тела на Озерном участке практически полностью сложены кайнотипными долеритами, другие – только беербахитами, но в преобладающей части тел присутствуют и долериты, и беербахиты, для которых характерна минеральная ассоциация $Orx + Cpx + Amp + Bt + Pl + Mag + Ilm \pm Spl$. Прослеживается непрерывный переход от долеритов (рис. 6а) до классических беербахитов (рис. 6д, 6е). Причем, в неизмененных долеритах иногда присутствуют маломощные прожилки, сложенные фассаитовым пироксеном. В промежуточных разновидностях вместо отдельных интерстициальных выделений пироксена появляются тонкозернистые агрегаты, сложенные орто- и клинопироксеном, при сохранности офитового плагноклазового “каркаса” (рис. 6б, 6в). В наиболее близких по структуре к беербахитом разностях основная масса породы имеет сахаровидную структуру, в которой сохраняются отдельные лейсты плагноклаза (рис. 6г).

Для беербахитов, слагающих дайки в мраморном меланже, прослеженные по простиранию на 30–40 м при мощности 1–3 м, только изредка отмечаются реликты офитовой структуры, а наряду

с двумя пироксенами и высокотитанистым биотитом присутствует шпинель.

Следует отметить, что в большинстве случаев беербахиты характеризуются повышенной магнетизальностью (до 21 мас. % MgO). Температура метаморфизма составляет 850–950°C для беербахитов Тажеранского массива, 750–800°C для даек в Бирхинском массиве и 900–1000°C для даек в мраморном меланже.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Неоднородность метаморфизма в пределах Ольхонского террейна отмечалась многими исследователями, как и уменьшение степени метаморфизма по направлению от границы с Сибирским кратоном (Корреляция ..., 1979; Розен, Федоровский, 2001; Fedorovsky et al., 2005 и др.). Однако трактовка этой неоднородности была разная. А.С. Ескин с соавторами (Корреляция ..., 1979) предполагали проявление нескольких этапов метаморфизма: а) высокотемпературного в архее; б) более низкотемпературного в палеопротерозое–позднем докембрии; в) локальные низкотемпературные метаморфические преобразования в раннем–позднем палеозое. По мнению С.П. Кориковского (Розен, Федоровский, 2001; Fedorovsky et al., 2005), для региона характерна единая метаморфическая зональность от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации. Последующие исследования, сосредоточенные, главным образом, в пределах зоны наиболее высокотемпературного метаморфизма, позволили обоснованно говорить о двух этапах метаморфизма. Так, в районе мыса Хобой о-ва Ольхон зафиксированы разные параметры метаморфизма (750°C при 7–8 кбар и 650°C при 4.5 кбар) в пределах небольшого участка (Gladkochub et al., 2008). Такая же ситуация характерна для участка Шида (750–700°C при 7.9–8.6 кбар и 650–710°C при 6.2–6.5 кбар, Владимиров и др., 2017). Наши данные по гранат-биотит-силлиманитовым гнейсам в верховьях р. Кучелга (Е на рис. 1) соответствуют еще более низким давлениям (4.5–4.7 кбар) при температурах 650–680°C (рис. 2).

Приведенные значения P - T параметров метаморфизма могут соответствовать и единому тренду регрессивной ветви гранулитового метаморфизма (рис. 2), однако датирование метаморфических пород свидетельствует в пользу двух этапов метаморфических событий. Возраст гранулитов мысов Хобой и Хадарта составляет 496 и 498 млн лет соответственно (Gladkochub et al., 2008), в то время как для метапелитовых гранулитов нижнего течения р. Кучелга возраст метаморфизма составляет 470–477 млн лет (Волкова и др., 2010).

Т.В. Донская с соавторами (Донская и др., 2013) предложили вариант проявления первого

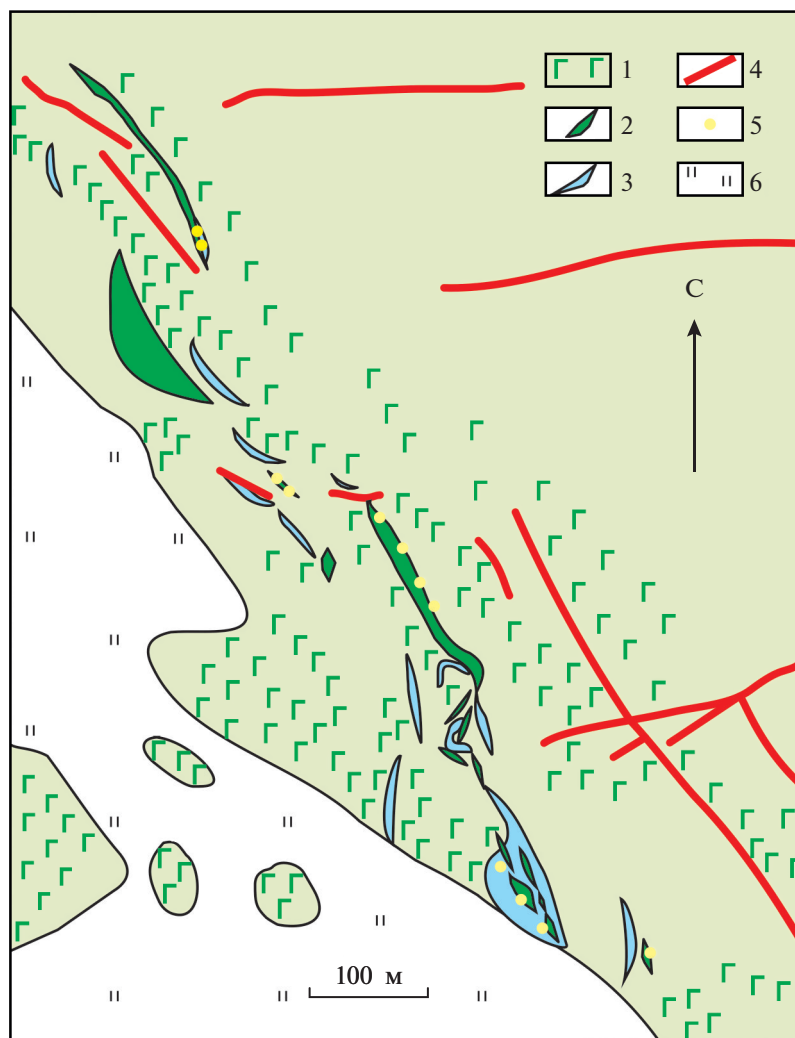


Рис. 5. Детальная геологическая карта участка Озерный в Бирхинском массиве (II на рис. 1, 4). 1 – габбро Бирхинского массива (500 млн лет); 2 – долериты и беербахиты; 3 – инъекционные карбонатные и карбонатно-силикатные породы; 4 – жилы аплитов и гранитов; 5 – скарноиды гранат-пироксен-волластонитового, реже мелилит-гранат-пироксен-волластонитового состава; 6 – озерно-аллювиальные отложения.

этапа метаморфизма в процессе амальгамации Ольхонского террейна до его коллизии с Сибирским кратоном. В равной степени можно полагать, что амальгамация террейна и сопутствующий метаморфизм происходили в начальные стадии коллизионного тектогенеза (фронтальная коллизия).

Полученные для остальной территории террейна оценки P - T параметров метаморфизма соответствуют в основном эпидот-амфиболитовой фации, редко переходной зоне от эпидот-амфиболитовой к амфиболитовой фации (550–650°C при 4.8 кбар для центральных частей граната и 560–640°C при 4.3–4.7 кбар для краевых частей). Во всех случаях фиксируется регрессивная ветвь метаморфизма. Интересно то, что значения P - T параметров для территории, располагающейся севернее зоны Орсо, соответствуют тренду второ-

го этапа метаморфизма в гранулитовой зоне, в то время как для Крестовского субтеррейна, расположенного южнее зоны Орсо, параметры метаморфизма относятся уже к другому, относительно высокobarическому тренду, характерному для зоны Орсо (см. рис. 2).

Имеющиеся в наличии оценки возраста син-метаморфических жил гранитов и комбинированных даек северной территории находятся в интервале 460–470 млн лет (Fedorovsky et al., 2005; Федоровский и др., 2010, 2017), что в пределах ошибки определения соответствует возрасту второго этапа метаморфизма в гранулитовой зоне.

В зоне (микротеррейне) Орсо между Крестовским субтеррейном и коллажем остальных структур Ольхонского террейна большинство значений P - T параметров метаморфизма также соот-

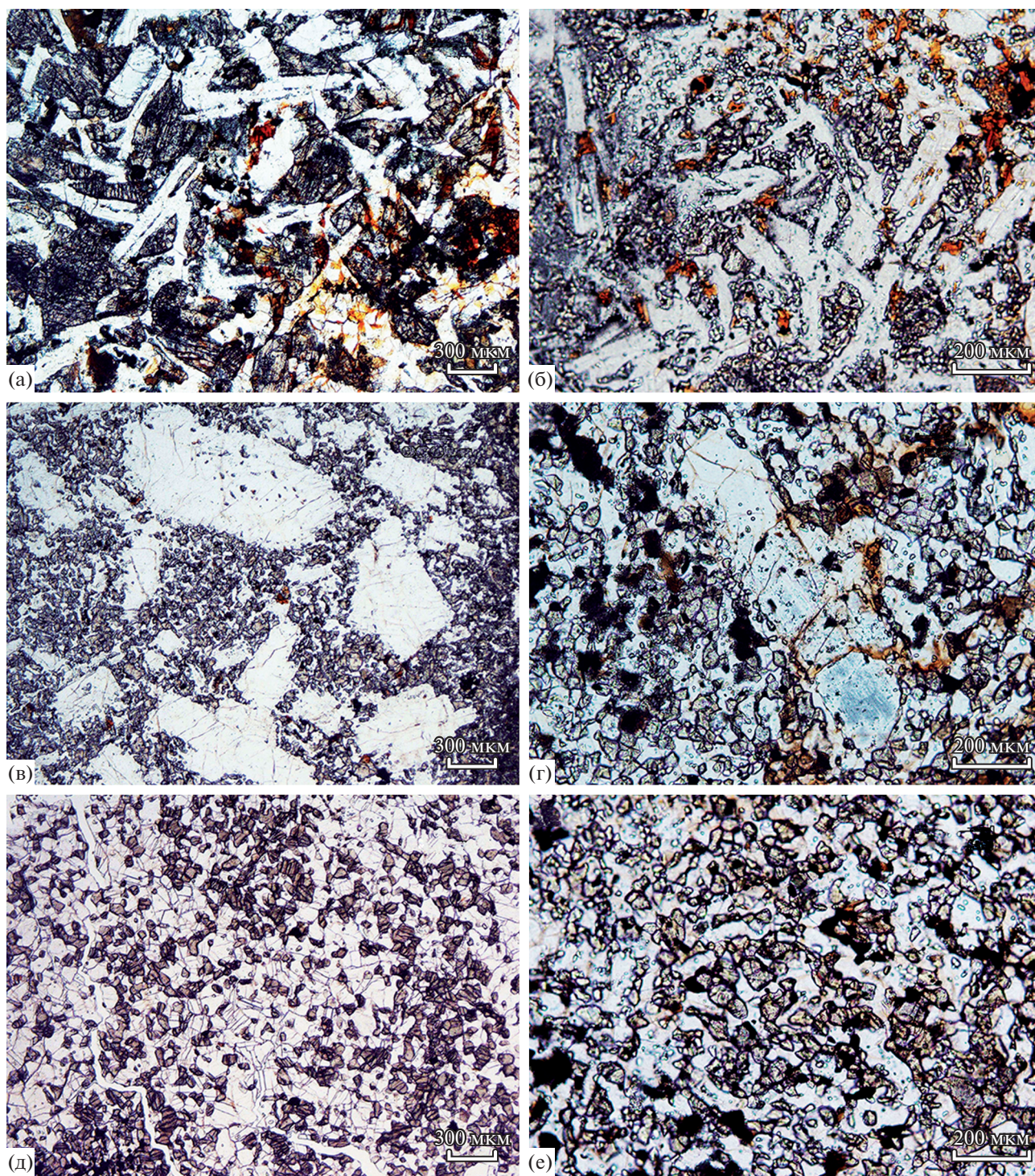


Рис. 6. Микрофотографии шлифов долеритов и беербахитов участка Озерный. (а) – неизмененный долерит, в интерстициях между лейстами плагиоклаза авгит; (б) – долерит с перекристаллизованными темноцветами (ортопироксен, клинопироксен, биотит); (в) – микрогаббро с перекристаллизованными темноцветами (ортопироксен, клинопироксен, биотит); (г) – беербахит с реликтовыми лейстами плагиоклаза, в основной массе ортопироксен, клинопироксен, амфибол, плагиоклаз; (д, е) – беербахиты с гранулитовой текстурой.

ветствует эпидот-амфиболитовой фации. Однако наблюдаются и их резкие вариации, главным образом, по давлению, причем как от более высоких (до 10 кбар), так и более низких (2.4 кбар) значе-

ний. Фиксируется это появлением необычных для метапелитовых ассоциаций гранатов с высоким содержанием гроссулярового минала (до 9.2 мас. % CaO) и повышенным содержанием се-

ладонитового компонента в мусковитах. Причем, в краевых частях зерен граната содержание СаО может снижаться в несколько раз (см. анализ II в табл. 2). Минимальное же давление при метаморфизме оценивается в 2.4 кбар. В возрастном отношении микротеррейн Орсо также отличается от остальных тектонических единиц Ольхонского террейна. Только в ортогнейсах этого микротеррейна присутствуют две популяции магматических цирконов с возрастными 792 ± 10 и 844 ± 6 млн лет (Гладкочуб и др., 2010). Уникальность микротеррейна Орсо и по особенностям метаморфизма, и по возрасту слагающих его пород предполагает два возможных варианта объяснения его происхождения:

1. Он представляет собой экзотический микротеррейн, в пределах которого частично сохранились ранние (доколлизийные) метаморфические парагенезисы. В таком случае остается непонятным – почему в его пределах продолжались процессы метаморфизма при выведении на более высокий уровень континентальной коры (2.4 кбар), в то время как на остальной территории Ольхонского террейна метаморфические парагенезисы уже были законсервированы (4–5 кбар).

2. Микротеррейн Орсо является на самом деле сутурной зоной, отделяющей Крестовский субтеррейн от коллажа остальных микротеррейнов. В таком случае в эту зону могли попадать фрагменты пород более низких уровней континентальной коры.

В целом же можно выделить три типа (этапа?) регионального метаморфизма: 1) гранулитовый метаморфизм в пределах узкой полосы, большей частью примыкающей к Сибирскому кратону с возрастом 490–500 млн лет (I на рис. 26); 2) возможно, зональный метаморфизм от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой фации, проявленный в пределах коллажа микротеррейнов севернее зоны Орсо с возрастом 460–470 млн лет (II на рис. 26); 3) относительно высокобарический метаморфизм зоны Орсо с низкобарическим метаморфизмом Крестовского субтеррейна (III на рис. 26). Относительно времени проявления этого типа метаморфизма данных нет.

Природа высокотемпературных роговиков Крестовского субтеррейна, протягивающихся в виде узкой прерывистой полосы, является предметом дискуссии. Предположению В.Б. Савельевой и Т.И. Медведевой (1996) о связи роговиков с одним из небольших массивов габбро бирхинского комплекса (возраст 500 млн лет) противоречат: 1) полоса амфиболитов между роговиками и габбро, не затронутых процессами высокотемпературного метаморфизма (Скляров и др., 2011); 2) продолжение зоны контактового метаморфизма на несколько километров от вышеупомянутого массива. В то же время в пределах этой полосы

закартировано несколько мелких массивов (см. рис. 4) субщелочных габбро второй фазы усть-крестовского комплекса (возраст 470 млн лет). Скорее всего, именно эти тела и обеспечили высокотемпературный прогрев вмещающих толщ.

Как уже отмечалось выше, основной причиной выделения беербахитов послужило то, что они развиваются по породам базитового состава, характеризуются типично метаморфическими, а не магматическими структурами, в то время как источники тепла для их прогрева четко не установлены. В Ольхонском террейне для первых двух типов беербахитов хотя бы теоретически можно предполагать внешний источник тепла (сиениты Тажеранского массива и вмещающие габбро Бирхинского массива). Однако именно у контакта с сиенитами в Тажеранском массиве беербахиты характеризуются отчетливой гнейсовидной текстурой, в их составе преобладают амфибол и плагиоклаз, а ортопироксен отсутствует. К тому же мощность полосы беербахитов существенно превышает суммарную мощность сиенитовых тел, что заставляет сомневаться в достаточном “энергетическом потенциале” сиенитов для высокотемпературного прогрева (850–1000°C). В Бирхинском массиве дайки беербахитов локализованы в тектонической зоне, которая наложена на уже закристаллизованный массив, и, по геологическим данным, существенно “оторвана” во времени от момента кристаллизации массива (470 и 500 млн лет). Однако очевидно отсутствие явного источника прогрева для даек беербахитов в мраморном меланже, в матрикс которого минеральные ассоциации (тальк, тремолит, кварц, цоизит) отвечают эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, как и в других типах пород Крестовского субтеррейна. И расположены эти дайки на значительном расстоянии от возможных источников прогрева. Наиболее вероятным объяснением высокотемпературных метаморфических (а иногда и метасоматических) преобразований явно магматических пород являются процессы аутометаморфизма. Несколько факторов могут быть благоприятными для таких процессов: 1) повышенная магнезиальность даек долеритов (до 21 мас. % MgO), свидетельствующая о повышенных температурах исходных расплавов; 2) достаточно высокая температура вмещающих пород на момент внедрения (500–600°C), поскольку эти дайки являются синметаморфическими и синдеформационными; 3) специфический флюидный режим, обусловленный внедрением базитовых магм в зону активного тектогенеза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Породы Ольхонского террейна характеризуются высокой степенью регионального метаморфизма, достигающей гранулитовой фации. Наряду

ду с региональным здесь проявлены процессы контактового метаморфизма и автосметаморфизма базитовых даек.

2. Фиксируются три типа регионального метаморфизма. Для коллажа террейнов севернее зоны Орсо выделяются два этапа регионального метаморфизма: ранний этап (около 500 млн лет) проявлен в узкой полосе, расположенной вблизи Сибирского кратона в юго-восточной части Ольхонского террейна. Оценки P - T условий метаморфизма соответствуют гранулитовой фации умеренных давлений ($T = 750\text{--}900^\circ\text{C}$, $P = 8\text{--}9$ кбар). Поздний этап (около 470 млн лет) проявлен как в зоне гранулитового метаморфизма, так и в коллаже микротеррейнов южнее. P - T условия метаморфизма соответствуют амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям ($T = 550\text{--}710^\circ\text{C}$, $P = 4\text{--}6$ кбар). Для гранулитовой зоны характерны минеральные ассоциации обоих этапов метаморфизма, в то время как на остальной территории фиксируются минеральные ассоциации только позднего этапа.

3. В пределах микротеррейна Орсо, разделяющего Крестовский островодужный субтеррейн от коллажа остальных микротеррейнов, встречаются высокобарные минеральные ассоциации (до 10 кбар), характеризующиеся присутствием высококальциевого граната в метапелитах. Возможны два варианта объяснения этого явления: 1) в экзотическом для Ольхонского террейна микротеррейне Орсо с возрастом протолита (860 млн лет) частично сохранились минеральные парагенезисы доколлизийного метаморфизма; 2) микротеррейн Орсо является сутурной зоной, отделяющей Крестовский субтеррейн от коллажа остальных микротеррейнов. P - T параметры метаморфизма Крестовского субтеррейна составляют единый тренд с относительно высокобарическим метаморфизмом зоны Орсо.

4. В Крестовском субтеррейне закартирована протяженная зона контактового высокотемпературного метаморфизма, связанного с габброидами второй фазы усть-крестовского комплекса. Оценка температуры образования двупироксеновых роговиков по метапироксенам бирхинской вулканоплутонической ассоциации составляет $750\text{--}850^\circ\text{C}$.

5. По геологическому положению в пределах Ольхонского террейна выделяются три типа беербахитов — продуктов автосметаморфизма субвулканических базитовых тел: 1) обширное поле беербахитов в северном обрамлении Тажеранского массива сиенитов; 2) дайки беербахитов в Бирхинском габбровом массиве; 3) дайки и отдельные блоки беербахитов в мраморном меланже. Температура автосметаморфизма при образования беербахитов, оцененная по двупироксеновому геотермометру, составляет $700\text{--}1000^\circ\text{C}$.

Источники финансирования. Исследования выполнены в рамках Государственных заданий ИЗК СО РАН, ИГМ СО РАН, ГИН РАН при финансовой поддержке РФФИ (проекты 16-05-00202, 17-05-00203).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др.* U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология Сибирской платформы и прилегающих областей. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.
- Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хромых С.В. и др.* Динамика мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях коллизионных орогенов (на примере Ольхонского региона, Западное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 223–268; <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0240>
- Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Травин А.В. и др.* U-Pb изотопное датирование (SHRIMP-II) цирконов из гранулитов Ольхонского региона Западное Прибайкалье: возраст протолита и проблема геодинамической интерпретации гранулитового метаморфизма // Докл. АН. 2010. Т. 432. № 6. С. 797–800.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др.* Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 571–588.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др.* Фрагмент раннепалеозойской (~500 млн лет) островной дуги в структуре Ольхонского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Докл. АН. 2014. Т. 457. № 4. С. 429–433.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С. и др.* Синметаморфические гранитоиды (~490 млн лет) — индикаторы аккреционной стадии в эволюции Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1543–1561.
- Корреляция эндогенных процессов в метаморфических комплексах докембрия Прибайкалья // Под ред. А.С. Ескина, В.В. Эз, О.В. Грабкина и др. Новосибирск: Наука, 1979. 117 с.
- Кориковский С.П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 298 с.
- Кориковский С.П.* Границы ставролитовой субфации метаморфизма в области низких давлений // Докл. АН СССР. 1969а. Т. 184. № 1. С. 195–198.
- Кориковский С.П.* Фазовые равновесия в низкотемпературной части ставролитовой фации в условиях различной глубинности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969б. № 8. С. 40–55.
- Кориковский С.П.* Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Кориковский С.П.* Проградные преобразования умеренно-барических амфиболитов в ходе их эклогитизации // Петрология. 2009. Т. 17. № 4. С. 339–354.
- Кориковский С.П., Аранович Л.Я.* Чарнокитизация ортопироксен-клинопироксен-флогопитовых бесполовошпатовых метасульфидов в Лапландском гра-

- нулитовом поясе (юг Кольского полуострова): изменение состава пород и минералов, P - T параметры, флюидный режим // Петрология. 2015. Т. 23. № 3. С. 211–250.
- Кориковский С.П., Перчук Л.Л. Закономерности изменения P - T параметров регионального метаморфизма на основе микрозондовых исследований минералов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 5. С. 76–89.
- Лавренчук А.В., Скляров Е.В., Изох А.Э. и др. Особенности состава габброидов Крестовской зоны (Западное Прибайкалье) как отражение взаимодействия надсубдукционной литосферной мантии с мантийным плюмом // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1439–1458.
- Лавренчук А.В., Скляров Е.В., Изох А.Э. и др. Бирхинская вулcano-плутоническая ассоциация (Ольхонский район, Западное Прибайкалье) – петрологические критерии комагматичности // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 309–327.
- Макрыгина В.А., Антипин В.С. Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалья. Новосибирск: Изд-во ГЕО, 2018. 248 с.
- Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. и др. Реститивные гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1562–1582.
- Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Книжный Мир, 2001. 256 с.
- Савельева В.Б., Медведева Т.И. Минералогия и условия образования двупироксеновых и гранато-кордиеритогиперстеновых роговиков ангинской серии Западного Прибайкалья // Записки ВМО. 1996. № 2. С. 10–23.
- Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1405–1423.
- Скляров Е.В. (отв. ред.), Федоровский В.С. (отв. ред.), Мазукабзов А.М. и др. Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона (Байкал). Зона Крестовский–Широкая. Ольхонский геодинамический полигон. М.: Изд-во Группа компаний А1 TIS, 2012.
- Скляров Е.В. (отв. ред.), Федоровский В.С. (отв. ред.), Лавренчук А.В. и др. Аэрокосмическая геологическая карта междуречья Анга-Бегул (Байкал) зона Правая Анга. Ольхонский геодинамический полигон. М.: Изд-во: Центр Сорумастер, 2013.
- Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Пушкарев Е.В. и др. Беербахиты Приольхонья: геологическая позиция, минералогия и механизмы образования // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту (м-лы совещания). Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2017. Вып. 15. С. 254–257.
- Федоровский В.С., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М. и др. Геологическая карта Массива Тажеран. М.: Изд-во Группа компаний А1 TIS, 2009.
- Федоровский В.С., Скляров Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4. С. 331–418.
- Федоровский В.С., Скляров Е.В., Мазукабзов А.М. и др. Аэрокосмическая геологическая карта северо-восточной части Приольхонья (Байкал). Зоны Нутгей и Оргойта-Змеиная падь. Ольхонский геодинамический полигон. М.: Изд. Группа компаний А1 TIS, 2011.
- Федоровский В.С. (отв. ред.), Мазукабзов А.М., Скляров Е.В. и др. Аэрокосмическая геологическая карта юго-западной части зон Черноруд и Томота Ольхонского региона (Байкал). Ольхонский геодинамический полигон. М.: Изд-во Группа компаний А1 TIS, 2012.
- Федоровский В.С. (отв. ред.), Мазукабзов А.М., Скляров Е.В. и др. Аэрокосмическая геологическая карта северо-восточной части зон Черноруд и Томота Ольхонского региона (Байкал). Ольхонский геодинамический полигон. М.: Изд-во: Центр Сорумастер, 2013.
- Федоровский В.С., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П. и др. Аэрокосмическая геологическая карта Ольхонского региона (Байкал, Россия). М.: Изд. Профессиональный Центр Копимастер, 2017.
- Шенгелия Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л. и др. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа // Под ред. С.П. Кориковского. М.: Наука, 1991. 231 с.
- Bloxam T.W. The origin of the Girvan–Ballantrae beerrachites // Geol. Magaz. 1955. V. 92. P. 329–37.
- Brey G.P., Kohler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II, new thermobarometers, and practical assessment of existing their barometers // J. Petrol. 1990. V. 31. P. 1353–1378.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S. et al. Pre-collisional (>0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2017. V. 42. P. 243–263.
- Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al. The Olkhon collision system (Baikal region) // Structural and tectonic correlation across the Central Asian orogenic collage: North-Eastern segment // Ed. E.V. Sklyarov. Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480. Irkutsk. 2005. P. 5–76.
- Ghent E.D., Stout M.Z. Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muskovite assemblages // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 76. P. 92–97.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D. et al. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // J. Geol. Soc. London. 2008. V. 165. P. 235–246.
- Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // Amer. Mineral. 2000. V. 85. P. 881–892.
- Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic dataset for phase of petrological interest // J. Metamorphic Geol. 1998. V. 16. P. 309–343.
- Kleemann U., Reinhardt J. Garnet-biotite thermometry revisited: the effect of AlVI and Ti in biotite // Eur. J. Mineral. 1994. V. 6. P. 925–941.
- Klemm G. Petrographische Mitteilungen aus dem Odenwalde. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt, 1926. 5 F. H. 9. P. 104–117.

- MacGregor A.G.* Scottish pyroxene-granulite hornfels and Odenwalde beerbachite // *Geol. Magaz.* 1931. V. 98. P. 506–521.
- Phillips E.R.* On the rock name beerbachite // *Geol. Magaz.* 1969. V. 106. № 3. P. 281–283.
- Python M., Abily B., France L.* Magmatism and metamorphism at the sheeted dyke-gabbro transition zone: new insight from beerbachite from ODP/IODP Hole 1256D and Oman ophiolite // *Geophys. Res. Abstracts.* 2014. V. 16. EGU2014-14291.
- Umeji A.C.* On the beerbachites from Freetown, Sierra Leone // *Geol. Magaz.* 1985. V. 122. № 5. P. 663–667.
- Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 62. P. 129–139.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973. V. 42. P. 109–124.
- Wu C.-M.* Calibration of the garnet-biotite- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer for metapelites // *J. Metamorph. Geol.* 2017. V. 35. Iss. 9. P. 983–998.

Regional, Contact Metamorphism and Autometamorphism in the Olkhon Terrain (West Baikal Area)

**E. V. Sklyarov^{a, b, *}, A. V. Lavrenchuk^{c, d}, V. S. Fedorovsky^e, D. P. Gladkochub^a,
T. V. Donskaya^a, A. B. Kotov^f, A. M. Mazukabzov^a, and A. E. Starikova^{c, d}**

^a*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 664033 Russia*

^b*Far East Federal University, School of Engineering, Vladivostok, 690091 Russia*

^c*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch
of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, 630090 Russia*

^d*Novosibirsk State University, Department of Geology and Geophysics, Novosibirsk, 630090 Russia*

^e*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 109017 Russia*

^f*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 199034 Russia*

*e-mail: skl@crust.irk.ru

The rocks of the Olkhon terrane experienced high-grade regional metamorphism reaching granulite facies. In addition to regional metamorphism, they were subjected to contact metamorphism and autometamorphism (basite dikes). Three types of regional metamorphism have been distinguished. A terrane collage north of the Orso Zone revealed two stages of regional metamorphism: early-stage granulite metamorphism ($T = 750\text{--}900^\circ\text{C}$, $P = 8\text{--}9$ kbar, around 500 Ma) and late-stage amphibolite and low amphibolite facies ($T = 550\text{--}710^\circ\text{C}$, $P = 4\text{--}6$ kbar, 460–470 Ma). The Orso microterrane separating the Krestovsky island-arc subterrane from a collage of other microterranes contains high-pressure mineral assemblages (up to 10 kbar), which are characterized by the presence of high-calcium garnet in metapelites. The Orso microterrane and Krestovsky subterrane are characterized by relatively high-pressure metamorphism. An extended zone of contact high-temperature metamorphism related to the emplacement of gabbro of the second phase of the Ustkrestovsky Complex, has been mapped in the Krestovsky subterrane. The temperature of formation of two-pyroxene hornfels after metaporphyrite of the Birkhin volcanoplutonic association is estimated at $750\text{--}850^\circ\text{C}$. Beerbachites were formed by autometamorphism of subvolcanic mafic bodies, which compose a northern part of the Tazheran composite massif (syenite, Ne-syenite, subalkaline gabbro), dikes in the Birkhin gabbro massif, as well as dikes and separate blocks in marble mélange. The temperature of autometamorphism during formation of beerbachites is estimated from two-pyroxene geothermometer as $700\text{--}1000^\circ\text{C}$.

Keywords: metamorphism, hornfels, beerbachite, Olkhon terrane, West Baikal Area

УДК 552.33:550.4.08

КАЛЬЦИЕВЫЕ ГРАНАТЫ КАК ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О ВОЗРАСТЕ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ИНТРУЗИЙ КОЛЬСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

© 2020 г. М. В. Стифеева^{а, *}, Е. Б. Сальникова^а,
А. А. Арзамасцев^а, А. Б. Котов^{а, **}, В. Ю. Гроздев^б

^аИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 119034 Россия

^бГеологический институт Болгарской академии наук, ул. Академика Бончева, 24, София, 1113 Болгария

*e-mail: stifeeva.maria@yandex.ru

**e-mail: abkotov-spb@mail.ru

Поступила в редакцию 12.04.2019 г.

После доработки 21.05.2019 г.

Принята к публикации 27.05.2019 г.

Выполнены U-Pb геохронологические (ID-TIMS) исследования гранатов ряда шорломит–моримотоит–андрадит из магматических пород щелочно-ультраосновных массивов Вуориярви, Салланлатва и Салмагорского Кольской щелочной провинции. Они характеризуются сравнительно высоким содержанием U (5–9 мкг/г) и низкой долей обыкновенного свинца ($Pb_c/Pb_t = 0.2–0.7$). Присутствие в изученных гранатах урана обусловлено изоморфным вхождением в его структуру и не связано с наличием включений урансодержащих минералов. Полученные U-Pb оценки возраста гранатов из различных пород указанных массивов ($373 \pm 2–377 \pm 1$ млн лет) согласуются между собой и отвечают главному этапу проявления щелочно-ультраосновного магматизма Кольской провинции (360–380 млн лет). Результаты геохронологических исследований свидетельствуют об устойчивости U-Pb системы гранатов ряда шорломит–моримотоит–андрадит и позволяют использовать их в качестве надежных геохронометров для датирования щелочно-ультраосновных пород.

Ключевые слова: U-Pb ID-TIMS гранаты, щелочно-ультраосновные интрузии, Кольская магматическая провинция

DOI: 10.31857/S0869590320010069

ВВЕДЕНИЕ

Определение длительности формирования крупных провинций щелочно-ультраосновных пород и абсолютного возраста входящих в их состав отдельных массивов является актуальной задачей современных геологических и геохронологических исследований. Как правило, эти массивы имеют многофазное строение. При этом интенсивное термальное и флюидное воздействие поздних фаз внедрения часто приводит к нарушению сохранности изотопных систем в минералах пород более ранних фаз. Высокая щелочность и недосыщенность исходных расплавов кремнеземом является препятствием для кристаллизации в большинстве пород щелочных серий циркона – одного из наиболее надежных U-Pb минералов-геохронометров. Кроме того, типичные акцессорные минералы пород щелочно-ультраосновных комплексов (перовскит, титанит, циркон, монацит) часто обеднены ураном и обогащены обыкновенным свинцом (Reguir et al., 2010; Арзамасцев и др., 2007), что накладывает определен-

ные ограничения на их использование для U-Pb геохронологических исследований. Перечисленные особенности стимулируют поиски новых минералов-геохронометров, которые могут использоваться для определения возраста сложных по строению и составу многофазных щелочно-ультраосновных интрузий.

Проведенные за последние годы исследования (Chakhmouradian et al., 2015; Salnikova et al., 2017; Seaman et al., 2017; Deng et al., 2017; Сальникова и др., 2018а, 2018б; 2019; Yang et al., 2018; Zhang et al., 2017) продемонстрировали, что кальциевые гранаты являются перспективными U-Pb минералами-геохронометрами. В большинстве случаев для них удается получить конкордантные и субконкордантные оценки возраста, которые хорошо согласуются с оценками возраста, полученными другими методами (U-Pb по циркону, U-Th-Pb по перовскиту, Sm-Nd по апатиту и гранату и $^{40}Ar/^{39}Ar$ по слюдам).

В настоящей статье представлены результаты U-Pb геохронологических исследований кальци-

евых гранатов из пород ийолит-мельтейгитовой серии четырех массивов Кольской щелочной провинции, в состав которой входят крупнейшие массивы агпаитовых сиенитов Хибин и Ловозера, интрузии щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами, рои даек щелочных пикритов, мела-нефелинитов, мелилититов, нефелинитов и карбонатитов, а также щелочные и субщелочные вулканиты (рис. 1). Имеющиеся геохронологические данные, полученные Rb-Sr методом по минералам, Ar-Ar методом по флогопиту либо U-Pb методом по перовскиту, титаниту, кальцититу и цирконолиту свидетельствуют о том, что основной этап магматической активности соответствовал интервалу 380–360 млн лет (Kramm et al., 1993; Kramm, Kogarko, 1994; Amelin, Zaitsev, 2002; Баянова, 2002; Rukhlov, Bell, 2010; Wu et al., 2010; Арзамасцев, Ву, 2014).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВОВ КОЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Щелочно-ультраосновные массивы Кольской провинции имеют многофазное концентрически-зональное строение. Последовательность внедрения пород данных массивов является типичной для большинства щелочно-ультраосновных интрузий: оливинит, пироксенит, мелилитовые породы (турьяит, мелилитолит, окаит), мельтейгит-ийолит, нефелиновый или канкринитовый сиенит, карбонатиты и фоскориты.

Массив Вуориярви

Массив Вуориярви расположен в пределах юго-западного фланга Беломорского подвижного пояса (рис. 1) и прорывает архейские породы беломорской серии. (рис. 1). Центральная часть массива сложена пироксенитами, оливинитами и оливин-пироксеновыми породами (Афанасьев, 2011), а периферическая – породами ийолит-мельтейгитовой серии. В восточной части массива закартировано сложное по строению тело карбонатитов и апатито-форстерито-магнетитовых пород.

В массиве Вуориярви обогащенные титаном гранаты входят в число породообразующих минералов ийолитов (до 25%) и ийолит-уртитов (до 8%), а также встречаются в качестве аксессуарных минералов в пегматоидных пироксенитах (Кухаренко и др., 1965). Последние распространены в западной части массива вблизи контакта массивных пироксенитов с ийолитами. Пегматоидные пироксениты также образуют серии жильных тел субширотного простираения в породах ультраосновной серии (Афанасьев, 2011). Пироксениты сложены преимущественно диопсидом, амфиболом и апатитом, аксессуарные минералы представлены перовскитом и гранатом.

Массив Салланлатва

Салланлатвинский массив находится в зоне сочленения Беломорского пояса и Карельского кратона, где прорывает толщу раннепротерозойских метадиабазов Куолаярвинской структуры (рис. 1). Преобладающим типом пород массива являются мельтейгиты, слагающие его периферическую часть (Кухаренко и др., 1965; Афанасьев, 2011). По направлению к центру они сменяются уртит-ийолитами. Самые поздние породы массива представлены карбонатитами, локализованными в центральной части массива. Как в ийолитах, так и в карбонатитах встречаются ксенолиты пироксенитов, относящихся к наиболее ранней фазе. Гранат в ийолитах и пегматоидных породах фойдолитовой серии присутствует в качестве породообразующего или аксессуарного минерала.

Салмагорский массив

Салмагорский массив расположен на восточном фланге Беломорского подвижного пояса (рис. 1). В отличие от других массивов провинции, периферическая зона этого массива сложена ультраосновными породами (оливинитами и пироксенитами), а его центральная часть – породами фойдолитовой серии. Еще одной особенностью данного массива является присутствие в его центральной части мелилитолитов и монтичеллитовых пород, а также жильных тел карбонатитов, представленных преимущественно сѣвитами. Гранат является одним из аксессуарных минералов ийолитов, мельтейгитов и турьяитов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение содержаний главных элементов в гранатах выполнено в ресурсном центре СПбГУ “Геомодель” с помощью сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max20. Содержания малых элементов в гранатах определены на ICP-MS масс-спектрометре ELAN DRC Quadrupole, оснащенной системой лазерной абляции UP193FX New Wave в Геологическом институте Болгарской академии наук. Для калибровки использовались стандарты NIST 612, NIST 610, гранаты Мали (Seaman et al., 2017) и Дашкесана (Stifeeva et al., 2018; Стифеева и др., 2019). Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программ “Iolite” и “VizualAge”. Расчет концентраций малых элементов в гранатах выполнен с учетом содержаний SiO₂.

Для проведения U-Pb геохронологических исследований были выделены монофракции граната, из которых под бинокляром отбирались визуально чистые фрагменты кристаллов размером не

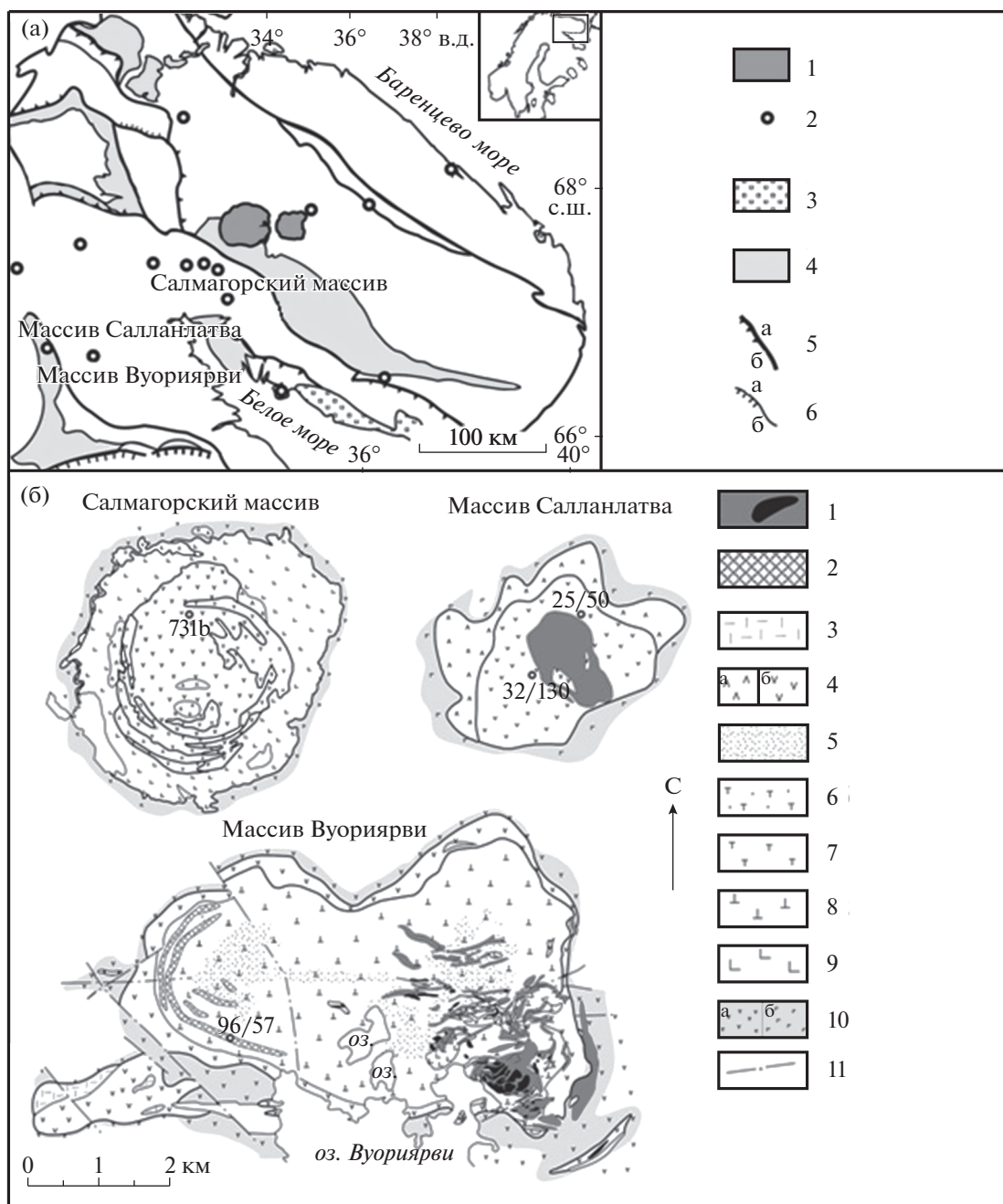


Рис. 1. Схема расположения палеозойских щелочно-ультраосновных массивов в северо-восточной части Фенноскандинавского щита (а) и схемы геологического строения массивов Вуориярви, Салланлатва и Салмагорского по данным (Афанасьев, 2011) (б). (а): 1 – палеозойские агапитовые комплексы, 2 – интрузии щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, 3 – осадочные породы рифея, 4 – раннепротерозойские мобильные зоны, 5 – пологие (а) и крутые (б) границы террейнов, 6 – пологие (а) и крутые (б) разломы. (б): 1 – карбонатиты и фоскориты, 2 – апатит-амфиболовые породы с шорломитом, перовскитом, 3 – нефелиновые сиениты, 4 – фойдолиты: а – мельтейгит, б – ийолит, 5 – флогопит-диопсид-оливиновые породы; 6 – мелилит-монтichelлит-оливиновые породы, 7 – мелилитолиты, 8 – пироксениты, 9 – дуниты, 10 – фениты: а – по гнейсам, б – по метабазитам, 11 – разломы. На схемах массивов показаны точки отбора для U-Pb геохронологических исследований.

более 200 мкм. Гранат подвергался предварительной кислотной обработке 6 N HCl, согласно модифицированной методике (DeWolf et al., 1996). Разложение граната, последующее химическое

выделение U и Pb осуществлялось в соответствии с модифицированными методиками (Krogh, 1973; Horwitz et al., 1992; Corfu et al., 2002). Определение изотопного состава Pb и U выполнено на

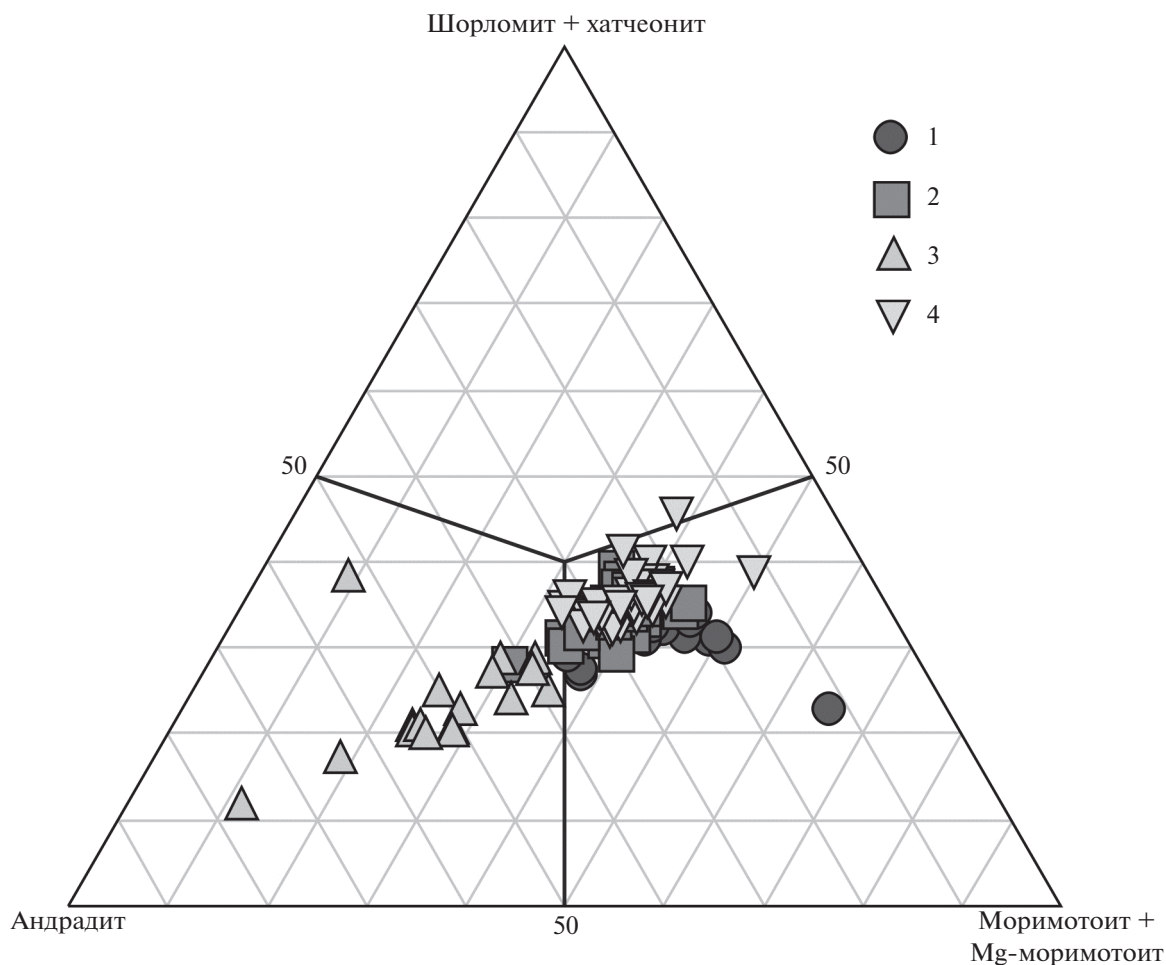


Рис. 2. Состав гранатов из щелочно-ультраосновных пород массивов Вуориярви, Салмагорского и Салланлатва. 1 – Салмагорский массив (731b); 2 – массив Вуориярви (96/57); 3 – массив Салланлатва (25/50); 4 – массив Салланлатва (32/130).

многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом или динамическом режимах (при помощи счетчика ионов). Использовался изотопный индикатор ^{235}U - ^{202}Pb . Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 10 пг для Pb и 1 пг для U. Обработка экспериментальных данных осуществлялась в программах “PbDat” (Ludwig, 1991) и “ISOPLOT” (Ludwig, 2012). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger et al., 1977). Поправки на обычный Pb приведены в соответствии с модельными величинами (Stacey et al., 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ .

СОСТАВ ГРАНАТОВ

Гранаты из изученных массивов Кольской щелочной провинции представляют собой сложные серии твердых растворов с различной долей

андрадитового (*Adr*, $\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$), моримотоитового (*Mrt*, $\text{Ca}_3\text{Fe}^{2+}\text{TiSi}_3\text{O}_{12}$) и шорломитового (*Sch*, $\text{Ca}_3\text{Ti}_2\text{SiFe}_2^{3+}\text{O}_{12}$) миналов.

Данные о составе гранатов и распределении в них малых и редкоземельных элементов приведены в табл. 1, 2 и на рис. 2. Кристаллохимические формулы гранатов рассчитаны по сумме катионов (Булах и др., 2014) (табл. 1). Результаты представлены в процентном содержании главных миналов на тройной диаграмме (рис. 2), где поле А – андрадит ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2^{3+}\text{Si}_3\text{O}_{12}$); поле В – шорломит ($\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{SiFe}^{3+})_2\text{O}_{12}$) и его Al-аналог – хатчеонит ($\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Al}_2\text{Si})\text{O}_{12}$); поле С – моримотоит ($\text{Ca}_3(\text{TiFe}^{2+})\text{Si}_3\text{O}_{12}$) и его разновидность – Mg-моримотоит ($\text{Ca}_3(\text{TiMg})\text{Si}_3\text{O}_{12}$). В значительно меньшем количестве присутствуют такие компонен-

Таблица 1. Химический состав гранатов из пегматоидного пироксенига массива Вуориярви, мелкозернистого ийолита и пегматоидного ийолита массива Салланлатва, крупнозернистого ийолита Салмагорского массива

Компо- ненты	Массив Вуориярви						Массив Салланлатва						Салмагорский массив													
	96/57						32/130						25/50						731b							
SiO ₂	25.11	26.23	26.79	27.63	28.61	24.88	25.58	26.61	26.96	27.45	27.45	26.27	28.15	29.76	30.53	31.09	27.25	28.18	28.73	29.56	30.17	27.25	28.18	28.73	29.56	30.17
TiO ₂	16.35	15.47	15.76	14.64	13.46	16.30	16.14	15.18	15.06	15.09	15.09	11.52	12.05	12.05	10.01	5.67	17.15	16.12	15.58	14.41	16.69	17.15	16.12	15.58	14.41	16.69
ZrO ₂	1.29	1.27	1.18	0.86	n.d.	1.22	1.38	0.87	1.42	n.d.	1.49	0.35	0.32	0.44	n.d.	n.d.	0.26	0.71	0.65	n.d.	n.d.	0.26	0.71	0.65	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	2.27	2.05	2.34	2.25	0.78	2.20	2.17	1.47	2.13	1.49	1.49	0.85	0.89	1.07	1.12	1.33	1.05	1.05	0.68	0.89	0.26	1.05	1.05	0.68	0.89	0.26
FeO _t	17.80	18.18	18.44	18.75	21.20	17.62	17.65	18.53	18.38	18.67	18.67	28.01	22.07	22.12	23.02	23.30	20.13	20.13	21.05	20.44	19.32	20.13	20.13	21.05	20.44	19.32
MnO	0.33	0.38	n.d.	0.31	0.42	n.d.	0.30	0.30	0.27	0.47	0.47	0.27	0.33	0.36	0.33	n.d.	0.34	0.50	0.29	0.29	0.39	0.34	0.50	0.29	0.29	0.39
MgO	1.18	1.08	1.36	1.20	0.58	1.15	1.24	1.06	1.12	0.97	0.97	0.62	0.63	0.58	0.60	0.40	1.07	1.20	0.97	1.10	0.61	1.07	1.20	0.97	1.10	0.61
CaO	31.40	31.56	31.97	31.94	31.25	30.89	31.25	31.14	31.91	31.47	31.47	28.51	30.95	32.15	31.94	31.63	32.14	32.39	32.58	32.96	31.62	32.14	32.39	32.58	32.96	31.62
V ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.56	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.56	n.d.	n.d.
Na ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.34	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.63	n.d.	0.29	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.83	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.83
Сумма	95.73	96.22	97.84	97.58	96.64	94.26	95.71	95.16	97.25	95.61	95.61	96.48	95.39	98.53	97.55	93.42	99.39	100.28	101.09	99.65	99.06	99.39	100.28	101.09	99.65	99.06
X	Ca	2.95	2.93	2.92	2.89	2.95	2.93	2.94	2.94	2.94	2.94	2.88	2.91	2.92	2.91	2.98	2.91	2.89	2.92	2.95	2.87	2.91	2.89	2.92	2.95	2.87
	Mn	0.05	0.03	—	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	—	0.07	0.07	0.07	0.03	0.10	0.07	0.07	0.07	0.03	0.10
	Mg	0.03	0.03	0.07	0.05	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.08	0.08	0.07	0.08	0.05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Fe ²⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—	—	—	—	0.02
	Fe ³⁺	0.53	0.58	0.59	0.69	0.84	0.51	0.57	0.61	0.63	0.63	1.15	0.92	0.91	1.12	1.51	0.50	0.57	0.51	0.72	0.31	0.50	0.57	0.51	0.72	0.31
	Ti	1.08	1.01	1.01	0.94	0.87	1.06	1	0.97	0.99	0.99	0.76	0.79	0.77	0.64	0.38	1.09	1.01	0.97	0.91	1.06	1.09	1.01	0.97	0.91	1.06
	Mg	0.13	0.11	0.10	0.10	0.05	0.12	0.1	0.11	0.1	0.1	—	—	—	—	—	0.07	0.08	0.05	0.11	0.05	0.07	0.08	0.05	0.11	0.05
	Fe ²⁺	0.21	0.24	0.25	0.24	0.23	0.25	0.29	0.25	0.28	0.28	0.08	0.28	0.31	0.24	0.11	0.33	0.31	—	0.27	0.36	0.33	0.31	—	0.27	0.36
	Zr	0.06	0.05	0.05	0.04	—	0.06	0.04	0.06	—	—	0.01	0.01	0.02	—	—	0.01	0.03	0.03	—	0.02	0.01	0.03	0.03	—	0.02
	V	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.03	—	—	—	—	0.03	—	—
	Si	2.20	2.28	2.29	2.36	2.47	2.24	2.34	2.32	2.39	2.39	2.30	2.47	2.52	2.60	2.74	2.30	2.35	2.39	2.47	2.39	2.30	2.35	2.39	2.47	2.39
	Al	0.23	0.21	0.24	0.23	0.08	0.22	0.15	0.22	0.15	0.15	0.09	0.09	0.11	0.11	0.14	0.10	0.08	0.07	0.09	0.08	0.10	0.08	0.07	0.09	0.08
	Fe ³⁺	0.56	0.51	0.48	0.41	0.45	0.53	0.51	0.46	0.45	0.45	0.61	0.44	0.37	0.29	0.13	0.59	0.57	0.54	0.44	0.53	0.59	0.57	0.54	0.44	0.53

Примечание. Расчет минеральных формул выполнен по общему числу катионов ($\Sigma (+) = 8$), расчет баланса Fe^{2+}/Fe^{3+} производился исходя из стехиометрии; n.d. — не обнаружено здесь и в табл. 2.

Таблица 2. Содержание малых элементов (мкг/г) в гранатах из пелматоидных пироксенитов массива Вуориярви, мелкозернистых ийолитов и пелматоидных ийолитов массива Салланлатва, крупнозернистых ийолитов Салмагорского массива Кольской магматической провинции

Компоненты	Массив Вуориярви												Массив Салланлатва												Салмагорский массив											
	96/57						32/130						25/50						731b																	
	40.4	62.2	141	135	153	45.3	50.3	133	147	183	6.99	9.40	13.4	16.8	20.6	8.29	17.8	22.3	29.8	49.2																
Sc	611	597	968	910	925	620	601	922	860	935	558	671	546	502	448	868	870	796	897	742																
V	8.56	10.7	27.0	20.8	28.7	9.04	9.40	30.8	35.7	45.3	8.29	12.0	18.5	22.2	25.8	13.3	21.8	22.5	37.2	16.5																
Cr	14.0	16.6	16.6	15.6	16.7	15.8	15.1	15.3	14.9	14.9	13.5	14.3	21.1	20.7	19.2	51.8	23.9	20.3	24.2	23.4																
Co	1.60	1.42	1.60	2.59	1.38	1.44	2.56	1.60	1.78	1.87	2.57	2.01	2.87	2.82	2.72	10.1	4.07	4.41	4.79	6.62																
Ni	3.48	2.82	3.56	4.27	3.49	3.30	4.71	2.80	4.85	3.53	2.12	3.27	5.24	6.11	7.75	4.93	3.63	7.89	3.17	15.4																
Cu	129	149	234	237	256	151	163	256	237	223	60.5	123	110	104	113	322	187	179	191	197																
Zn	36.1	41.6	46.5	43.7	45.3	39.1	36.8	43.9	43.3	45.7	18.9	24.2	18.6	18.6	18.1	16.0	22.4	21.4	21.6	23.0																
Ga	699	952	846	737	867	899	751	768	689	832	369	493	594	509	487	57.2	232	225	441	435																
Y	245	253	335	272	299	255	229	324	266	302	229	505	180	143	142	382	387	355	276	250																
Nb	19.7	18.0	13.3	13.5	10.3	21.8	17.7	15.1	10.4	8.95	35.9	24.7	34.9	28.5	22.8	23.6	40.8	32.1	11.6	18.1																
Ta	10358	12010	7549	7507	7885	9846	9333	7321	7754	8888	1964	2404	2676	2585	2686	2610	1893	1633	5885	4232																
Zr	33.1	41.7	52.7	50.4	54.1	34.9	36.6	46.3	47.5	51.8	10.8	11.8	20.1	19.4	20.0	8.98	9.61	9.37	20.7	21.3																
Sn	0.17	0.28	0.43	0.58	0.17	0.30	0.49	0.17	0.24	0.08	0.93	1.06	0.48	0.44	2.58	n.d.	0.41	1.06	0.15	0.74																
Pb	3.32	2.95	2.41	1.95	2.03	2.96	2.75	3.41	1.60	1.67	26.5	28.3	14.3	12.0	14.5	1.19	11.1	11.3	2.38	2.78																
Th	7.25	9.03	12.7	9.85	11.8	8.53	6.98	13.4	10.4	13.4	7.14	16.8	4.73	3.53	3.89	5.18	12.4	12.8	8.92	8.19																
U	22.0	19.9	16.7	14.8	15.5	19.1	18.8	15.9	14.6	16.0	24.3	11.0	22.2	20.6	18.8	28.3	38.2	37.0	20.2	18.6																
La	125	114	90.2	79.0	83.7	116	110	91.2	78.3	91.6	159	87.4	144	133	119	146	221	198	92.2	82.1																
Ce	26.2	25.6	19.7	17.2	18.6	26.5	24.9	20.6	17.2	20.1	35.6	22.4	31.7	30.5	26.5	29.6	47.5	41.1	17.2	16.3																
Pr	181	185	141	124	131	197	182	144	126	145	224	166	213	203	180	181	294	260	110	108																
Nd	84.0	97.1	76.8	68.6	73.4	102	88.1	74.2	66.4	77.2	77.2	72.8	86.9	77.3	69.5	59.9	87.3	83.8	48.5	54.7																
Sm	35.3	42.4	34.3	29.7	33.2	44.2	38.2	31.7	29.1	34.1	26.7	28.4	32.6	29.0	26.2	20.6	27.6	26.8	20.3	22.0																
Eu	127	164	131	118	129	165	142	121	113	129	83.1	95.6	110	97.3	90.9	66.9	82.8	80.1	77.8	82.1																
Gd	22.6	30.0	23.9	21.5	23.8	30.4	24.0	21.8	20.2	24.1	12.6	16.1	19.0	16.4	15.4	9.58	10.3	10.2	13.5	13.8																
Tb	147	201	163	140	160	198	154	148	134	161	75.8	102	128	106	103	53.5	52.3	51.1	85.4	83.7																
Dy	28.0	40.0	32.9	27.6	31.7	37.9	29.4	29.1	26.4	32.3	14.6	20.6	26.4	22.0	20.8	9.46	8.40	8.17	16.3	16.2																
Ho	77.3	111	91.0	80.1	92.9	103	80.3	86.0	75.7	93.2	39.8	59.2	77.8	64.4	63.6	24.3	20.1	20.2	44.9	42.0																
Er	9.20	13.9	11.8	9.92	11.7	13.0	9.75	10.8	9.41	11.8	5.12	7.87	9.91	8.20	8.20	2.95	2.32	2.25	5.57	5.22																
Tm	56.2	84.5	74.4	63.8	74.2	78.0	60.2	67.6	58.4	73.6	32.6	47.0	59.9	50.3	47.8	18.3	14.7	14.2	34.5	32.2																
Yb	7.08	10.2	9.39	7.96	9.23	9.44	7.33	8.53	7.54	8.89	4.25	5.83	7.45	6.36	6.19	2.39	1.93	1.85	4.52	4.17																
Lu	948	1140	917	803	888	1139	968	871	776	918	815	742	969	866	795	653	908	835	591	581																
Сумма REE	0.46	0.33	0.19	0.20	0.17	0.35	0.39	0.25	0.15	0.13	3.72	1.67	3.02	3.41	3.73	0.79	0.89	0.88	0.27	0.34																
Th/U	0.16	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13	0.20	0.15	0.16	0.17	0.17	0.43	0.27	0.28	0.21	0.26																
(La/Sm) _N	1.87	1.61	1.46	1.53	1.44	1.75	1.94	1.35	1.59	1.45	2.11	2.03	1.52	1.60	1.57	5.13	4.64	4.65	2.11	1.87																
(Gd/Yb) _N																																				

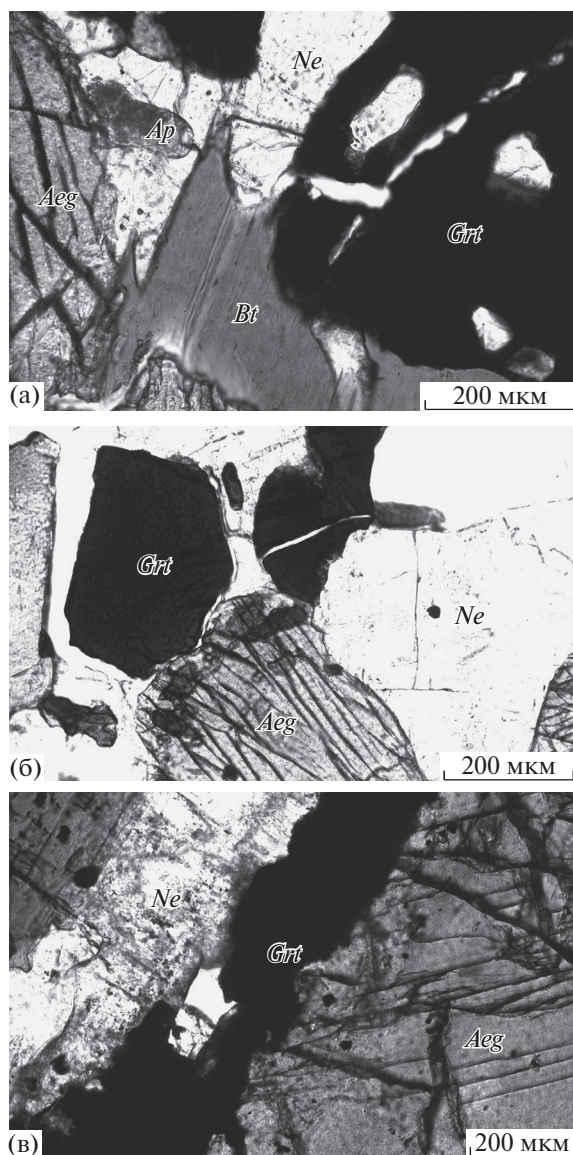


Рис. 3. Фотографии шлифов в проходящем свете из пегматоидного пироксенита массива Вуориярви (а), мелкозернистого ийолита массива Салланлатва (б), пегматоидного ийолита массива Салланлатва (в). *Grt* – гранат, *Ne* – нефелин, *Bt* – биотит, *Ap* – апатит, *Aeg* – авгит.

ты, как кимцеит ($\text{Ca}_3\text{Zr}_2(\text{Al}_2\text{Si})\text{O}_{12}$) и кальдерит ($\text{Mn}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$).

Гранат массива Вуориярви

Гранат из пегматоидного пироксенита (проба 96/57) представлен мелкими, имеющими смолянистый блеск зернами (3–8 мм) черного цвета. В отдельных случаях в них наблюдаются единичные включения мелких (<30 мкм) зерен апатита (рис. 3а). По составу он отвечает изоморфной се-

рии андрадит–шорломит–моримотоит. Наблюдаются вариации в содержании железа ($\text{FeO} = 17.25\text{--}21.75$ мас. %). Среднее содержание TiO_2 составляет 15.79 мас. %. Отмечается примесь циркония (ZrO_2 не более 1.50 мас. %) и натрия (Na_2O до 1.52 мас. %). На графике распределения REE (рис. 4а) наблюдается обогащение MREE и в меньшей степени – HREE. Значения $((\text{La}/\text{Sm})_N = 0.12\text{--}0.17)$ на порядок отличается от $((\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.22\text{--}1.92)$. Содержание урана в гранате изменяется от 6.92 до 15.76 мкг/г. Наблюдается положительная корреляция между содержаниями U, REE, FeO, в меньшей степени Ti, и отрицательная корреляция этих элементов с содержанием Al.

Гранат Салланлатвинского массива

Нами изучены гранаты из двух типов пород: мелкозернистого ийолита (проба С-25/50) и пегматоидного обособления в них (проба С-32/130). Гранат из мелкозернистого ийолита представлен черными изометричными зернами со смолянистым блеском, в тонких сколах имеющими темно-коричневый цвет. В них по трещинам развиваются кальцит, оксиды железа и отмечаются единичные включения апатита (рис. 3б). Гранат из пегматоидного ийолита образует мелкие округлые зерна (до 3–5 мм), расположенные среди крупных зональных зерен эгирина и нефелина. Кроме того, в пегматоидных ийолитах встречаются жилки, сложенные изометричными зернами граната (рис. 3в).

Гранаты из мелкозернистых и пегматоидных ийолитов различаются по составу. Гранат мелкозернистого ийолита изменяется по составу от андрадита до моримотоита (рис. 2), в то время как гранат из пегматоидных ийолитов по составу отвечают моримотоиту со значительной долей шорломитового компонента. Содержание титана в гранатах пегматоидных ийолитов увеличивается от центра зерен к их периферии. Гранаты мелкозернистых ийолитов обогащены LREE (рис. 4б), и прежде всего Pr и Nd, а гранаты пегматоидных ийолитов – MREE (рис. 4в). Следует также отметить, что гранаты из мелкозернистых ийолитов характеризуются большими вариациями содержания U (от 3.53 до 16.80 мкг/г) по сравнению с гранатами из пегматоидных ийолитов (от 6.98 до 13.4 мкг/г). При этом наблюдается положительная корреляция содержаний U и REE в гранатах мелкозернистых и пегматоидных ийолитов в зонах, обогащенных Ti, и отрицательная корреляция U с Ca и Al.

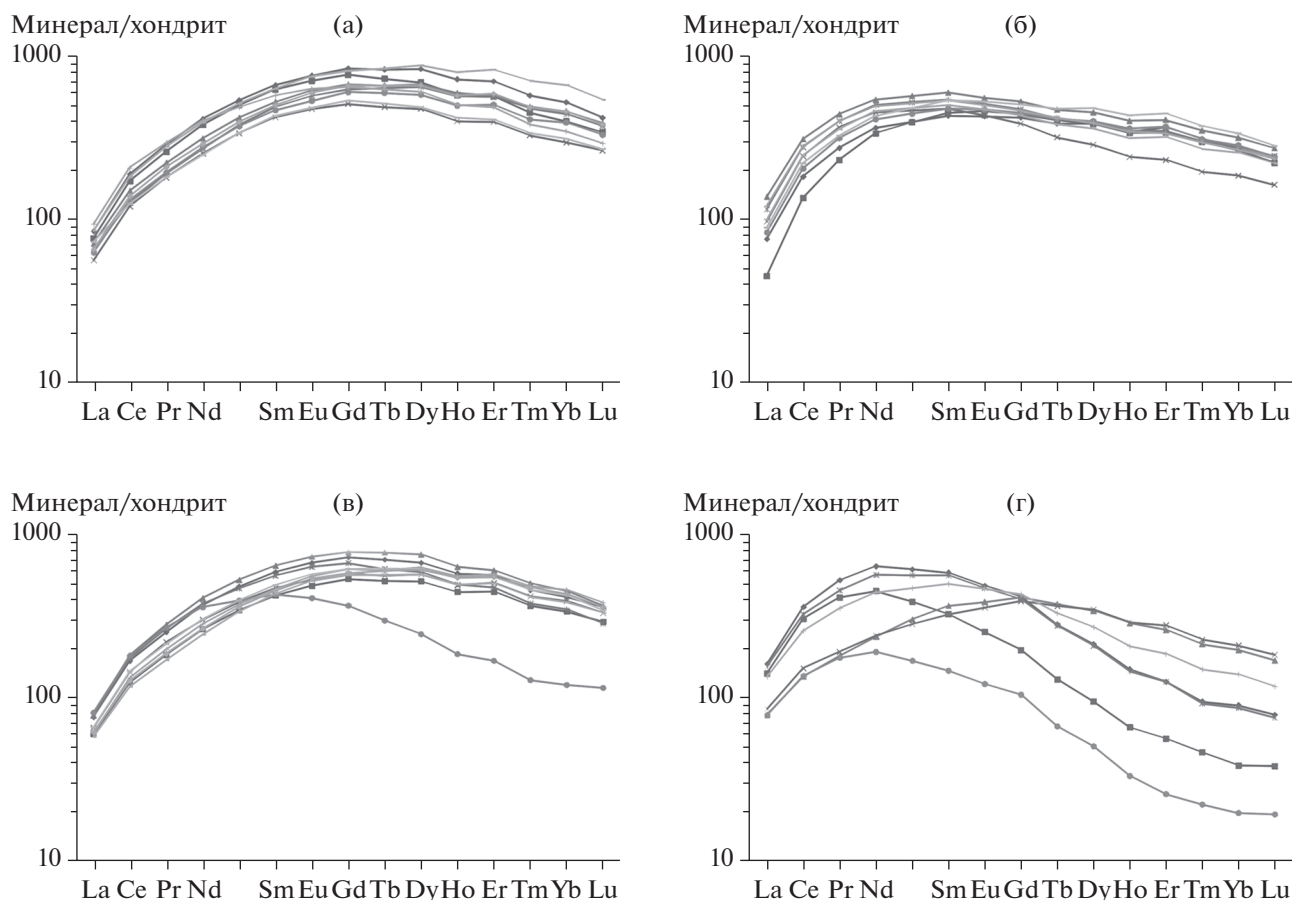


Рис. 4. Графики распределения редкоземельных элементов в гранатах из пегматоидного пироксенита массива Вуориярви (а), мелкозернистого ийолита массива Салланлатва (б), пегматоидного ийолита массива Салланлатва (в), крупнозернистых ийолитов Салмагорского массива (г). Нормализовано по (Anders, Grevesse, 1989).

Гранат Салмагорского массива

Гранат из крупнозернистых ийолитов Салмагорского массива (проба 731b) принадлежит к изоморфному ряду андрадит–моримотоит–шорломит и характеризуется увеличением содержания титана от центра к краевым частям зерен. От других изученных гранатов он отличается повышенным содержанием моримотоитового компонента (рис. 2).

По характеру распределения REE гранат из крупнозернистых ийолитов Салмагорского массива относится к двум группам. Первая группа представлена гранатами с повышенными концентрациями LREE (рис. 4г). Для второй группы гранатов характерны более низкие содержания LREE и повышенные содержания MREE (рис. 4г). Содержание урана изменяется в пределах от 5.18 до 12.84 мкг/г. Распределения U и REE в гранате из ийолитов Салмагорского массива имеют положительную корреляцию вне зависимости от вы-

деленных зон. Титан демонстрирует отрицательную корреляцию с ураном и группой REE.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Массив Вуориярви. Геохронологические исследования проведены для двух микронавесок граната из пироксенитов массива Вуориярви (табл. 3). Содержание в них U составляет 8.02 и 4.82 мкг/г, доля Pb_c (Pb_c/Pb_t) – 0.49–0.46. Изученный гранат характеризуется конкордантным возрастом 373 ± 2 млн лет (СКВО = 0.01; вероятность – 94%) или незначительно дискордантен (№ 1, 2, табл. 3). Среднее значение возраста ($^{206}Pb/^{238}U$) составляет 374 ± 1 млн лет.

Массив Салланлатва. Для геохронологических исследований использована микронавеска граната из мелкозернистого ийолита (обр. С-25/50) и две микронавески граната из пегматоидного ийолита

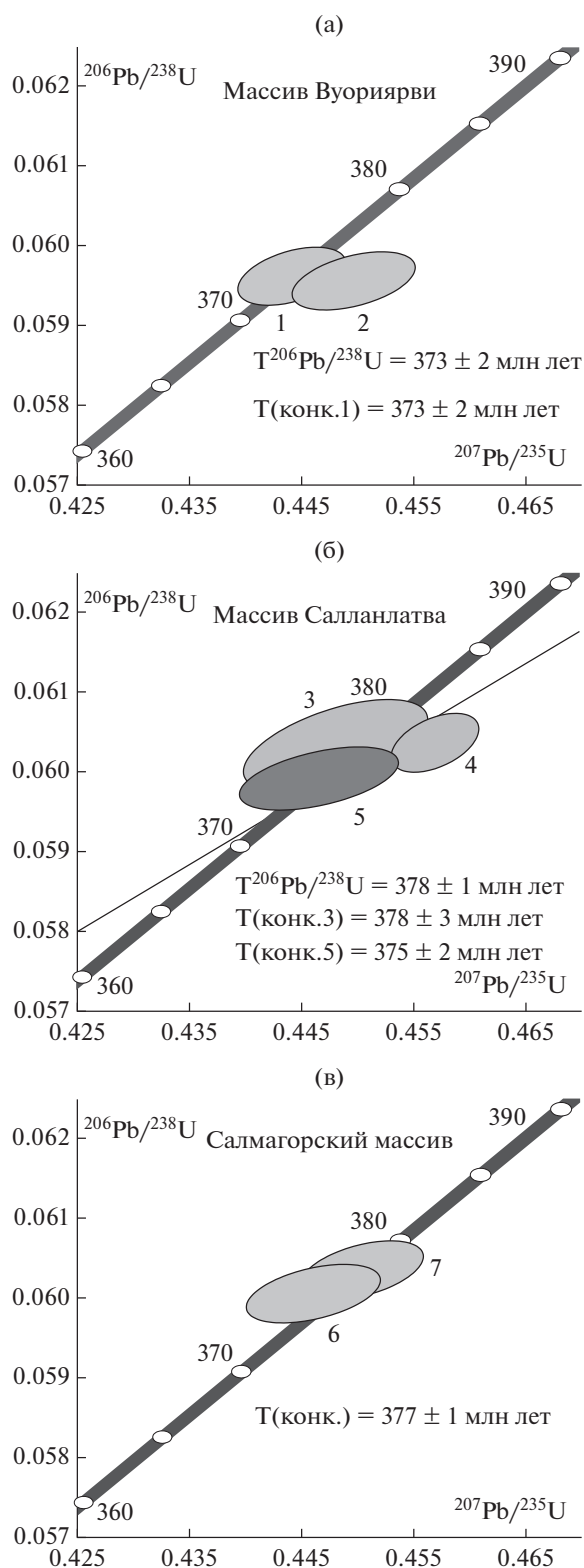


Рис. 5. Диаграммы с конкордиями для гранатов из пегматоидного пироксенита массива Вуориярви (а), мелкозернистого ийолита и пегматоидного ийолита массива Салланлатва (б), пегматоидного ийолита Салмагорского массива (в).

(обр. С-32/130) (№ 5, табл. 3). Гранат из мелкозернистого ийолита характеризуется низким содержанием U – 5.78 мкг/г, $(\text{Pb}_c/\text{Pb}_t) = 0.24$. Конкордантный возраст этого граната – 375 ± 2 (СКВО = 0.01, вероятность – 92%) (рис. 4).

Содержание U в гранатах из пегматоидного ийолита составляет 8.5–6.7 мкг/г, а доля Pb_c (Pb_c/Pb_t) – 0.66–0.18 (№ 3, 4, табл. 3). Для одной из микронавесок граната получена конкордантная оценка возраста 378 ± 3 млн лет (СКВО = 0.08; вероятность – 78%) (№ 3, 4, табл. 3, рис. 5). Среднее значение возраста, рассчитанное по отношению $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ для двух микронавесок граната составляет 378 ± 1 млн лет, которое совпадает с оценкой возраста граната из мелкозернистого ийолита.

Салмагорский массив. Геохронологические исследования проведены для двух микронавесок граната из крупнозернистых ийолитов (№ 6, 7, табл. 3). Содержание урана в изученных гранатах составляет 6.5 и 8.8 мкг/г, а доля Pb_c (Pb_c/Pb_t) не превышает 0.33. На диаграмме с конкордией (рис. 5) точки их изотопного состава расположены на конкордии, а их конкордантный возраст соответствует 377 ± 1 млн лет (СКВО = 0.40; вероятность – 53%).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характерными особенностями химического состава магматических пород щелочно-ультраосновного ряда являются: низкое содержание кремнезема, значительное обогащение кальцием, щелочами, титаном, железом, а также редкими элементами (Фролов, 1972). Это находит свое отражение и в составе гранатов из щелочно-ультраосновных пород. Додекаэдрическая позиция граната преимущественно заполнена Ca, в значительно меньшем количестве присутствуют Mg, Mn, Fe^{2+} и Na. Октаэдрическую позицию занимают Ti и Fe^{3+} , однако, нередко в нее входят Al, Zr, Fe^{2+} и Mg. В тетраэдрической позиции нередко обнаруживается дефицит кремния, который компенсируется вхождением Al и Fe^{3+} . Кроме того, гранаты щелочно-ультраосновных пород отличает постоянное присутствие в составе Na (Na_2O до 1.5 мас. %) и Zr (ZrO_2 до 1.7 мас. %) (табл. 1), а также повышенные содержания U, Th, Hf и REE.

Наличие трех крупнокатионных позиций в структуре граната, обуславливает возможность большого количества изоморфных замещений, и в том числе вхождение элементов группы актиноидов (Лаверов и др., 2010). Основной интерес для геохронологических исследований представляет возможность вхождения в структуру граната урана, ионный радиус которого ($\text{U}^{4+} = 1.06 \text{ \AA}$) близок

Таблица 3. Результаты U-Pb геохронологических исследований гранатов из щелочно-ультраосновных массивов Кольской магматической провинции

Название массива, номер пробы	№ п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pb _c /Pb _t	Изотопные отношения						Возраст, млн лет		
						²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Массив Вуориярви, 96/57	1	0.98	0.97	8.02	0.49	69.36	0.0540 ± 8	0.1338 ± 1	0.4442 ± 8	0.0597 ± 3	0.44	373 ± 1	373 ± 1	373 ± 18
Массив Салланлатва, 32/130	2	1.29	0.54	4.82	0.46	73.45	0.0547 ± 9	0.1251 ± 1	0.4498 ± 10	0.0596 ± 4	0.46	377 ± 1	373 ± 1	403 ± 21
Массив Салланлатва, 25/50	3	1.15	1.07	8.5	0.66	113.17	0.0539 ± 12	1.1367 ± 1	0.4482 ± 15	0.0603 ± 8	0.56	376 ± 2	378 ± 1	366 ± 29
Массив Салланлатва, 731b	4	2.58	1.20	6.67	0.18	116.74	0.0549 ± 7	1.7746 ± 1	0.4570 ± 7	0.0604 ± 3	0.47	382 ± 1	378 ± 1	408 ± 15
Массив Салланлатва, 731b	5	1.18	0.81	5.78	0.24	84.89	0.0541 ± 11	1.0189 ± 1	0.4467 ± 13	0.0599 ± 5	0.49	375 ± 1	375 ± 1	374 ± 26
Массив Салланлатва, 731b	6	1.24	0.91	8.78	0.33	89.64	0.0541 ± 9	0.2820 ± 1	0.4504 ± 11	0.0603 ± 4	0.47	378 ± 1	378 ± 1	377 ± 21
Массив Салланлатва, 731b	7	1.44	0.69	6.52	0.35	85.05	0.0539 ± 10	0.2813 ± 1	0.4461 ± 12	0.0601 ± 4	0.46	375 ± 1	376 ± 1	366 ± 23

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок ²⁰⁷Pb/²³⁵U-²⁰⁶Pb/²³⁸U; Pb_c – обычный Pb; Pb_t – общий Pb. Величины ошибок (σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

^a Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный Pb.

к ионному радиусу кальция ($\text{Ca}^{2+} = 1.00 \text{ \AA}$), что допускает изоморфное вхождение U на позицию Ca по схеме замещения U^{4+} на Ca^{2+} в додекаэдрической позиции. Однако при этом необходимо учитывать гетеровалентный характер этого замещения и, как следствие, возникающий избыточный заряд. Механизм компенсации заряда строится на частичном переходе Fe^{3+} в Fe^{2+} (Rák et al., 2011). То есть необходимым условием осуществления изоморфного замещения кальция ураном является присутствие в составе граната достаточного количества Fe.

Гранаты из щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции содержат большое количество железа (до 28 мас. % FeO) и кальция (до 33 мас. % CaO), что делает возможным реализацию предложенной схемы изоморфного вхождения урана. В пользу присутствия в гранате “структурно связанного” урана также свидетельствуют результаты экспериментов по ступенчатому выщелачиванию этого минерала из щелочно-ультраосновных пород массива Африканда (Salnikova et al., 2019), свидетельствующие об отсутствии в нем урансодержащих включений.

Изученные гранаты характеризуются сравнительно высоким и выдержанным для всех массивов концентраций урана (от 3.53 до 15.8 мкг/г) и высоким содержанием REE (от 5433 до 17595 мкг/г) (табл. 2). При этом их распределение не зависит от вариаций содержаний петрогенных элементов. Сравнение наших результатов с данными для гранатов из других щелочно-ультраосновных массивов (Salnikova et al., 2019) показывает аналогичный характер распределения в них REE и общую тенденцию к обогащению группой MREE.

Возрастные границы главного этапа формирования Кольской щелочной провинции были выделены на основании большого количества геохронологических данных, полученных разными методами, и по существующим оценкам составляют 380–360 млн лет (Kramm et al., 1994). Однако при этом было использовано ограниченное число минералов-геохронометров с устойчивыми изотопными системами, что заставляет еще раз вернуться к обсуждению этого вопроса. К этому следует добавить, что ранее полученные данные в большинстве случаев относятся к раннему или к заключительным этапам формирования щелочно-ультраосновных интрузий Кольской провинции. При этом породы фойдолитовой серии оставались неизученными в геохронологическом плане.

Полученные нами оценки U-Pb возраста гранатов из пироксенитов массива Вуориярви, крупнозернистых ийолитов Салмагорского массива, мелкозернистых ийолитов и пегматоидных ийо-

литов массива Салланлатва согласуются между собой и находятся в интервале 373–377 млн лет. Возраст (377 ± 3 млн лет) граната из кальцит-амфибол-пироксенового пегматита массива Африканда также соответствует этому интервалу (Сальникова и др., 2018a).

ВЫВОДЫ

Кальциевые гранаты характеризуются сравнительно высоким содержанием урана, входящего в их структуру, устойчивостью U-Pb системы относительно постмагматических процессов, что делает возможным использование этого минерала в качестве надежного минерала-геохронометра. Их повсеместное распространение в породах фойдолитовой серии, открывает новые перспективы для получения достоверной информации о возрасте щелочно-ультраосновных интрузий.

Результаты U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований кальциевых гранатов из щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции (Вуориярви, Салланлатва, Салмагорский, Африканда) свидетельствуют о менее продолжительном интервале проявления главного этапа щелочно-ультраосновного магматизма в пределах Кольской провинции, чем это предполагалось ранее.

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты №№ 17-05-00912, 18-55-18011).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арзамасцев А.А., Ву Фу-Ян. U-Pb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 496–515.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Травин А.В. и др. Длительность формирования полифазной магматической системы палеозойских щелочных комплексов центральной части Кольского полуострова: U-Pb, Rb-Sr, Ag-Ag данные // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 5. С. 666–670.
- Афанасьев Б.В. Минеральные ресурсы щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. СПб.: Изд-во “Роза ветров”, 2011. 224 с.
- Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИЛСАН, 2002. 198 с.
- Булах А.Г., Золотарев А.А., Кривовичев В.Г. Структура, морфология, формулы, классификация минералов. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2014. 132 с.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 755 с.

- Лаверов Н.П., Юдинцев С.В., Лившиц Т.С. и др. Искусственные минералы со структурой пироксена и граната: матрицы для иммобилизации актинидсодержащих отходов // Геохимия. 2010. № 1. С. 3–16.
- Сальникова Е.Б., Стифеева М.В., Шахмурадян А.Р. и др. U-Pb систематика шорломита из кальцит-амфибол-пироксеновых пегматитов массива Африканда (Кольский полуостров) // Докл. АН. 2018а. Т. 478. № 4. С. 443–446.
- Сальникова Е.Б., Стифеева М.В., Никифоров А.В. и др. Гранаты ряда андрадит-моримотоит – потенциальные минералы-геохронометры для U-Pb датирования ультраосновных щелочных пород // Докл. АН. 2018б. Т. 480. № 5. С. 583–586.
- Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В. и др. U-Pb возраст граната из скарнов Дашкесанского месторождения (Малый Кавказ) // Докл. АН. 2019 (в печати).
- Фролов А.А. Структурные условия образования формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов // Под ред. А.И. Гинзбурга. М.: Недра, 1972. Вып. 35. С. 7–35.
- Amelin Ju.V., Zaitsev A.N. Precise geochronology of phoscorites and carbonatites: The critical role of U-series disequilibrium in age interpretations // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. № 13. P. 2399–2419.
- Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.
- Chakhmouradian A.R., Salnikova E.B., Yakovleva S.Z. et al. Timing of carbonatite emplacement at the Cinder Lake alkaline intrusive complex: U-Pb ID-TIMS data from andradite // Isotope dating of geological processes: new results, approaches and prospects. Abstracts of the VI Russian Conference on Isotope Geochronology. St. Petersburg. 2015. P. 350–351.
- Corfu F., Andersen T.B. U-Pb ages of the Dalsfjord Complex, SW Norway and their bearing on the correlation of allochthonous crystalline segment of the Scandinavian Caledonides // Inter. Journal of Earth Science. 2002. V. 91. P. 955–963.
- Deng X-D, Li J-W, Luo T., Wang H-Q. Dating magmatic and hydrothermal processes using andradite-rich garnet U-Pb geochronometry // Contrib. Mineral Petrol. 2017. V. 172. P. 71–82.
- DeWolf C.P., Zeissler C.J., Halliday A.N. et al. The role of inclusions in U-Pb and Sm-Nd garnet geochronology: Stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission track analysis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 121–134.
- Horwitz E.P., Dietz M.L., Chiarizia R. et al. Separation and preconcentration of uranium from acidic media by extraction chromatography // Analitica Chimica Acta. 1992. V. 266. P. 25–37.
- Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apatitic centres, Kola Alkaline Province, Russia // Lithos. 1994. V. 32. P. 225–242.
- Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380–360 age range for all magmatism // Lithos. 1993. V. 30. P. 33–44.
- Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
- Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 U.S. Geological Survey Open-File Report 88-542. 1991. 35p.
- Ludwig K.R. Isoplot 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publications. 2012. V. 5. 70 p.
- Rák Zs., Ewing R.C., Becker U. Role of iron in the incorporation of uranium in ferric garnet matrices // Physic. Review. 2011. B84. 155128.
- Reguir E.P., Camacho A., Yang P. et al. Trace-element study and uranium-lead dating of perovskite from the Afrikanda plutonic complex, Kola Peninsula (Russia) using LA-ICP-MS // Mineral. Petrol. 2010. V. 100. P. 95–103.
- Rukhlov A.S., Bell K. Geochronology of carbonatites from the Canadian and Baltic Shields, and the Canadian Cordillera: clues to mantle evolution // Mineral. Petrol. 2010. V. 98. P. 11–54.
- Salnikova E., Chakhmouradian A., Stifeeva M. et al. Calcic garnets as a promising U-Pb geochronometer // “Goldschmidt-2017” Conference. 2017. Abstract 3479; <https://goldschmidtabstracts.info/2017/3479.pdf>.
- Salnikova E.B., Chakhmouradian A.R., Stifeeva M.V. et al. Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // Lithos. 2019. V. 338–339. P. 141–154.
- Seaman S., Stockli D.F., McLean N.M. U-Pb geochronology of grossular-andradite garnet // Chemical Geology. 2017. V. 460. P. 106–116.
- Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: 865 convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359–362.
- Stifeeva M., Salnikova E., Plotkina Y. et al. Andradite from Dashkesan iron skarn deposit as a potential standard reference material for U-Pb geochronological studies // National Conference with international participation “GEOSCIENCES 2018”. Abstracts. Rev. Bulgarian Geol. Soc. 2018. V. 79. № 3. P. 61–62.
- Wu F-Y., Yang Y-H., Marks M.A.W. et al. In situ U-Pb, Sr, Nd, and Hf isotopic analysis of eudialyte by LA-(MC)-ICP-MS // Chemical. Geology. 2010. V. 273. P. 8–34.
- Yang Y-H., Wu F-Y., Yang J-H. et al. U-Pb age determination of schorlomite garnet by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry // J. Analytical Atomic Spectrometry. 2018. V. 33. P. 231–239.
- Zhang Y., Liu Q., Shan Y., Li H. Fingerprinting the hydrothermal fluid characteristics from LA-ICP-MS trace element geochemistry of garnet in the Yongping Cu deposit, SE China // Minerals. 2017. V. 7. P. 1–27.

Garnet Ages of Alkaline-ultramafic Massifs from Kola Magmatic Province

M. V. Stifeeva^{a,*}, E. B. Salnikova^a, A. A. Arzamastsev^a, A. B. Kotov^{a,**}, and V. Y. Grozdev^b

^a*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 199034 Russia*

^b*Geological Institute BAS, Sofia, 1113 Bulgaria*

**e-mail: stifeeva.maria@yandex.ru*

***e-mail: abkotov-spb@mail.ru*

The paper presents data of U-Pb (ID-TIMS) geochronologic studies of schorlomite–morimotoite–andradite garnet from the Vuoriyarvi, Sallanlatva, and Salmagorsky massifs in the Kola alkaline province. The garnet is relatively rich in U (5–9 ppm) and poor in common Pb ($Pb_c/Pb_t = 0.2–0.7$), contains U as an isomorphous component, and does not host inclusions of any U-bearing minerals. The U-Pb ages of garnet from the various rocks of the massifs (373 ± 2 to 377 ± 1 Ma) are mutually consistent and correspond to the main pulse of alkaline ultramafic magmatism in the Kola province (360–380 Ma). The geochronologic data indicate that the U-Pb system of schorlomite–morimotoite–andradite garnet is stable and can be utilized as a reliable geochronometer for alkaline ultramafic rocks.

Keywords: U-Pb, ID-TIMS, garnet, alkaline ultramafic intrusions, Kola magmatic province

УДК 552.48

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ПРИ ЭКЛОГИТОВОМ МЕТАМОРФИЗМЕ В БЕЛОМОРСКОМ ПОДВИЖНОМ ПОЯСЕ (НА ПРИМЕРЕ О-ВА ВИЧЕННАЯ ЛУДА)

© 2020 г. А. В. Березин^{a, b}, Л. И. Салимгараева^{a, c}, С. Г. Скублов^{a, c, *}

^aИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^bСанкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб., 7–9, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^cСанкт-Петербургский горный университет, 21 линия, 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

*e-mail: skublov@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.04.2019 г.

После доработки 20.05.2019 г.

Принята к публикации 27.05.2019 г.

На основе детального минералого-геохимического исследования эклогитов и продуктов их изменения при регрессивном метаморфизме (амфиболитов в кайме будины эклогитов) на о-ве Виченная Луда Керетского архипелага Белого моря установлены закономерные вариации состава породообразующих минералов в отношении главных, редких и редкоземельных элементов, которые необходимо учитывать при геохронологических и термобарометрических исследованиях. Гранаты из гранат-амфиболовых прослоев в эклогитах обнаруживают проградную зональность. Краевые зоны отличаются от центральных частей “горбообразным” профилем распределения REE (за счет повышенных содержаний Sm, Eu, Gd и Dy) и отрицательным наклоном спектра распределения HREE, увеличением Sm/Nd и уменьшением Lu/Hf отношения. В эклогитах был установлен моноклинный пироксен, отличающийся обедненным до хондритового уровня содержанием REE, положительной Eu-аномалией и пониженными содержаниями Ti, V, Cr, Y, Zr, Hf. Эти геохимические признаки позволяют отнести данный *Srx* к реликтовым, сохранившимся от пика эклогитового метаморфизма. Амфиболы из амфиболитовой каймы в будине контрастно отличаются от амфиболов из эклогита пониженным содержанием LREE и ряда HREE. Помимо почти двукратного понижения содержания Ti в ряду эклогит-амфиболит в амфиболах фиксируется значительное понижение концентраций V, Sr, Y, Nb и Hf. Общей особенностью биотитов является синусоидальность спектров REE, характерная для минералов, образование которых связано с неравновесными процессами и воздействием флюида. Биотиты из эклогитов, помимо повышенной концентрации Ti, отличаются от биотитов из каймы амфиболитизации повышенными суммарными содержаниями REE, Nb, V, Cr, Ba и Hf. Значимых отличий между эклогитами и развивающимися по ним амфиболитами по главным, редким и редкоземельным элементам не установлено.

Ключевые слова: эклогиты, породообразующие минералы, редкие элементы, редкоземельные элементы, Беломорский подвижный пояс

DOI: 10.31857/S086959032001001X

ВВЕДЕНИЕ

Эклогитовые ассоциации в базитах Беломорья известны более 80 лет. В первой половине XX в. они были отмечены в Беломорском подвижном поясе (БПП) Н.Г. Судовиковым (1936), Л.А. Косым (1938) и Г.М. Саранчиной (1946). Эклогиты Беломорского подвижного пояса (БПП) являются одним из самых обсуждаемых в настоящее время объектов в докембрийской геологии не только России, но и мира. Эклогиты лежат в основе геодинамических реконструкций применительно не только к Беломорскому поясу, но и для Фенноскандинавского щита в целом. Одной из глав-

ных проблем эклогитов БПП является определение времени их формирования. В настоящее время установлено, что в пределах БПП эклогиты распространены гораздо шире, чем считалось ранее.

Наиболее изученными в геолого-петрологическом и геохронологическом плане являются эклогиты района с. Гридино в центральной части Беломорского пояса (так называемые “гридинские эклогиты” (Володичев и др., 2004; Слабунов и др., 2011 и др.) и “салминские эклогиты” (Konilov et al., 2004; Mints et al., 2010; Каулина и др., 2010) – в северо-западной его части (район месторождения керамических пегматитов Куру-Ваара

и проливов Широкая и Узкая Салма). Помимо салминских и гридинских эклогитов, также установлено присутствие эклогитов в ряде районов центральной части БПП: например, побережье Красной губы Белого моря (Козловский, Аранович, 2008, 2010; Скублов и др., 2013); острова Керетского архипелага (Березин и др., 2013; Березин, Скублов, 2014), острова Кемлудского архипелага (Козловский и др., 2015). Число находок базитов с эклогитовыми парагенезисами в БПП с каждым годом увеличивается. Первые результаты датирования гридинских эклогитов, полученные О.И. Володичевым с коллегами (2004) U-Pb методом по цирконам со значением 2.72 млрд лет, были ими проинтерпретированы как время эклогитового метаморфизма, вызванного субдукцией океанической коры. Данный факт вывел проблему возраста эклогитов БПП за рамки региональной, поскольку нигде в мире не были обнаружены коровые эклогиты — индикаторные породы субдукции современного типа (Möller et al., 1995). Интерпретация же возраста эклогитов района с. Гридино как архейского позволила ряду исследователей распространить на Беломорский подвижный пояс геодинамические механизмы тектоники плит современного типа.

Геохронологические данные, полученные по эклогитам БПП, интерпретируются по-разному. Наиболее распространены три гипотезы: 1) только архейский эклогитовый метаморфизм в интервале 2.82–2.78 млрд лет (Mints et al., 2010 и др.); 2) архейский и раннепротерозойский этапы эклогитового метаморфизма с возрастными 2.72 млрд лет и менее 2.39 млрд лет (Слабунов и др., 2011 и др.); 3) только палеопротерозойский (свекофеннский) эклогитовый метаморфизм ~1.9 млрд лет (Скублов и др., 2011а, 2011б, 2012 и др.). Архейский возраст эклогитового метаморфизма связывается с субдукцией, а свекофеннский — с локальными сдвиговыми зонами (Travin, Kozlova, 2009). Возраст, число метаморфических циклов и особенно время эклогитизации пород БПП по сей день продолжают оставаться предметом острых дискуссий (Минц и др., 2010; Скублов и др., 2011а, 2011б, 2012; Щипанский и др., 2012а, 2012б; Konilov et al., 2011; Mints et al., 2010, 2014; Balagansky et al., 2015; Li et al., 2017а, 2017б; Yu et al., 2018; Dokukina, Mints, 2019).

Наша точка зрения о палеопротерозойском возрасте эклогитового метаморфизма основана на комплексе независимых изотопно-геохимических методов датирования — локальном U-Pb методе по гетерогенным цирконам с магматическими ядрами и эклогитовыми каймами (Скублов и др., 2010, 2011а, 2011б, 2012), Lu-Hf и Sm-Nd методам по минералам эклогитового парагенезиса — гранату и омфациту (Березин и др., 2012; Хервартц и др., 2012). Все три метода независимо друг от друга определяют эклогитовый метаморфизм

как свекофеннский, с одним и тем же значением возраста — ~1.9 млрд лет. В целом же при локальном датировании гетерогенных цирконов из различных проявлений эклогитов БПП (р-н Салмы, р-н с. Гридино, р-н Красной губы, о-ва Керетского архипелага (Сидоров, Илейки, Пежостров) с одновременным изучением их геохимических особенностей “в той же точке” было установлено, что эклогитовому метаморфизму отвечает этап ~1.9 млрд лет, ограниченный самым молодым возрастом магматического протолита эклогитов ~2.2 млрд лет и возрастом наложенных процессов (ретроградный амфиболитовый метаморфизм, гранатизация эклогитов, пегматитообразование), произошедших в интервале 1.84–1.87 млрд лет (Скублов и др., 2016).

Корректное датирование эклогитов требует сочетания изотопно-геохимических методов с анализом данных по распределению редких и редкоземельных элементов в породообразующих и акцессорных минералах. Однако проблеме эволюции составов минералов в эклогитах БПП, в том числе в ходе наложенного метаморфизма амфиболитовой фации, уделяется гораздо меньше внимания по сравнению с геохронологическими и термобарометрическими исследованиями. В настоящей работе представлены результаты исследования состава минералов из эклогитов и развивающихся по ним амфиболитов на о-ве Виченная Луда Керетского архипелага, где наиболее полно проявлены процессы замещения магматических ассоциаций метаморфическими.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА О-ВА ВИЧЕННАЯ ЛУДА И ОПИСАНИЕ ИССЛЕДОВАННЫХ ПОРОД

Структурный облик о-ва Виченная Луда (рис. 1) определяется сильно дислоцированной толщей гнейсов, осложненной мелкими лежачими складками с северо-восточным пологим погружением шарнира, с согласными телами метаморфизованных пород основного состава. Наложённые сдвиговые зоны маломощные, они не превышают 20 м и прослеживаются по простиранию до 100–150 м.

Тела основных пород представлены тремя морфологическими типами: будинированными, пластовыми телами и дайками (редко). Будинированные тела встречаются наиболее часто и имеют максимальный размер до 300 × 150 м, предельная насыщенность такими телами отмечена на северном берегу острова. Пластовые тела представлены амфиболитами с мощностями, не превышающими 5 м, и прослеживающимися по простиранию до 150 м. Не исключено, что часть из них является редуцированными, сильно измененными телами первого типа (будинами). Дайки основных пород наиболее редки и однозначно установлены только в восточной части острова.

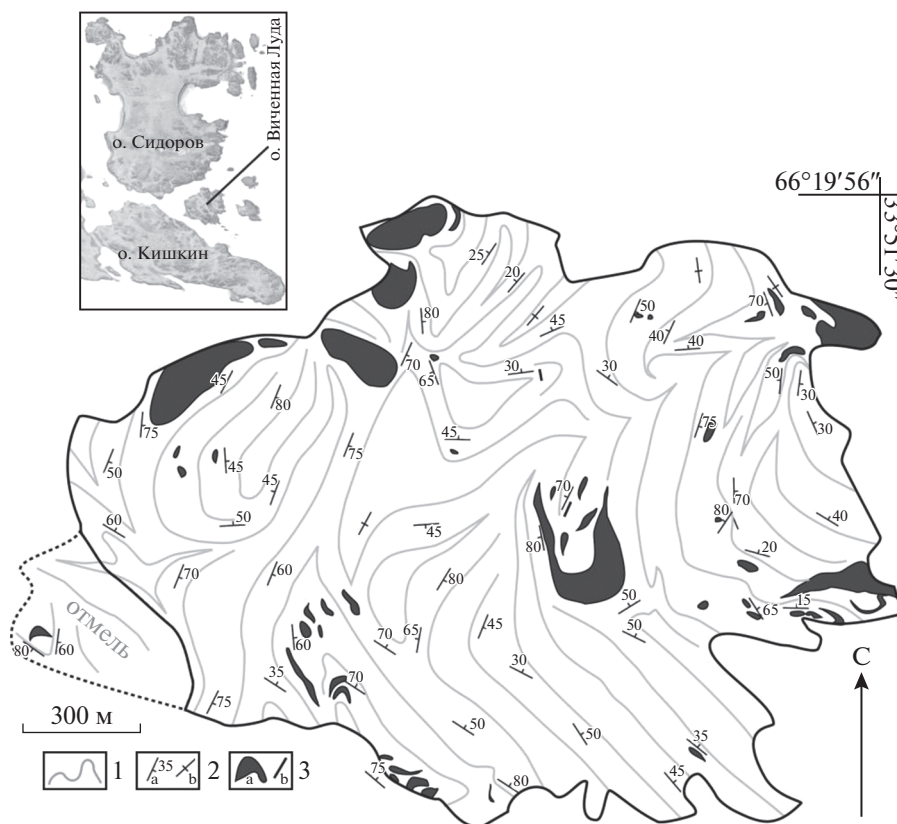


Рис. 1. Схема геологического строения о-ва Виченная Луда.
 1 — гнейсы с ориентировкой линейности по *Bt*; 2 — элементы залегания (разрезены): а — наклонные, b — вертикальные;
 3 — тела основных пород: а — будины, b — дайки.
 Составлена по полевым съемочным материалам 2016 г. А.В. Березиным.

При мощности тел до 0.4 м они были прослежены на расстояние до 100 м, и характеризуются срезанием минеральной полосчатости в гнейсах. Однако при полной амфиболизации тела дайки визуально не устанавливается даже зона закалки, а микроскопически отсутствуют признаки горячего контакта. Поэтому нельзя исключать тектонический характер образования данного типа тел со срывом зон закалки жесткими блоками гнейса. Визуально в основных породах устанавливается две минеральные ассоциации: с моноклинным пироксеном и без него. Набор других породобразующих минералов, таких как гранат, плагиоклаз и амфибол, является сквозным.

Непосредственно эклогитовые ассоциации устанавливаются в будинах диаметром до 30–50 м (рис. 2а, 3а), поскольку более крупные будины имеют в центральных частях магматические ассоциации, а не эклогитовые; мелкие будины в значительной степени или нацело амфиболизированы. Вне зависимости от положения относительно контакта с гнейсами пироксен(моноклинный)-гранатовые ассоциации всегда сопровождаются

комплементарными зонами гранатовых амфиболитов (рис. 2б), нередко порфиробластических. В центральных частях будин такие *Grt-Cpx-Amp* обособления имеют широподобный или сложноскладчатый облик и по мере приближения к контакту с гнейсовой матрицей приобретают линейный облик с увеличением содержания амфибола. Непосредственно на контакте с гнейсами гранат исчезает, а минеральная линейность становится конформной контакту с гнейсами. Таким образом, при визуальных наблюдениях фиксируется, что обособления с эклогитовыми парагенезисами приурочены к пластическим зонам сдвига внутри будин метагаббро, по которым происходила переработка породы флюидом, вероятно, преимущественно водного состава, в предельном случае приводящая к амфиболизации породы нацело. Внутри будин фиксируются полости раскрытия с *Amp-Grt* ассоциацией в центральных и с *Cpx* — в краевых частях. Наличие синхронно-конформных зон расщепления свидетельствует о деформационном характере этих образований. Кроме этого, наличие трех описанных выше типов контактов



Рис. 2. Фотографии будин метабазро (эклогитов) о-ва Виченная Луда.

(а) – крупная будина с каймой амфиболитов, описанная в статье; (б) – прослой гранатовых амфиболитов в будине; (в) – оторочка амфиболита вокруг кварц-полевошпатового прожилка в будине; (г) – мелкая будина с каймой амфиболитов. Белыми кружками показаны точки отбора проб.

будин с гнейсами говорит о хрупко-пластичной природе механизма деформации, что возможно в субсолидусных условиях для гранито-гнейсов.

Следует более подробно разобрать будинированные тела, поскольку именно в них устанавливаются участки эклогитов. Тела этих базитов (макроскопически определяются как лейкогаббро/габброанортозиты) конформно облекаются гнейсами и на контакте с ними имеют кайму амфиболитизации переменной мощности (рис. 2г), как правило, пропорционально размеру будин (от первых десятков см до 1–2 м). В редких случаях (в центральной части острова) тело метабазро сминается в складку, превращаясь в амфиболиты на ее крыльях. Контакты с вмещающими гнейсами устанавливаются трех типов: пегматоидные (с обособлением $Qz-Fsp-Pl$ материала, рис. 3б), сорванные (тектонические, рис. 3в) и рассланцованные (рис. 3г). Часто будины метабазро разбиты трещинами, по которым развиваются жилы и линзы кварц-карбонат-плаггиоклазового материала (рис. 2в). Максимальная мощность таких жил составляет 1 м, но более обычна мощность 5–15 см при простирации жил до 3–5 м. На контакте жил с метабазро обычно наличие каймы амфиболитизации, составляющей 300–500% от мощности

жилы, реже – хлоритовая оторочка до 3 см (обычна для жил с карбонатом).

Вмещающие породы представлены гнейсами, микроскопически имеющими типичную гранитовую структуру. Однако в обнажении явно наблюдается линейная мигматизация с обособлением $Qz-Pl-Fsp$ материала, вплоть до пегматоидных разновидностей.

Петрографическая характеристика пород. На основании петрографического исследования все породы основного состава о-ва Виченная Луда, преимущественно представленные будинами, можно разделить на три группы. Это метабазиты с реликтами магматических минералов и структур (35% от всех исследованных тел), гранат-амфиболовые породы (20%) с $Spx-Pl$ симплектитами (далее – эклогиты) и амфиболиты (45%).

Первую группу можно подразделить на два подтипа. К первому относятся метабазро с реликтами магматического пироксена и плаггиоклаза (протолит эклогитов в табл. 1). Второй подтип представлен сильно амфиболитизированными породами без граната с реликтовой офитовой структурой, вероятно, ранее представленными малыми телами и дайками (дайки в табл. 1). Здесь следует отметить, что эклогитовая ассоциация развивает-

ся только по первому типу базитов, поэтому ниже более детально рассмотрим именно его.

Метагаббро (обр. 704). Магматическая минеральная ассоциация представлена измененными зернами моноклинного пироксена (25 об. %) размером до 2 мм. В процессе его изменения выделяется ильменит, что вполне согласуется с повышенной титанистостью и железистостью породы. В краевых частях пироксен замещается амфиболом (25 об. %), который формирует участки реакционных корон, развивающиеся неравномерно. Зерна граната (27 об. %) имеют идиоморфный облик и, как правило, заключены в плагиоклаз-кварцевую (23 об. %) матрицу. Последняя имеет полигональную структуру, свидетельствующую о ее формировании в равновесных условиях, и образует линзовидные обособления относительно зерен магматического пироксена. Сегрегации мелких зерен граната составляют неполно проявленные короны вокруг магматического пироксена. Основываясь на составе слагающих породу минералов, можно предположить, что порода до наложенного метаморфизма являлась высокожелезистым базитом.

Вторая группа пород (эклогиты в табл. 1) выделяется лишь в пределах будин метаббро в виде участков и зон, сопровождаемых зонами гранатовых амфиболитов. Размер таковых *Grt-Amp* обособлений не превышает 30 см, а в линейных зонах достигает до 10 см. Комплементарная им кайма с моноклинным пироксеном в ассоциации с амфиболом также не превышает 10 см.

Эклогит амфиболитизированный (обр. 705). Порода интенсивно расланцована с образованием слойков и линз минеральных агрегатов размером до 3–4 мм. Лейкократовая и меланократовая части составляют примерно одинаковые объемные соотношения. Лейкосома сложена *Grt-Pl-Qz* ас-

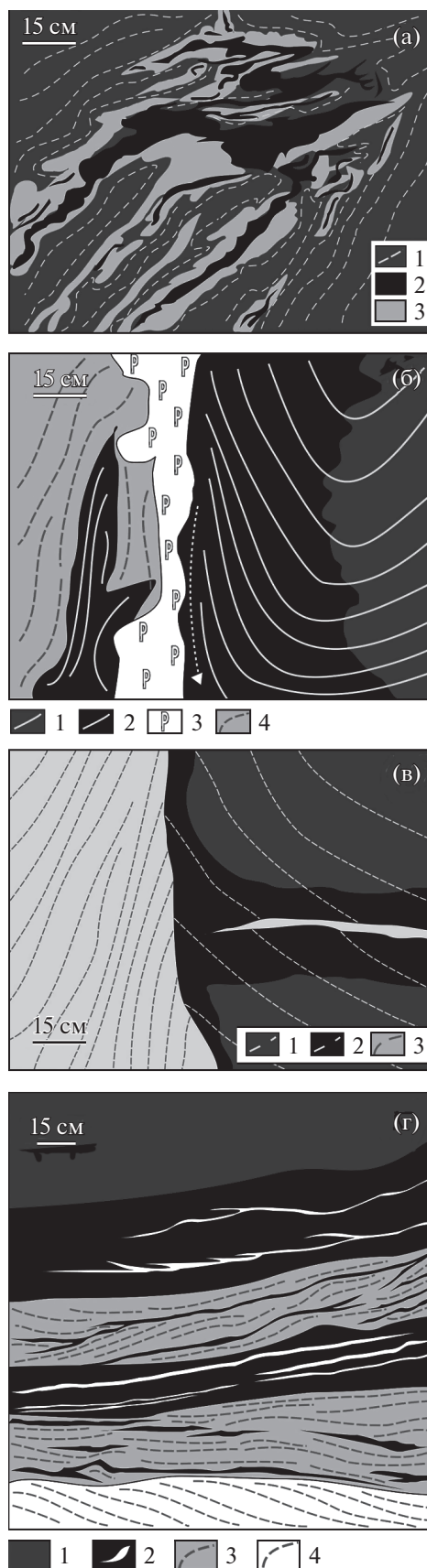


Рис. 3. Зарисовки типичных контактов основных пород и вмещающих гнейсов.

(а) Характер взаимоотношения обособлений амфиболитов (2), эклогитов (3) в будине метаббро (1). Пунктирной кривой обозначена неясно проявленная минеральная линейность.

(б) Характер контакта будины метаббро с обособлением пегматоидного материала в полости раскрытия: 1 – метаббро, 2 – амфиболит, 3 – пегматоидное обособление *Kfs-Pl-Qz* состава, 4 – гнейс. Кривыми означены минеральная линейность по лейкократовым минералам (сплошными в метаббро и амфиболитах, пунктирными – в гнейсах). Стрелкой показано направление вращения будины в гнейсах.

(в) Характер контакта будины метаббро со срезанием полосчатости в гнейсах: 1 – метаббро, 2 – амфиболит, 3 – гнейс. Пунктирной кривой обозначена ориентировка минеральной линейности (на рис. 2в, 2г).

(г) Расланцованный контакт будины метаббро с гнейсами: 1 – метаббро (край будины), 2 – амфиболиты, в том числе с *Qz-Pl* лейкосомами, 3 – гнейсы расланцованные, 4 – гнейсы.

Таблица 1. Состав пород о-ва Виченная Луда по главным (мас. %) и редким (ppm) элементам

Компоненты	Эклогиты			Протогит эклогитов			Дайки базитов			Амфиболиты с гранатом		Амфиболиты без граната			Гнейсы
	705	707	713	701	712	704	715	716	718	706	709	710	711		
SiO ₂	48.47	49.59	49.50	49.56	49.56	48.46	47.58	49.28	49.57	48.50	49.59	49.52	49.81	71.18	
Al ₂ O ₃	11.88	12.95	13.42	13.63	13.59	11.92	13.26	13.63	13.12	12.04	13.08	12.67	12.83	14.68	
TiO ₂	2.14	2.03	1.68	1.68	1.61	2.22	1.64	1.63	2.00	2.11	2.12	2.16	1.93	0.30	
Fe ₂ O ₃ *	17.59	16.22	15.45	15.37	15.08	18.31	16.75	15.08	16.00	16.95	14.69	14.98	15.34	2.46	
MnO	0.24	0.22	0.22	0.22	0.22	0.25	0.24	0.22	0.25	0.20	0.20	0.21	0.23	0.03	
MgO	6.87	6.14	6.80	6.70	6.86	6.82	6.58	6.75	6.42	6.88	6.59	6.37	6.22	1.73	
CaO	9.12	9.29	9.56	9.70	9.84	9.12	9.52	9.57	9.01	8.70	9.13	9.46	9.14	2.52	
Na ₂ O	2.28	2.47	2.37	2.37	2.38	2.26	2.45	2.22	2.08	2.16	2.31	2.41	2.21	3.79	
K ₂ O	0.70	0.80	0.59	0.61	0.59	0.87	1.16	0.80	0.81	1.01	0.97	1.30	1.49	2.62	
P ₂ O ₅	0.24	0.23	0.19	0.20	0.17	0.24	0.20	0.19	0.23	0.25	0.40	0.41	0.22	0.12	
П.п.п.	0.48	0.17	0.27	<0.1	0.23	<0.1	0.72	0.68	0.64	1.16	1.03	0.59	0.69	0.59	
Сумма	100.00	100.11	100.04	100.03	100.12	100.47	100.11	100.06	100.13	99.96	100.10	100.08	100.12	100.02	
V	322	326	361	348	374	330	346	344	315	301	300	297	301	19.6	
Cr	204	172	154	135	150	196	141	152	172	180	100	98.9	161	8.05	
Co	56.0	51.6	52.1	50.7	51.7	57.0	50.2	51.0	50.0	50.6	51.2	52.0	47.0	4.04	
Ni	87.5	81.2	80.5	76.3	82.7	88.6	71.6	80.8	73.6	82.0	67.6	67.4	68.6	5.70	
Cu	102	104	64.9	71.1	66.2	97.5	12.2	59.0	95.1	98.0	74.4	54.8	118	8.54	
Zn	118	111	93.4	98.9	93.2	119	134	95.5	115	109	99.7	92.7	129	29.4	
Rb	19.7	22.7	13.6	13.9	13.0	24.8	20.8	11.8	24.7	15.4	24.7	31.5	30.4	70.1	
Sr	150	156	147	151	152	157	144	151	165	97.5	169	152	108	294	
Y	35.1	33.7	30.9	30.4	27.7	34.9	34.3	29.9	31.5	34.5	31.5	32.5	30.5	5.17	
Zr	145	133	110	106	93.9	140	109	105	127	144	166	168	123	182	

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	Эклогиты			Проголит эклогитов			Дайки базитов			Амфиболиты с гранатом		Амфиболиты без граната			Гнейсы
	705	707	713	701	712	704	715	716	718	706	709	702	710	711	
Nb	11.5	10.7	6.63	6.68	5.88	11.2	7.84	6.40	9.91	11.0	10.3	6.47	10.7	12.3	3.77
Va	176	282	170	181	157	234	199	182	164	195	351	187	257	145	1120
La	18.5	15.6	11.7	12.0	11.0	17.7	9.82	11.4	15.9	15.6	17.0	10.3	21.7	15.8	41.3
Ce	41.6	35.9	27.8	28.4	25.7	40.1	26.1	28.0	35.9	36.1	42.0	26.0	49.5	36.2	79.2
Pr	5.51	4.73	3.84	3.88	3.51	5.42	3.83	3.91	4.84	4.79	5.81	3.64	6.53	4.82	8.41
Nd	23.5	20.9	16.7	17.2	15.9	23.0	17.2	17.2	21.3	21.2	24.6	16.3	27.2	20.8	28.0
Sm	5.81	5.07	4.28	4.40	3.96	5.49	4.80	4.26	4.90	5.38	5.62	4.21	6.03	5.01	3.97
Eu	1.63	1.61	1.39	1.46	1.29	1.62	1.65	1.42	1.58	1.69	1.70	1.36	1.71	1.57	0.80
Gd	6.24	5.88	5.03	5.06	4.58	6.25	5.61	4.90	5.57	6.08	6.11	4.71	6.02	5.44	2.44
Tb	1.04	0.95	0.86	0.86	0.78	1.04	0.96	0.84	0.91	1.00	0.94	0.83	0.99	0.89	0.26
Dy	6.31	6.02	5.35	5.43	4.79	6.31	6.09	5.37	5.74	6.11	5.41	5.22	5.86	5.44	1.12
Ho	1.26	1.18	1.08	1.11	1.01	1.24	1.22	1.08	1.11	1.26	1.14	1.06	1.17	1.11	0.18
Er	3.67	3.43	3.17	3.25	2.93	3.59	3.59	3.14	3.29	3.62	3.16	3.14	3.37	3.21	0.48
Tm	0.54	0.52	0.48	0.48	0.43	0.55	0.55	0.47	0.48	0.51	0.47	0.46	0.49	0.48	0.07
Yb	3.39	3.26	3.15	3.07	2.85	3.33	3.47	3.12	3.15	3.26	2.93	2.97	3.17	3.04	0.43
Lu	0.53	0.50	0.46	0.48	0.43	0.51	0.56	0.45	0.48	0.54	0.46	0.44	0.49	0.47	0.08
Hf	3.73	3.50	2.85	2.89	2.39	3.68	3.13	2.88	3.31	3.82	4.16	2.62	4.18	3.35	5.08
Ta	0.83	0.78	0.47	0.5	0.44	0.80	0.52	0.48	0.72	0.81	0.74	0.47	0.75	0.89	0.22
Pb	4.72	2.74	3.29	3.92	3.22	4.32	6.49	2.96	4.26	4.20	4.49	4.16	3.03	4.56	7.55
Th	2.93	2.56	1.73	1.85	1.56	2.72	1.78	1.77	2.46	2.81	1.75	1.74	1.89	2.38	15.7
U	0.69	0.62	0.38	0.47	0.39	0.65	0.49	0.44	0.58	0.71	0.44	0.59	0.43	0.65	1.10

социацией, напоминающей агрегат, заполняющей пространство между магматическим пироксеном в метагаббро (обр. 704). Зерна граната здесь идиоморфные при их небольшом размере. *Pl-Qz* агрегат с полигональной структурой имеет преимущественно плагиоклазовый (An_{30}) состав ($Qz < 10$ об. %). Меланократовая часть породы представлена *Spx-Pl* (~15 об. %) симплектитам, по которым развивается мелкозернистый амфибол (34 об. %), выполняющими узкие зоны, разделяющие относительно крупнозернистые агрегаты амфибола и граната. Гранат (24 об. %) не превышает в размере 2–3 мм и представляет собой разросшиеся реакционные короны. Зерна граната характеризуются трещиноватостью, направленной согласно общей сланцеватости породы.

Обр. 707. Основная гранобластовая ткань породы сложена субидиоморфными зернами граната (36 об. %) до 0.5 мм в поперечнике, расположенными равномерно в породе. Наиболее ранними образованиями являются *Spx-Pl* симплектиты, составляющие до 5–10 об. % породы, с ними ассоциируют наиболее мелкие зерна граната. По этой *Spx-Pl-Grt* ассоциации развивается амфибол (28 об. %), плеохроирующий в желтовато-зеленых тонах и имеющий ориентировку согласно общей сланцеватости породы. Приблизительно в четверти случаев амфибол на контакте с гранатом в шлифе приобретает бурую окраску, а зона развития таких агрегатов сопоставима с размером зерен граната. Количество таких агрегатов не превышает 10 об. %. Совместно с амфиболом развиваются зернистые *Qz-Pl* агрегаты (14 об. %).

В общем для этой группы пород текстурный рисунок можно представить в виде удлинённых (1 : 5) “линз”, где центральная часть представлена относительно крупнозернистым агрегатом амфибола, плагиоклаза и граната, а краевая зона — собственно мелкозернистыми *Spx-Pl* симплектитам. Проведенный авторами количественный анализ минералов в шлифах позволил также установить, что бурый амфибол, переходящий в биотит, распределен в породе беспорядочно. Моноклинный пироксен имеет тенденцию располагаться вместе с гранатом, а плагиоклаз — с пироксеном и реже — с амфиболом. Первое можно интерпретировать как парагенность гранат-пироксеновой ассоциации, а второе — как последовательное замещение *Spx-Pl* симплектитов ассоциацией *Amp-Pl*. Кроме того, установлено, что и плагиоклаз, и амфибол склонны к образованию кластеров зерен, что, вероятно, обусловлено достаточно быстрым периодом их роста на регрессивном этапе метаморфизма.

Третья группа пород установлена как в отдельных телах, так и сопровождающая породы эклогитовой ассоциации. Как правило, ближе к центру будины породы представлены гранатовым амфиболитом в виде прослоев и шпиров, а на

краю — лейкократовым амфиболитом, вплоть до амфиболового сланца. Рассмотрим сначала подробнее гранатовые амфиболиты (табл. 1).

Гранатовый амфиболит (обр. 709). Основная ткань породы представлена крупнозернистым (до 1–2 мм) агрегатом амфибола субидиоморфного облика, плеохроирующего в зеленоватых тонах, нередко с голубоватым оттенком, в который включены многочисленные мелкие зерна кварца ксеноморфного облика. Совместно с амфиболом развивается плагиоклаз, соответствующий олигоклазу, реже — клиноцоизит. Крайне редко в породе наблюдаются реликтовые участки, где видно, что *Amp-Pl* ассоциация замещает *Spx-Pl* симплектиты. Присутствующие в породе порфиробласты граната (25 об. %) до 3–4 мм диаметром имеют “пористый” облик и с краевых частей корродируются, что устанавливается, в частности, по участкам *Amp-Qz* реакционных кайм. Порфиробласты граната насыщены также включениями амфибола, кварца и нередко — кальцита.

Обр. 706. Большая часть породы сложена среднезернистым агрегатом амфибола (43 об. %), плеохроирующего в желтовато-зеленых тонах. Его субидиоморфные зерна содержат многочисленные ксеноморфные включения кварца и плагиоклаза. Реже встречаются призматические кристаллы эпидота/клиноцоизита (до 1 об. %), приуроченные к краевым частям амфиболовых агрегатов. Реликтовые ксеноморфные зерна граната (13 об. %) до 0.3 мм в поперечнике обычно окружены кварц-плагиоклазовыми оторочками, которые выполняют 43 об. % породы. Титанит и ильменит встречаются в породе редко.

Как сказано выше, с краевых частей будин породы превращены в амфиболиты, где сначала фиксируется последовательный процесс замещения граната (безгранатовые амфиболиты в табл. 1).

Амфиболит (обр. 710). Крупнозернистая порода сложена преимущественно амфиболом (при подчиненной роли биотита до 5 об. %), плагиоклазом и кварцем. Зерна амфибола имеют субидиоморфный облик, разориентированы и содержат многочисленные включения зерен кварца. Соотношение амфибола с плагиоклазом составляет 70/30. В породе встречаются многочисленные участки *Pl-Qz-Vt* агрегатов (20 об. %), являющихся псевдоморфозами по порфиробластам граната. Наполнение этих участков соответствует примерно 20 об. % мелкозернистого биотита, часто имеющего ориентировку вдоль длинной оси псевдоморфозы. Нередко с противоположных сторон таких структур имеются “хвосты”, состоящие из ориентированных агрегатов амфибола.

На заключительной стадии амфиболизации породе приобретает облик, типичный для рассланцованного лейкократового амфиболита с присутствием биотита.

Обр. 711. Порода крупнозернистого строения сложена преимущественно субидиоморфными зернами амфибола (65 об. %), плеохроирующего в густо-зеленых и реже в сине-зеленых тонах. Включения в амфиболе представлены мелкими, размером до 0.3 мм, зернами титанита, составляющего 1–2 об. % породы. Биотит (10 об. %) имеет ориентировку согласно общей сланцеватости породы и представлен крупными удлиненными зернами. Плагиоклаз и кварц (в сумме 25 об. %), при доминирующей роли последнего, имеют ксеноморфный облик и заполняют пространство между зернами амфибола. Местами встречаются мелкие зерна эпидота.

Гнейс (обр. 717). Порода имеет лейкократовый облик (меланократовых минералов не более 5 об. %). Она преимущественно сложена кварц-плагиоклазовым агрегатом при подчиненной роли калиевого полевого шпата. Все зерна лейкократовых минералов ксеноморфны, что типично для гранитной структуры. Наиболее ксеноморфен кварц, имеющий “облачное” погасание и эллиптичность агрегатов, определяющих гнейсовидность породы. Межзерновое пространство лейкократовых минералов заполнено мелкозернистым агрегатом биотита и мусковита при подчиненной роли эпидота (до 5 об. %). Эти агрегаты слюд формируют меланократовые слои до 0.5 мм мощности, при этом мусковит может замещать биотит в одном зерне. Замещение биотита мусковитом обычно происходит с одной стороны зерна, но присутствуют и обособленные зерна мусковита. Можно предположить, что такой характер замещения обусловлен синдеформационным направленным воздействием на породу и локальным увеличением межпорового пространства с образованием микрополостей и последующим ростом мусковита в них. Эпидот формирует редкие идиоморфные зерна с ромбическим сечением, которые облекаются биотитом. Биотит, в свою очередь, замещается мусковитом, что совпадает с регрессивным характером метаморфизма.

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Содержания петрогенных (главных) элементов в породах были проанализированы рентгено-спектральным флуоресцентным методом (XRF) на многоканальном спектрометре ARL-9800 по стандартной методике (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). Нижний предел определения оксидов петрогенных элементов составляет 0.01–0.05%. Валовые анализы пород на редкие и редкоземельные элементы (REE) проводились методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-6100 по стандартной методике (ВСЕГЕИ). При этом относительная погреш-

ность определения элементов не превышает 5–10%.

Особенности внутреннего строения и состава минералов по главным элементам изучены в режиме композиционного контраста на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (ИГГД РАН). Условия измерений: ускоряющее напряжение 20 кВ, сила тока 1 нА, ZAF-метод коррекции матричных эффектов. Использованы стандартные образцы состава: Si, Mg, Fe – оливин, Al – керсутит, Ca – диопсид, Na – жадеит, K – ортоклаз, Mn – спессартин, Ti – TiO₂, а также чистые соединения и металлы. Локальность анализа составляла 1–2 мкм. Суммы определяемых оксидов и элементов в анализах минералов были приведены к 100%.

Содержание редкоземельных (REE) и редких элементов в минералах определялось на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) по методике, приведенной в (Соболев, Батанова, 1995). Условия съемки: используется первичный пучок ионов ¹⁶O₂⁻, диаметр которого составляет примерно 15–20 мкм; ток ионов 5–7 нА; ускоряющее напряжение первичного пучка 15 кэВ. Каждое измерение состояло из трех циклов, что позволяло оценить индивидуальную погрешность измерения. Общее время анализа одной точки в среднем составляло 30 мин. Размер исследуемого участка минерала не превышал в диаметре 15–20 мкм; относительная ошибка измерения для большинства элементов составляла 10–15%; порог обнаружения элементов в среднем равен 10 ppb. Редкоземельный состав породообразующих минералов определялся в тех же точках, что и анализ главных элементов на электронном микрозонде. При построении спектров распределения REE составы минералов нормировались на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Символы минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).

ПЕТРОХИМИЯ

Исследованные породы по петрохимическим характеристикам относятся к группе основных пород нормального ряда. По отношению Na₂O/K₂O (1.5–4) их можно отнести к породам натровой серии. Здесь следует отметить, что амфиболитизированные дайки базитов схожи по величине отношения Na₂O/K₂O (~2) с остальными амфиболитами (табл. 1). В то же время в протолите эклогитов значение отношения Na₂O/K₂O (2–4) полностью перекрывает таковое (3–4) у эклогитов. При общей выдержанности составов всех выделенных петрографических групп следует отметить амфиболиты, которые отличаются от остальных групп пород по содержаниям калия и фосфора, что определяется широким развитием в них био-

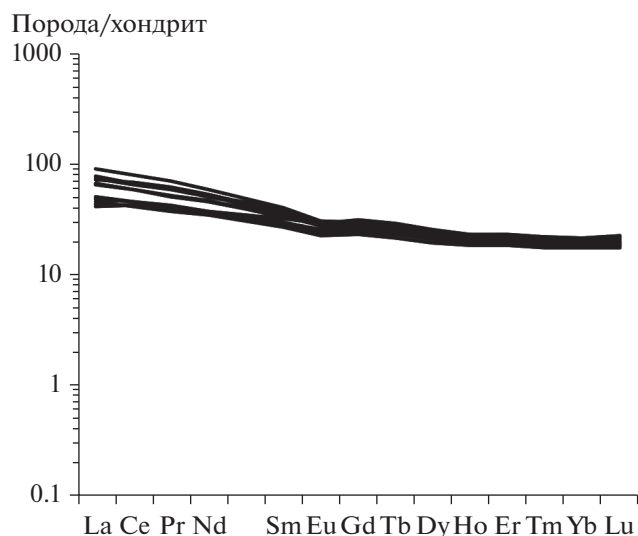


Рис. 4. Спектры распределения REE в породах, представленных в табл. 1 (кроме гнейса, обр. 717).

тита и апатита. По расчетным нормам CIPW все основные породы относятся к кварцнормативным (~10 об. %) высококальциевым железистым габбро ($Mg\# = 0.4-0.5$). Вмещающие породы – гнейсы по своим характеристикам соответствуют умеренно-магнезиальным ($Mg\# = 0.6$) плагиогранитам с соотношением нормативных $Qz : Pl : Or$ как 35 : 48 : 17, что в целом соотносится с петрографическими наблюдениями.

Редкоэлементный состав выделенных групп пород также незначительно варьирует. Так, содержание ванадия в амфиболитах (300–310 ppm) несколько ниже, чем в метагаббро (протолите эклогитов и дайках базитов) и эклогитах (350–370 ppm). Концентрация бария в амфиболитах незначительная (до 350 ppm), увеличивается по сравнению с другими группами пород (не более 260 ppm), что, скорее всего, определяется воздействием гнейсов, в которых содержится значительное его количество (1120 ppm, табл. 1). Можно предположить, что в амфиболитах это связано с входением Ва в амфибол, а не в плагиоклаз и биотит, поскольку содержание Sr и K не увеличивается. Спектры распределения REE дифференцированы с понижением содержания от легких к тяжелым REE (рис. 4) при среднем значении суммы REE около 100 ppm. В породах наблюдается слабовыраженная отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* составляет в среднем 0.90).

Можно сделать вывод, что по петрохимическим характеристикам основные породы о-ва Виценная Луда весьма гомогенны. Исключением являются амфиболиты, в том числе из каймы будин метабазитов, в которых установлено повышенное содержание К, Р и Ва. Породы с эклогитовыми па-

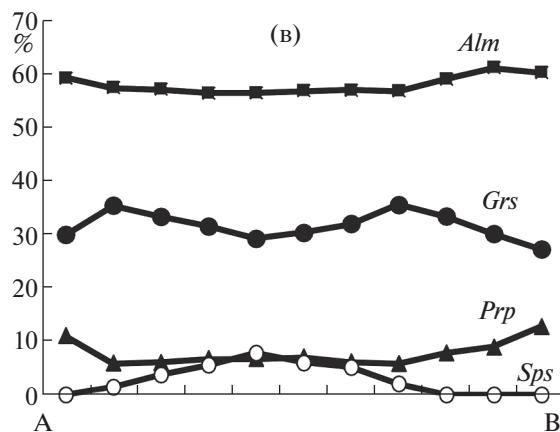
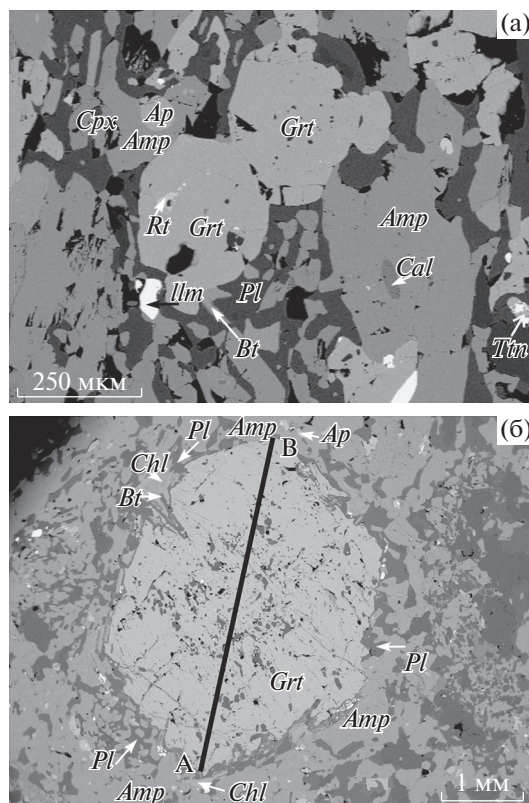


Рис. 5. BSE-изображение граната из эклогитов (а) и прослая гранатового амфиболита (б) и характер зональности в нем (в).

рагенезисами практически не отличимы от их протолита, а часто – и от гранатового амфиболита, развивающегося совместно с эклогитами. Вышесказанное свидетельствует о субизохимичности процессов метаморфизма в пределах исследованной площади.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ

Гранаты. Гранаты в изученных породах представлены порфиробластами (пойкилобластами)

разного размера: 100–300 мкм (в эклогитах, рис. 5а) и 2–3 мм (в гранат-амфиболовых прослоях, рис. 5б). Пойкилобласты гранатов из гранат-амфиболовых прослоев содержат большое количество включений, представленных, чаще всего, кварцем, иногда — плагиоклазом, титанитом, амфиболом, реже — кальцитом. Включения чаще тяготеют к центральным частям зерен. Гранаты из эклогитов содержат значительно меньшее количество включений, которые представлены кварцем и рутилом. В гранатах обоих типов пород по трещинам развиваются такие минералы как эпидот, хлорит, калиевый полевой шпат.

Расчет граната на минеральный состав показал следующее: содержание *Alm* в гранатах из эклогитов (обр. 707) составляет 59–62 мол. %, *Grs* — 25–33 мол. %, *Prp* — 8–13 мол. %. Для гранатов из гранат-амфиболовых прослоев (обр. 709) характерно несколько повышенное содержание *Grs* и пониженные — *Alm* и *Prp*. Содержание *Sps* в обоих случаях незначительное и варьирует в пределах одного процента, за исключением точки 8 в обр. 709, в которой *Sps* составляет 7.8 мол. % (табл. 2).

Гранаты из эклогитов имеют зональность, проявляющуюся в уменьшении содержания *Grs* (на 6–7 мол. %) и увеличении — *Prp* (на 4–5 мол. %) и *Alm* (на 2–3 мол. %) от центра к краю зерен. Для гранатов из гранат-амфиболовых прослоев характерно проявление более сложной зональности, выражающейся в увеличении содержания *Grs* в центральной части от 30 до 33–35 мол. % и незначительном понижении *Grs* в краевой части зерен до 27–30 мол. % (рис. 5). Содержание *Prp* слабо варьирует в центральной части зерен в пределах 6–7 мол. % и увеличивается до 11–13 мол. % только в краевой части. Содержание *Alm* положительно коррелирует с содержанием *Prp*, увеличиваясь от 57 мол. % в центральной части и до 59–60 мол. % в краевой части зерен. Наиболее контрастно проградная зональность в гранатах из гранат-амфиболовых прослоев в эклогитах проявлена по *Sps*, содержание которого в центральной части зерен составляет около 6–8 мол. % и уменьшается к краю до нуля, образуя характерный горбообразный профиль (рис. 5).

Изменение зональности в отношении *Grs* между центральной и краевой частями граната из гранат-амфиболовых прослоев (рис. 5в) может быть связано с минеральными реакциями с участием Са-содержащих минералов (например, титанита, плагиоклаза, роговой обманки) при прогрессивном росте граната и отсутствием диффузионного выравнивания при ретроградном метаморфизме, проявленном в образовании каймы амфиболитов вокруг будины эклогитов.

В гранатах эклогитов и гранат-амфиболовых прослоев характер распределения редких элементов между центральными и краевыми частями

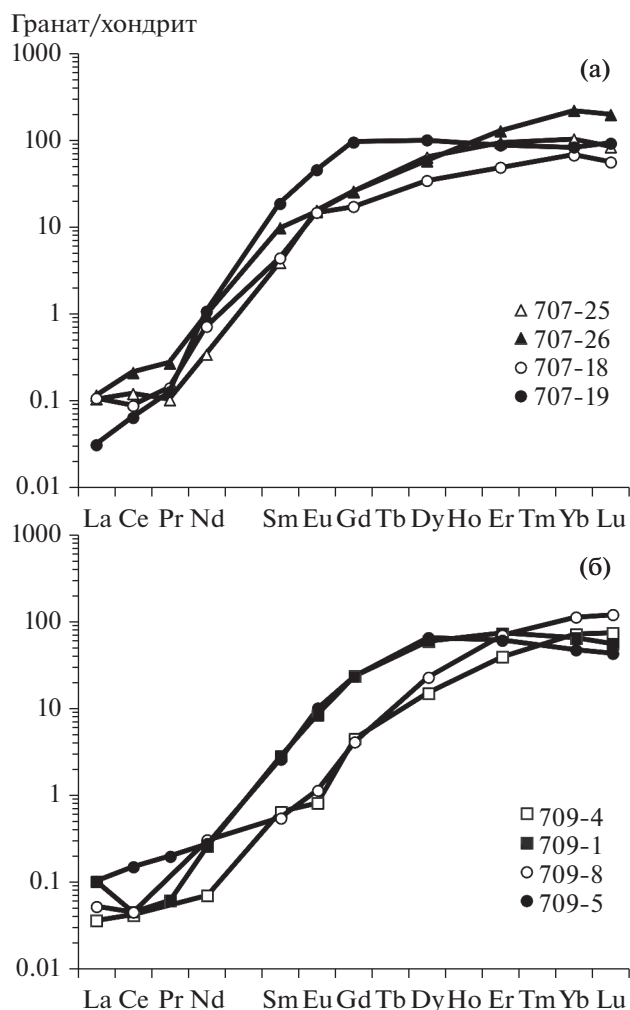


Рис. 6. Спектры распределения REE в гранатах из: (а) эклогитов, (б) прослоя гранатовых амфиболитов.

контрастно отличается (табл. 2). Анализ поведения REE в гранатах показал, что в целом спектры распределения REE соответствуют типовым, установленным для высококальциевых метаморфических гранатов (Скублов, 2005): с резко выраженной дифференциацией от легких к тяжелым REE с обогащением спектра в области HREE до 100 хондритовых отношений. Отрицательная Eu-аномалия при этом отсутствует (рис. 6).

В гранатах из эклогитов выделяется один из спектров распределения в краевой части (точка 707-19, табл. 2). Он отличается повышенным содержанием MREE (Sm и Eu) и ряда HREE (Gd и Dy), а также отрицательным (уменьшением нормированного на хондрит содержания по мере увеличения атомного номера) наклоном спектра в области HREE. По этой причине спектр распределения REE для точки 707-19 приобретает характерный горбообразный профиль (рис. 6а). В гранатах из гранат-амфиболовых прослоев в эклогитах

Таблица 2. Состав гранатов

Компоненты	Эклогит				Амфиболит с гранатом			
	707-25	707-26	707-18	707-19	709-4	709-1	709-8	709-5
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
SiO ₂	38.28	36.90	37.55	38.24	38.22	38.17	37.62	38.14
TiO ₂	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.45	22.38	21.87	21.69	21.92	21.59	21.42	22.64
FeO	26.51	28.47	26.70	27.82	25.91	26.84	25.49	27.06
MnO	0.40	0.15	0.42	0.23	0.37	0.00	3.48	0.01
MgO	2.19	3.30	1.95	3.23	1.74	2.82	1.72	2.79
CaO	11.16	8.79	11.44	8.80	11.84	10.58	10.28	9.36
Сумма	99.99	99.99	100.00	100.01	100.00	100.00	100.01	100.00
<i>Alm</i>	58.76	60.80	58.73	61.71	58.15	59.09	56.07	61.45
<i>Prp</i>	8.65	13.33	7.73	12.77	6.96	11.07	6.82	11.29
<i>Grs</i>	31.69	25.52	32.60	25.01	34.05	29.84	29.28	27.23
<i>Sps</i>	0.90	0.34	0.95	0.52	0.84	0.00	7.84	0.02
La	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Ce	0.08	0.13	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.09
Pr	0.01	0.03	0.01	0.01	n.d.	0.01	n.d.	0.02
Nd	0.16	0.45	0.33	0.50	0.03	0.12	0.14	0.12
Sm	0.58	1.47	0.66	2.79	0.09	0.41	0.08	0.37
Eu	0.88	0.86	0.84	2.60	0.04	0.46	0.06	0.55
Gd	5.08	5.19	3.47	19.1	0.87	4.56	0.80	4.58
Dy	15.8	14.3	8.53	25.0	3.59	14.2	5.46	15.6
Er	15.2	20.7	7.88	14.2	6.09	11.4	10.9	9.44
Yb	16.7	35.9	11.0	13.6	11.2	10.1	17.6	7.40
Lu	2.08	4.89	1.39	2.29	1.76	1.32	2.87	1.03
Ti	1080	178	773	359	1149	759	1291	814
V	73.5	105	31.9	88.3	202	106	306	121
Cr	27.0	118	15.8	39.0	184	77.8	16.2	50.3
Sr	0.55	0.38	0.37	0.19	0.20	0.24	0.25	0.25
Y	129	144	69.7	123	41.3	92.2	69.1	92.7
Zr	7.27	1.21	8.50	1.84	3.75	4.84	2.66	3.75
Nb	0.07	0.02	0.11	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02
Ba	0.95	0.50	0.07	0.10	0.17	0.18	0.66	0.29
Hf	6.07	5.92	2.80	8.95	1.32	4.18	1.55	4.36
REE	56.6	83.9	34.2	80.1	23.7	42.6	37.9	39.2
LREE	0.27	0.64	0.43	0.56	0.07	0.17	0.18	0.26
HREE	54.9	81.0	32.3	74.2	23.5	41.5	37.6	38.0
Sm/Nd	3.70	3.25	1.99	5.62	2.96	3.51	0.57	3.02
Lu/Hf	0.34	0.83	0.50	0.26	1.33	0.31	1.85	0.24

Примечание. Здесь и в табл. 3–5 состав по главным элементам (SEM-EDS) приведен в мас. %, по редким и редкоземельным элементам (SIMS) – в ppm.

обе проанализированные краевые зоны отличаются от центральных частей зерен горбообразным профилем распределения REE, в деталях совпадающим для различных зерен граната, и отрицательным наклоном спектра распределения HREE (рис. 6б).

В гранатах из эклогитов и гранат-амфиболовых прослоев также наблюдается зональность и в отношении редких элементов (табл. 2). При сравнении составов центральной и краевой части зерен гранатов для обоих типов пород отмечается заметное повышение в их краевой части содержания Y (до полутора–двух раз) и умеренное – Hf. Распределение Y в рассматриваемых гранатах ожидаемо коррелирует с геохимически близкими ему элементами – Er и Yb, составляющими основной бюджет HREE. Ранее было установлено для метапелитов, что зональность гранатов с повышением содержания Y и HREE к краю зерен указывает на понижение температуры метаморфизма в процессе их кристаллизации (Скублов, Другова, 2002, 2004а; Pyle, Spear, 2003). В рассматриваемых в настоящей работе гранатах наблюдается увеличение содержания пиропового минерала и понижение спессартинового компонента от центра к краю зерен (табл. 2), что отвечает проградной зональности, т.е. увеличению температуры метаморфизма. Поэтому увеличение содержаний Y и HREE в высококальциевых гранатах, по крайней мере, из эклогитов и сходных пород не следует использовать как качественный критерий понижения температуры метаморфизма.

Содержание Ti в гранатах из эклогитов может понижаться к краю зерна более чем в пять раз, в гранатах из прослоев гранатовых амфиболитов – не более чем в полтора раза. Распределение V и Cr хорошо коррелирует между собой (табл. 2): в гранатах из эклогитов содержание этих элементов увеличивается к краю в 2–3 раза, а в гранатах из прослоев гранатовых амфиболитов оно в основном уменьшается от центра к краю зерен. Распределение Zr также подчеркивает отличия в составе гранатов из эклогитов и из прослоев гранатовых амфиболитов – в эклогитах Zr уменьшается к краю от 7–8 до 1–2 ppm, в прослоях гранатовых амфиболитов содержание Zr незначительно увеличивается. Распределение Hf коррелирует с поведением Zr, но только в гранатах из прослоев гранатовых амфиболитов.

Моноклинные пироксены. Моноклинные пироксены в эклогитах (обр. 707) представлены мелкими (в среднем 30–50 мкм в поперечнике) зернами в составе пироксен-плаггиоклаз-амфиболовых симплектитов. Расчет компонентного состава, согласно общепринятой классификации пироксенов (Morimoto et al., 1988), показал, что моноклинные пироксены из эклогитов представлены диопсид-авгитами с содержанием жадеито-

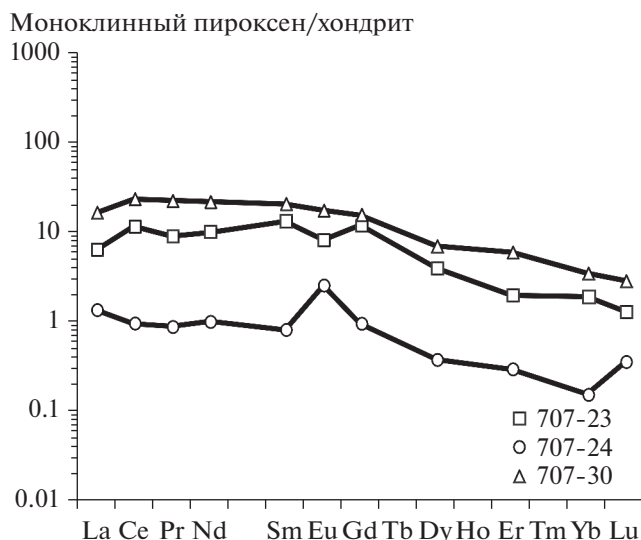


Рис. 7. Спектры распределения REE в моноклинных пироксенах.

вого компонента до 17 мол. %, что формально не позволяет отнести моноклинные пироксены к “настоящим” омфацитам, для которых оно должно быть не менее 20 мол. % (Morimoto et al., 1988). Именно поэтому в ранних публикациях авторов для эклогитов Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Илейки) использовался термин “эклогитоподобная порода” (Березин и др., 2013; Березин, Скублов, 2014). В этих *Grt-Cpx* породах моноклинный пироксен представлен не омфацитом, как в классических эклогитах, а авгитом или Na-авгитом с содержанием *Jd*-минерала не более 20 мол. %; для них также характерно повышенное количество *Amp* и нередко *Pl*.

Распределения REE в моноклинных пироксенах из эклогитов (обр. 707) характеризуются слабо дифференцированным спектром с понижением содержаний от легких к тяжелым REE (рис. 7). Наличие такого наклона спектра связано с присутствием в парагенезисе гранатов – типичных концентраторов HREE (Seifert, Chadima, 1989). При определенном подобии формы спектров суммарное содержание REE в точках анализа варьирует от 2 до 40 ppm (табл. 3). Отличительной особенностью самого бедного в отношении REE моноклинного пироксена является четко выраженная положительная Eu-аномалия (рис. 7).

Помимо обедненности REE, в моноклинном пироксене из эклогита (точка анализа 707-24) установлены пониженные, по сравнению с другими моноклинными пироксенами, содержания Ti, V, Cr, Y, Zr, Hf (табл. 3). Следует предположить, что при пиковых условиях эклогитового метаморфизма эти элементы были перераспределены в состав рутила, титанита, граната и цирко-

Таблица 3. Состав моноклинных пироксенов

Компоненты	707-23	707-24	707-30
SiO ₂	52.01	52.14	
TiO ₂	0.17	0.09	
Al ₂ O ₃	4.18	3.52	
FeO	11.69	10.64	
MnO	0.13	0.07	
MgO	10.50	11.11	
CaO	19.98	21.18	
Na ₂ O	1.15	1.25	
Сумма	99.81	100.00	
La	1.49	0.32	3.86
Ce	6.97	0.58	14.2
Pr	0.82	0.08	2.04
Nd	4.53	0.45	9.82
Sm	1.94	0.12	3.03
Eu	0.45	0.14	0.97
Gd	2.33	0.19	3.08
Dy	0.96	0.09	1.70
Er	0.31	0.05	0.94
Yb	0.30	0.02	0.55
Lu	0.03	0.01	0.07
Ti	447	31.5	3011
V	320	17.7	409
Cr	224	9.54	199
Sr	149	134	229
Y	5.05	0.35	8.47
Zr	8.89	0.67	11.0
Nb	0.03	0.02	3.31
Ba	34.3	33.0	93.3
Hf	0.71	0.04	1.09

на, которые в последствие при понижении давления распались.

Амфиболы. В изученных породах можно выделить две генерации амфиболов: мелкозернистый амфибол в составе упомянутых выше симплектитов в эклогитах (обр. 707) и крупнозернистый (до 300 мкм в поперечнике) гипидиоморфный амфибол, наблюдающийся в разных количествах во всех типах описанных пород, но преобладающий в амфиболитах каймы (обр. 711). По классификации (Leake et al., 1997) все изученные амфиболы относятся к Са-амфиболам ряда эденит–ферропаргасит, причем, их состав постепенно меняется от эклогитов, где составы ближе к эдениту, к амфиболитам, где амфибол отвечает ферропаргаситу (рис. 8). Амфиболы из прослоев гранатовых амфиболитов (обр. 709) занимают промежуточ-

ное между ними положение. Таким образом, мелкозернистые амфиболы симплектитов более магнезиальные, чем амфиболы, встречающиеся в каймах амфиболитов. Все изученные амфиболы содержат калий (до 2 мас. % K₂O), при этом амфиболы второй генерации более обогащены калием, чем амфиболы первой генерации. В амфиболах из каймы амфиболитизации (обр. 710 и 711) установлено минимальное содержание титана (TiO₂ варьирует в пределах 0.83–1.14 мас. %, табл. 4).

Амфиболы из прослоев гранатовых амфиболитов (обр. 709) характеризуются уровнем накопления REE со средним содержанием около 50 ppm. Спектры REE в амфиболах из эклогитов соответствуют по форме спектрам REE в моноклинных пироксенах – таким образом проявляется эффект наследования, характерный при замещении одного минерала другим (Скублов, 2005). Соответственно, в процессе наложения регрессивного метаморфизма на эклогиты из амфиболов высвобождается значительная часть REE, причем в большей степени – LREE. Вероятно, происходит перераспределение REE в такие минералы, как плагиоклаз, эпидот, апатит и др.

Амфиболы из каймы амфиболитизации в будине эклогита контрастно отличаются от амфиболов из сохранившегося эклогита пониженными содержаниями LREE и ряда HREE, при этом суммарное содержание REE уменьшается примерно от 100 до 15–20 ppm (табл. 4). Подобное закономерное изменение состава амфиболов характерно при понижении температуры метаморфизма (Другова, Скублов, 2003; Skublov, Drugova, 2003).

Помимо почти двукратного понижения содержания Ti в ряду эклогит–амфиболит (в среднем от 1194 до 6363 ppm, по данным ионного микрозонда, табл. 4), в амфиболах фиксируется значительное понижение содержания V (в среднем от 793 до 442 ppm), Sr (в среднем от 60.0 до 30.3 ppm), Y (в среднем от 27.1 до 18.8 ppm), Nb (в среднем от 8.56 до 2.65 ppm) и Hf (в среднем от 3.26 до 1.87 ppm). Следует предположить, что V перераспределяется из амфиболов в рудные минералы (магнетит, ильменит), Sr – в плагиоклаз, Nb и Hf – в рутил. Вполне вероятно, что Y и Hf входят в состав циркона, образованного при наложенном метаморфизме амфиболитовой фации. Как было показано по результатам анализа состава циркона из эклогитов мира (Скублов и др., 2012), эклогитовый циркон характеризуется минимальным содержанием Y (в среднем 37 ppm). В цирконе из каймы амфиболитизации крупной будины эклогитов, расположенной на северо-западной части мыса о-ва Сидоров, ближайшего к рассматриваемому в данной статье о-ву Виченная Луда, содержание Y составляет в среднем уже 300 ppm (Березин, Скублов, 2014).

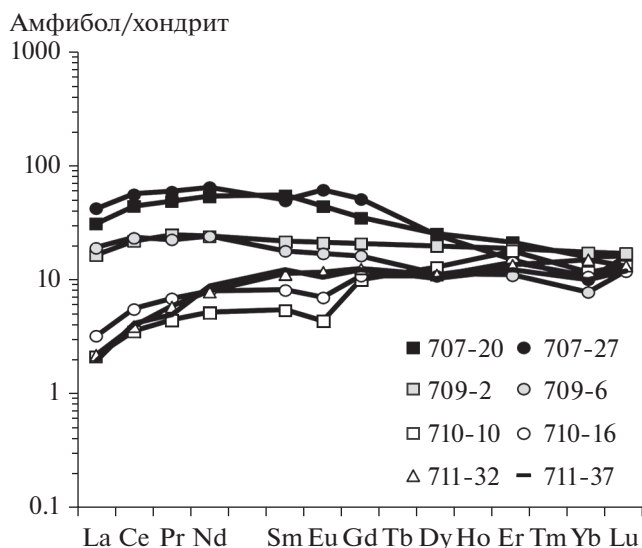


Рис. 8. Спектры распределения REE в амфиболах.

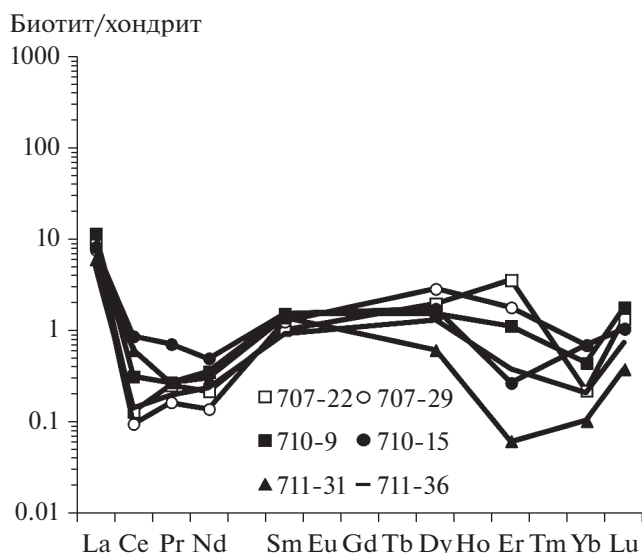


Рис. 9. Спектры распределения REE в биотитах.

Плагиоклазы. Плагиоклазы в эклогитах (обр. 707) находятся в парагенезисе с моноклинными пироксенами и амфиболами в составе симплектитов. По своему составу они соответствуют олигоклазу (An_{10-20}). В амфиболитах (обр. 710 и 711) плагиоклазы представлены крупными (до 300 мкм) гипидиоморфными зернами более основного состава (до An_{28}). Спектры распределения REE в плагиоклазах характеризуются незначительной дифференциацией с обогащением в области LREE и имеют умеренно выраженную положительную Eu-аномалию (Eu/Eu^* около 3) при незначительном общем содержании REE (в среднем 0.76 ppm).

Биотиты. Биотит в значительном количестве присутствует в амфиболитах и, скорее всего, равновесен с амфиболом, связанным с наложенным метаморфизмом амфиболитовой фации. Биотит имеет умеренный по железистости состав ($f=0.5-0.6$) и в целом отличается высоким содержанием титана. Причем, биотиты из эклогитов более титанистые, чем биотиты из амфиболитов: содержание TiO_2 в первом (обр. 707) – 4.5–5.5 мас. %, в то время как в биотите из амфиболитов (обр. 710 и 711) содержание TiO_2 колеблется в пределах 1.5–3.5 мас. %.

Спектры распределения REE в целом схожи для сравниваемых биотитов (рис. 9). Общей особенностью является некоторая синусоидальность спектров REE, характерная для минералов, образование которых связано с неравновесными процессами и воздействием флюида (Скублов, 2005). На флюидное воздействие также косвенно указывает повышенное содержание Cl (до 0.17 мас. %, табл. 5) и отрицательная Ce-аномалия, проявленная в биотитах. Для биотитов из эклогитов и амфиболитов о-ва Виченная Луца отсутствует диф-

ференциация в распределении REE с закономерным уменьшением нормированного на хондрит содержания от легких к тяжелым REE, ранее установленная для биотитов из гранулитов беломорского комплекса (Скублов, Другова, 2004б). Биотиты из эклогитов, помимо повышенного содержания Ti (среднее значение 36393 ppm в сравнении с 12154 ppm по данным ионного микрозонда, табл. 5), отличаются от биотитов из каймы амфиболитизации также повышенным суммарным содержанием REE (в среднем 9.80 и 5.02 ppm, соответственно), Nb (16.1 и 1.77 ppm), V (592 и 356 ppm), Cr (456 и 307 ppm), Ba (5224 и 2693 ppm) и Hf (1.63 и 0.63 ppm). Уменьшение содержания Ti при сравнении составов биотитов из эклогитов и амфиболитов отражает понижение температуры метаморфизма при наложенном на эклогиты метаморфизме амфиболитовой фации (Henry, Guidotti, 2002; Henry et al., 2005; Wu, Chen, 2015). При этом Ti, ранее содержащийся в биотите, образует рутил, в состав которого также входят высокочargedные элементы – Nb и Hf (Скублов и др., 2013). Для Hf возможно предполагать вхождение в состав новообразованного циркона в амфиболитах. V и Cr перераспределяются либо в магнетит, либо в ильменит. Барий, вероятнее всего, входит в состав полевых шпатов. Перераспределение REE охарактеризовать достаточно сложно, поскольку в породах присутствует несколько породообразующих минералов-концентраторов REE, таких как гранат, амфибол и моноклинный пироксен.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Эклогиты, отмеченные по всему миру в комплексах гнейсов, часто представлены будинами

Таблица 4. Состав амфиболов

Компоненты	Эклогиты		Амфиболиты с гранатом		Амфиболиты без граната			
	707-20	707-27	709-2	709-6	710-10	710-16	711-32	711-37
SiO ₂	44.83	44.39	42.98	43.84	41.61	42.17	41.53	42.15
TiO ₂	1.57	1.35	1.79	1.54	1.14	0.91	1.04	0.83
Al ₂ O ₃	11.50	12.34	13.36	12.93	14.20	14.08	13.82	13.60
FeO	18.43	17.34	17.35	17.73	20.93	21.44	21.06	21.13
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.15	0.17	0.21
MgO	9.17	9.98	9.93	9.44	7.63	6.66	7.07	7.26
CaO	11.30	11.52	11.33	11.26	11.66	11.50	11.92	11.94
Na ₂ O	1.99	1.85	2.03	2.07	1.37	1.72	1.47	1.08
K ₂ O	1.21	1.23	1.24	1.20	1.09	1.30	1.76	1.72
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.17	0.08
Сумма	100.00	100.00	100.01	100.01	100.00	99.99	100.01	100.00
La	7.35	10.03	3.90	4.51	0.50	0.76	0.52	0.46
Ce	27.2	34.3	13.4	14.2	2.16	3.39	2.40	2.52
Pr	4.51	5.47	2.30	2.09	0.41	0.64	0.54	0.46
Nd	24.4	29.6	11.0	11.0	2.34	3.66	3.59	4.05
Sm	8.09	7.32	3.20	2.65	0.80	1.20	1.67	1.82
Eu	2.48	3.46	1.19	0.96	0.24	0.39	0.66	0.59
Gd	6.92	10.1	4.12	3.24	1.98	2.16	2.48	2.40
Dy	6.24	6.05	4.88	2.77	3.16	2.66	2.73	2.50
Er	3.41	2.41	3.00	1.75	2.88	2.28	2.16	1.93
Yb	2.52	1.62	2.78	1.26	1.87	1.71	2.43	1.61
Lu	0.40	0.40	0.42	0.30	0.32	0.29	0.33	0.29
Ti	10582	11806	11409	10340	4938	5739	7827	6948
V	866	719	500	428	362	524	426	454
Cr	207	369	165	216	122	248	271	222
Sr	67.4	52.5	70.3	76.5	33.1	28.0	32.7	27.4
Y	28.5	25.8	26.4	14.0	25.1	17.1	17.3	15.5
Zr	21.9	21.3	20.9	19.1	9.85	10.2	22.6	17.2
Nb	6.20	10.9	8.95	3.67	1.22	1.26	4.50	3.61
Ba	91.6	131	156	127	60.3	198	85.3	78.8
Hf	3.31	3.21	2.46	1.80	1.45	1.96	1.93	2.15

(“линзами”) различного размера с четко выраженной каймой амфиболизации (Eskola, 1921). При этом количество будин эклогитов может быть весьма значительным, но их размеры не превышают 100 м по удлинению. Зоны амфиболизации по периметру будин эклогитов могут варьировать по мощности от 20 см до первых метров. Мелкие, до 1 м по удлинению тела эклогитов могут быть нацело превращены в амфиболиты. Эта особенность строения эклогитов была зафиксирована П. Эскола около века назад по результатам исследования ареала гнейсов в Нордфьорде и Ме-

ре в Западной Норвегии (Eskola, 1921). Процесс амфиболизации эклогитов интерпретировался им как результат регрессивной ветви метаморфизма. Исследуя геолого-петрографические особенности амфиболитов и эклогитов губы Кив и губы Кузокоцкой Белого моря Г.М. Саранчина (1946) предположила, что переход от эклогитов к амфиболитам, в основном приуроченных к краевой зоне эклогитовых тел, является результатом воздействия “гранитного вещества, мигматизирующего вмещающие породы”.

Таблица 5. Состав биотитов

Компоненты	Эклогиты		Амфиболиты без граната			
	707-22	707-29	710-9	710-15	711-31	711-36
SiO ₂	38.55	38.46	37.83	37.35	38.08	37.13
TiO ₂	4.80	5.08	2.09	2.03	1.64	1.66
Al ₂ O ₃	14.67	14.58	17.47	18.03	17.03	17.36
FeO	20.71	20.82	21.49	21.23	22.35	22.82
MnO	0.00	0.00	0.13	0.11	0.07	0.28
MgO	10.88	10.73	10.31	10.59	10.43	10.65
Na ₂ O	0.00	0.14	0.24	0.15	0.21	0.00
K ₂ O	10.39	10.19	10.37	10.43	10.19	9.92
Cl	0.00	0.00	0.07	0.08	0.00	0.17
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
La	2.13	1.81	2.73	1.93	1.42	1.21
Ce	0.08	0.06	0.19	0.53	0.37	0.09
Pr	0.02	0.02	0.03	0.07	0.02	0.02
Nd	0.10	0.06	0.16	0.23	0.14	0.11
Sm	0.15	0.18	0.23	0.22	0.20	0.13
Eu	7.30	5.38	1.53	3.97	1.07	1.30
Gd	0.06	n.d.	0.11	0.19	n.d.	n.d.
Dy	0.49	0.70	0.38	0.42	0.15	0.31
Er	0.57	0.29	0.18	0.04	0.01	0.06
Yb	0.04	0.11	0.07	0.11	0.02	0.03
Lu	0.03	0.03	0.04	0.03	0.01	0.02
Ti	33893	38892	12983	12435	10709	12488
V	619	564	353	312	368	391
Cr	449	463	295	283	349	300
Sr	174	3.26	3.70	3.38	3.53	1.29
Y	0.22	0.11	0.12	0.15	0.14	0.08
Zr	0.27	0.49	0.49	0.33	1.06	0.56
Nb	12.0	20.2	0.78	0.97	2.74	2.60
Ba	4534	5913	3522	3222	1734	2294
Hf	1.41	1.84	0.84	0.97	0.24	0.48
REE	11.0	8.64	5.64	7.74	3.41	3.28

Особенностью эклогитов Беломорья является частое присутствие в них плагиоклаза. Согласно современным представлениям, в эклогитах может присутствовать плагиоклаз, например в эклогитах с высоким валовым отношением $(Na + Al)/(Mg + Fe + Ca)$ (Кориковский, 1998, 2009; Кориковский и др., 1997; Carswell, 1990). Поэтому использование термина “эклогит” для плагиоклазсодержащих *Grt-Na-Cpx* пород о-ва Виченная Луда предполагается корректным. Понижение содержания жадеитового компонента в моноклинном пироксене из рассматриваемых пород до 17 мол. % обусловлено

наложенными процессами регрессивного метаморфизма, когда пироксен образуется за счет распада омфацита с высоким содержанием жадеита ($Omp = Cpx + Pl$).

Значительное количество будин эклогитов с каймами амфиболитизации было установлено на островах Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Илейки) БПП. Для них были изучены составы минералов, возраст и параметры метаморфизма (Березин и др., 2013; Березин, Скублов, 2014).

На основе полевых и петрографических наблюдений на о-ве Виченная Луда можно предпо-

ложить следующую последовательность образования наблюдаемых эклогитовых парагенезисов с прослоями гранат-амфиболового состава и наложенными каймами амфиболитизации (этап тектонического разобщения интрузий здесь не рассматривается).

1. Вмещающие породы для будин эклогитов представлены *Bt-Ms* гнейсами, а магматический протолит пород с эклогитовой ассоциацией представлен базитами. В условиях, близких к солидусу для гранито-гнейсов (~700°C), когда лишь часть вещества последних находится в пластичном состоянии, возникает направленное давление на будину основных пород, стохастический характер которого определяет несовпадение ориентировок зон напряжения в близкорасположенных будинах. Эклогитовая ассоциация в метагаббро является реликтовой (объемное количество *Cpx-Pl* симплектитовых образований не превышает 20 об. %). Замещение *Cpx-Pl-Grt* ассоциации фиксируется по наличию псевдоморфоз *Bt-Qz-Pl* агрегата по гранату.

2. Возникшие зоны напряжений контролируют положение полостей раскрытия, приуроченных к центральным частям будин, где породы наименее пластичны. За счет разности давлений в эти полости импрегнируется флюид, преимущественно водный. Движение флюида по ослабленным зонам приводит к образованию прослоев и обособлений с *Grt-Amp* парагенезисом, а в краевых частях таких зон — с натровым моноклинным пироксеном (за счет большей подвижности натрия).

3. При остывании системы гнейс-будина участки с эклогитовой ассоциацией “консервировались”, а в краевых частях будин возникла кайма амфиболитизации. Кайма амфиболитизации представлена биотитовым амфиболитом и рассланцована, согласно контакту будины с гнейсами.

Магматический возраст протолита эклогитов Керетского архипелага, установленный U-Pb методом по циркону, находится в интервале 2400–2480 млн лет. Возраст эклогитизации соответствует временному промежутку 1870–1890 млн лет и согласуется с оценками для других проявлений эклогитов в пределах БПП.

Эклогитизация метабазитов Керетского архипелага, на примере о-ва Сидоров (Березин и др., 2013), проходила при параметрах 12 кбар и 700°C, соответствующих границе эклогитовой-амфиболитовой фаций относительно умеренного давления, и была обусловлена локальным повышением давления с участием флюида на стадии остывания пород. Регрессивный этап метаморфизма характеризовался давлением от 12 до 6.5 кбар и температурами от 700 до 600°C (Березин, Скублов, 2014). Приконтактовая амфиболитизация метабазитов при температуре около 620°C и давлении 2–

2.5 кбар в условиях низкобарической амфиболитовой фации около 1870 млн лет проявилась как на породном уровне (образование каймы амфиболита вокруг будины эклогитизированного базита), так и на минеральном — значительное искажение состава эклогитового циркона по редким и редкоземельным элементам (Березин, Скублов, 2014). Однако сопоставление состава породообразующих минералов по редким элементам из эклогитов центральной части БПП и наложенных зон амфиболитизации практически не проводилось.

Как было показано выше, в гранатах из эклогитов наблюдается зональность в отношении редких и редкоземельных элементов (табл. 2). Для них также установлена проградная зональность с повышением *Prp* и понижением *Sps* компонента в краевой части зерен.

Зональность гранатов по редким элементам была установлена и в других проявлениях эклогитов в БПП. Для эклогитов в северо-западной части этой структуры (салминских эклогитов) были описаны наложенные процессы амфиболитизации (амфиболиты при этом образуют кайму будины, аналогичную рассматриваемой в настоящей работе) и гранатизации (Мельник, 2015). При этом гранаты из апоэклогитовых гранатита и амфиболита по составу отличаются от граната из салминского эклогита более высоким содержанием *Alm* и меньшей концентрацией *Prp* компонента (Скублов и др., 2011б; Мельник, 2015). Спектры распределения REE в гранатах из гранатита и *Grt-Cpx* амфиболита характеризуются выпуклой формой за счет обогащения LREE и MREE, отличаясь от сильно дифференцированных спектров распределения REE (с увеличением от LREE к HREE) в гранатах из эклогита (Мельник, 2015). Гранаты из гранатита и амфиболита обеднены *Cr* в 2–8 раз по сравнению с гранатами из эклогита.

Аналогичные выпуклые спектры были установлены в гранатах с проградной зональностью из эклогитов Атбашинского хребта, Южный Тянь-Шань (Волкова и др., 2014). Появление выпуклых в области MREE спектров авторы связывают с равновесной кристаллизацией соответствующих зон граната с омфацитом. В то же время обогащение гранатов из эклогитов комплекса Церматт-Саас-Фе в Альпах Lu, Yb, Tm ± Er в центральной части и Sm, Eu, Gd, Tb ± Dy в краевой части зерен авторы склонны объяснять не рэлеевским фракционированием, сопровождаемым реакциями распада сосуществующих с гранатом минералов, а как результат диффузионного перераспределения REE, при котором поглощение гранатом REE ограничено их диффузией в матрице породы (Skoga et al., 2006).

Как было установлено, отличительной особенностью самого бедного в отношении REE моноклинного пироксена из эклогитов о-ва Виченная

Луда является четко выраженная положительная Eu-аномалия (рис. 7). На основе исследования редкоэлементного состава омфацита из эклогитов в составе нюрндуханского комплекса Северо-Западного Прибайкалья (Другова, Скублов, 2004; Скублов, Другова, 2004а) и лигурийских офиолитов (Tribuzio et al., 1996) ранее было показано, что такой характер спектра с истощением REE до хондритового уровня и положительной Eu-аномалией является типичным для омфацитов из эклогитов, а наличие Eu-аномалии может свидетельствовать о кристаллизации в отсутствие плагиоклаза. Вполне вероятно, что спектр REE в точке анализа 707-24 (табл. 3) является “реликтовым”, сохранившимся от пика эклогитового метаморфизма, поскольку состав в этой точке по главным элементам не отвечает омфациту (Jd равен 9.4%). Такая ситуация возможна, если учесть гораздо меньшие скорости диффузии для трехвалентных REE по сравнению с двухвалентными катионами в составе моноклинного пироксена.

В последнее время в метаморфической петрологии значительное внимание уделяется проблеме мобильности в ходе регионального метаморфизма ряда редких элементов, в первую очередь HfSE и в их составе REE, ранее считавшихся ограниченно мобильными. Проведенные масс-балансовые расчеты по главным и редким элементам и совместное исследование мультикомпонентной химической зональности породообразующих минералов с реальными метаморфическими реакциями в метапелитах Енисейского кряжа показали, что при коллизионном метаморфизме пелитов соблюдается изохимический характер процесса в отношении большинства компонентов системы (Лиханов, Ревердатто, 2015). Исключением являются HREE, для которых не выполняется принцип изохимичности, что предполагает их относительно высокую миграционную мобильность при метаморфизме в сравнении с другими элементами группы REE (Likhonov, 2018).

К иному выводу пришли В.М. Козловский с коллегами, исследовавшие состав метаморфизованных базитов района Красной губы в Беломорском подвижном поясе в отношении главных и редких элементов. Было установлено, что при эклогитизации габброноритов заметно изменяется содержание щелочных и щелочноземельных элементов, а при образовании амфиболитов и биотитовых амфиболитов по плагиоклазовым эклогитам как апогабброноритовым, так и апогаббровым изменяются концентрации практически всех редких элементов, что свидетельствует о неизохимическом характере метаморфизма и существенной роли привноса–выноса несовместимых элементов (Расс и др., 2014).

Утверждение о неизохимичности большинства палеопротерозойских метаморфических процессов

в БПП получило дальнейшее развитие по результатам сравнительного изучения геохимических изменений в амфиболитах и гнейсах, испытавших плагиомигматизацию, высокobarный метаморфизм, двуполевошпатовую мигматизацию и вторичную амфиболитизацию в период свекофеннской тектоно-метаморфической активизации. Причиной неизохимичности послужило взаимодействие пород протолита с потоками метаморфических флюидов. Воздействие на амфиболитово-гнейсовый комплекс щелочного флюида, по мнению авторов, сопровождалось обеднением пород преимущественно HREE, обогащением LREE, редуцированием отрицательной и формированием положительной Eu-аномалии (Козловский, Бычкова, 2016).

Анализ данных по составу пород из 40 реперных объектов мира (в том числе и из эклогитов), в разной степени подвергшихся воздействию флюидных потоков, показал, что REE могут испытывать значительное фракционирование, в основном контролируемое ограниченным набором сосуществующих минеральных фаз (Ague, 2017). В эклогитах были зафиксированы процессы локального перераспределения REE. В качестве примера можно привести перераспределение HREE из частично замещаемого рутила и перекристаллизованного титанита в каймы новообразованного граната в эклогитах Тянь-Шаня, Западный Китай (Beinlich et al., 2010).

Мобильность Nd, Sm и Lu имеет большое значение для геохронологии – Sm-Nd и Lu-Hf изотопных систем, широко используемых в целях датирования гранатсодержащих парагенезисов, в том числе эклогитов. При анализе мобильности REE примерно в половине примеров было установлено значительное изменение содержания Sm и/или Nd, для Lu это проявлено в меньшей степени. Датирование гранатсодержащих пород Sm-Nd или Lu-Hf методом весьма чувствительно к изменению содержания REE в матриксе породы в процессе роста гранатов, что особенно усиливается в случае открытой системы в отношении REE и воздействия флюида (например, O'Neil et al., 2012).

Информация о возможной зональности величины Sm/Nd и Lu/Hf отношения в гранате позволяет соотнести результаты датирования с участием монофракции граната с помощью соответствующего изотопного метода с ростом конкретных зон минерала. Общей тенденцией для гранатов из рассматриваемой в настоящей работе будины эклогитов (кроме точек граната 707-25 и 707-26) и прослоев гранатовых амфиболитов в них является одновременное увеличение от центральной части к краю граната Sm/Nd отношения и понижение Lu/Hf отношения (табл. 2). Учитывая проградный тип зональности гранатов по содержаниям

Prp и *Sps* компонентов, возможно предположить, что Sm-Nd изохронный возраст будет в большей степени соответствовать времени кристаллизации каймы граната, а Lu-Hf возраст – преимущественно определять время кристаллизации центральной части граната. Различие в определениях возраста Sm-Nd и Lu-Hf методами с участием граната (учитывая разницу в температурах закрытия этих изотопных систем) для одного и того же образца позволит оценить длительность кристаллизации граната.

Таким образом, на основе детального минералого-геохимического исследования эклогитов и продуктов их изменения при регрессивном метаморфизме (амфиболитов в кайме будины эклогитов) на о-ве Виченная Луда Керетского архипелага Белого моря установлены значительные закономерные вариации состава породообразующих минералов в отношении редких и редкоземельных элементов, которые необходимо учитывать при геохронологических и термобарометрических исследованиях. Значимых отличий в составе пород по главным, редким и редкоземельным элементам между эклогитами и развивающимися по ним амфиболитами не установлено.

Благодарности. Авторы отдают долг памяти Сергею Петровичу Кориковскому, на протяжении десяти лет поддерживавшего их в деле изучения беломорских эклогитов. Авторы признательны Сергею Петровичу за постоянное внимание к нашим исследованиям, совместное обсуждение результатов и постановку новых задач, требовательное рецензирование наших публикаций.

Критические замечания О.Г. Сафонова и Т.В. Каулиной позволили значительно улучшить первоначальную версию рукописи.

Аналитические исследования минералов выполнены С.Г. Симакиным и Е.В. Потаповым (ЯФ ФТИАН), О.Л. Галанкиной (ИГГД РАН). Помощь А.Е. Мельника и сотрудников ББС “Картеш” (ЗИН РАН) способствовала успешному проведению полевых работ.

Источники финансирования. Исследование выполнено в рамках темы НИР № 0153-2019-0002 при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-55-53022).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Березин А.В., Скублов С.Г.* Эклогитоподобные апогабровые породы Керетского архипелага (о-ва Сидоров и Большая Илейка, Белое море): особенности состава, условия и возраст метаморфизма // *Петрология*. 2014. Т. 22. № 3. С. 265–286.
- Березин А.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б. и др.* Новое проявление эклогитов в Беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст // *Докл. АН*. 2013. Т. 448. № 1. С. 64–75.
- Березин А.В., Травин В.В., Марин Ю.Б. и др.* Новые данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) и *P-T* параметрах эклогитизации даек Fe-габбро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // *Докл. АН*. 2012. Т. 444. № 6. С. 644–649.
- Волкова Н.И., Ковязин С.В., Ступаков С.И. и др.* Особенности распределения редких элементов в минеральных включениях в зональных гранатах из эклогитов Атбашинского хребта (Южный Тянь-Шань) // *Геохимия*. 2014. № 11. С. 1001–1024.
- Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В. и др.* Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
- Другова Г.М., Скублов С.Г.* Геохимия редкоземельных элементов в метаморфических амфиболах // *Геохимия*. 2003. № 2. С. 172–180.
- Другова Г.М., Скублов С.Г.* Распределение редкоземельных элементов в гранатах, клинопироксенах, амфиболах и биотитах метаморфических пород // *Записки ВМО*. 2004. № 2. С. 47–59
- Каулина Т.В., Япаскурт В.О., Пресняков С.Л. и др.* Метаморфическая эволюция архейских эклогитоподобных пород района Широкой и Узкой Салмы (Кольский п-ов): геохимические особенности цирконов, состав включений и возраст // *Геохимия*. 2010. № 9. С. 926–945.
- Козловский В.М., Аранович Л.Я.* Геолого-структурные условия эклогитизации палеопротерозойских базитовых даек восточной части Беломорского подвижного пояса // *Геотектоника*. 2008. № 4. С. 70–84.
- Козловский В.М., Аранович Л.Я.* Петрология и термобарометрия эклогитовых пород Красногубского дайкового поля, Беломорский подвижный пояс // *Петрология*. 2010. Т. 18. № 1. С. 29–52.
- Козловский В.М., Аранович Л.Я., Фришман Н.И.* Програнные преобразования амфиболитов в эклогиты и эклогитоподобные породы в условиях низкобарической части // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56. № 5. С. 906–931.
- Козловский В.М., Бычкова Я.В.* Геохимическая эволюция амфиболитов и гнейсов Беломорского подвижного пояса в процессе палеопротерозойского метаморфизма // *Геохимия*. 2016. № 6. С. 543–557.
- Кориковский С.П.* Фации глубинности среднетемпературных коровых эклогитов в *P-T* поле стабильности кислого плагиоклаза // *Тез. докл. Международной конференции к 100-летию Н.А. Елисеева*. Санкт-Петербург. 1998. С. 5.
- Кориковский С.П.* Програнные преобразования умеренно-барических амфиболитов в ходе их эклогитизации // *Петрология*. 2009. Т. 17. № 4. С. 339–354.
- Кориковский С.П., Мирчовский В., Закариадзе Г.С.* Метаморфическая эволюция и состав протолита плагиоклазсодержащих эклогит-амфиболитов Бучимского блока Сербо-Македонского массива, Македония // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 6. С. 596–613.
- Косой Л.А.* Геологопетрографический очерк Керетского района Северной Карелии // *Ученые записки ЛГУ*. 1938. № 26. С. 65–99.

- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.* Масштабы массопере-
носа и дифференциальная подвижность петрогенных
и редкоземельных элементов в метapelитах при кол-
лизионном метаморфизме // Докл. АН. 2015. Т. 464.
№ 2. С. 203–208.
- Мельник А.Е.* Эклогиты северо-западной части Бело-
морского подвижного пояса: геохимическая характе-
ристика и время метаморфизма: Дисс. ... канд. геол.-
мин. наук СПб.: ИГГД РАН, 2015. 196 с.
- Миц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А. и др.* Беломор-
ская эклогитовая провинция: уникальные свидетель-
ства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // До-
кл. АН. 2010. Т. 434. № 6. С. 776–781.
- Расс И.Т., Аранович Л.Я., Корпечков Д.И., Козловский В.М.*
Геохимические особенности метаморфизма базитов
Красной губы, Беломорский подвижный пояс // Гео-
химия. 2014. № 8. С. 732–748.
- Саранчина Г.М.* Об амфиболитовых и эклогитовых по-
родах губы Кив и губы Кузокоцкой Белого моря // Сб.
статей к 70-летию акад. Д.С. Белянкина. М.: Изд-во
АН СССР, 1946. С. 273–281.
- Скублов С.Г.* Геохимия редкоземельных элементов в
породообразующих метаморфических минералах.
СПб.: Наука, 2005. 147 с.
- Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б. и др.* U-Pb воз-
раст и геохимия цирконов из салминских эклогитов (ме-
сторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) // Докл.
АН. 2010. Т. 432. № 5. С. 668–675.
- Скублов С.Г., Астафьев Б.Ю., Марин Ю.Б. и др.* Новые
данные о возрасте эклогитов Беломорского подвиж-
ного пояса в районе с. Гридино // Докл. АН. 2011а.
Т. 439. № 6. С. 795–802.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е.* Палеопротеро-
зойские эклогиты северо-западной части Беломорско-
го подвижного пояса, район Салмы: состав и изотоп-
но-геохимическая характеристика минералов, возраст
метаморфизма // Петрология. 2011б. Т. 19. № 5.
С. 493–519.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г.* Общие зако-
номерности состава цирконов из эклогитов по редким
элементам применительно к проблеме возраста экло-
гитов Беломорского подвижного пояса // Петрология.
2012. Т. 20. № 5. С. 470–494.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. и др.* Возраст
протолита эклогитов южной части Пезжострова, Бело-
морский пояс: протолит метабазитов как индикатор
времени эклогитизации // Петрология. 2016. Т. 24.
№ 6. С. 640–653.
- Скублов С.Г., Другова Г.М.* Исследование зональности
метаморфических гранатов на ионном микрозонде // За-
писки ВМО. 2002. № 3. С. 105–114.
- Скублов С.Г., Другова Г.М.* Редкоземельные элементы в
зональных метаморфических минералах // Геохимия.
2004а. № 3. С. 288–301.
- Скублов С.Г., Другова Г.М.* Геохимия редкоземельных
элементов в метаморфических биотитах // Геохимия.
2004б. № 3. С. 337–341.
- Скублов С.Г., Зак Т., Березин А.В. и др.* Результаты ло-
кального исследования (LA-ICP-MS) геохимии и U-Pb
возраста рутилов из пород Беломорского подвижного
пояса // Геохимия. 2013. № 2. С. 180–187.
- Скублов С.Г., Мельник А.Е., Марин Ю.Б. и др.* Новые
данные о возрасте (U-Pb, Sm-Nd) метаморфизма и
протолита эклогитоподобных пород района Красной
губы, Беломорский пояс // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 3.
С. 319–325.
- Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В.*
Главные стадии формирования палеопротерозойских
эклогитизированных габбро-норитов по результатам
U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их
генезиса // Докл. АН. 2011. Т. 437. № 2. С. 238–242.
- Соболев А.В., Батанова В.Г.* Мантийные лерцолиты
офиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохи-
мия клинопироксена // Петрология. 1995. Т. 3. № 5.
С. 487–495.
- Судовиков Н.Г.* Материалы по геологии юго-западной
части Кольского полуострова // Тр. Ленингр. геол.
треста. Вып. 10. Л.-М.: Главная редакция геолого-раз-
ведочной и геодезической литературы, 1936. 33 с.
- Хервартц Д., Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е.*
Первые определения Lu-Hf возраста гранатов из экло-
гитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский
щит, Россия) // Докл. АН. 2012. Т. 443. № 2. С. 221–
224.
- Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н., Сла-
бунов А.И.* Эклогиты Беломорского пояса (Кольский
полуостров): геология и петрология // Геология и гео-
физика. 2012а. Т. 53. № 1. С. 3–29.
- Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И.* Гео-
химия и изотопный возраст эклогитов Беломорского
пояса (Кольский полуостров): свидетельство о субду-
цирующей архейской океанической коре // Геология и
геофизика. 2012б. Т. 53. № 1. С. 341–364.
- Ague J.J.* Element mobility during regional metamorphism
in crustal and subduction zone environments with a focus
on the rare earth elements (REE) // American Mineralogist.
2017. V. 102. P. 1796–1821.
- Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A.I. et al.* Archae-
an Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Prov-
ince, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing,
and tectonic implications // International Geology Review.
2015. V. 57. P. 1543–1565.
- Beinlich A., Klemm R., John T., Gao J.* Trace-element mobi-
lization during Ca-metasomatism along a major fluid con-
duit: Eclogitization of blueschist as a consequence of fluid-
rock interaction // Geochimica et Cosmochimica Acta.
2010. V. 74. P. 1892–1922.
- Carswell D.A.* Eclogites and the eclogite facies: definitions
and classifications // Eclogite facies rocks. Ed. D.A. Car-
swell. Glasgow: Blackie, 1990. P. 1–13.
- Dokukina K., Mints M.* Subduction of the Mesoarchaean
spreading ridge and related metamorphism, magmatism
and deformation by the example of the Gridino eclogitized
mafic dyke swarm, the Belomorian Eclogite Province, east-
ern Fennoscandian Shield // Journal of Geodynamics.
2019. V. 123. P. 1–37.
- Eskola P.* On the eclogites of Norway. Oslo Videbsk. Skr., I,
Mat.-Naturw. Kl. 1921. № 8. 118 p.

- Henry D.J., Guidotti C.V. Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications // *American Mineralogist*. 2002. V. 87. P. 375–382.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // *American Mineralogist*. 2005. V. 90. P. 316–328.
- Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Volodichev O.I. Petrology of eclogites of the Belomorian province // 32nd IGC. Abstracts. Part 1. Florence, 2004. P. 108.
- Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V. et al. The Salma eclogites of the Belomorian Province, Russia: HP/UHP metamorphism through the subduction of Mesoarchean oceanic crust // Eds. L.F. Dobrzhinetskaya, S.W. Faryad, S. Wallis. *Ultrahigh-Pressure Metamorphism. 25 Years After the Discovery of Coesite and Diamond*. Elsevier, 2011. P. 623–670.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E. et al. Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names // *Mineralogical Magazine*. 1997. V. 61. P. 295–310.
- Li X., Zhang L., Wei C. et al. Neoproterozoic granulite-facies metamorphism in Uzkaya Salma eclogite-bearing mélangé, Belomorian Province (Russia) // *Precambrian Research*. 2017a. V. 294. P. 257–283.
- Li X., Zhang L., Wei C. et al. Quartz and orthopyroxene exsolution lamellae in clinopyroxene and the metamorphic P-T path of Belomorian eclogites // *J. Metamorphic Geology*. 2017b. V. 36. P. 1–22.
- Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of the Yenisey Ridge, Siberia // *Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts* (Eds. S. Ferrero, P. Lanari, P. Goncalves, E.G. Grosch) Geological Society, London, Special Publications. 2018. V. 478. SP478–11.
- McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N. et al. Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // *Geology*. 2010. V. 38. № 8. P. 739–742.
- Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. The Meso-Neoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // *Gondwana Research*. 2014. V. 25. P. 561–584.
- Möller A., Appel P., Mezger K., Schenk V. Evidence for a 2 Ga subduction zone: eclogites in the Usagarian belt of Tanzania // *Geology*. 1995. V. 23. P. 1067–1070.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K. et al. Nomenclature of pyroxenes // *American Mineralogist*. 1988. V. 73. P. 1123–1133.
- O'Neil J., Carlson R.W., Paquette J.-L., Francis D. Formation age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt // *Precambrian Research*. 2012. V. 220–221. P. 23–44.
- Pyle J.M., Spear F.S. Yttrium zoning in garnet: Coupling of major and accessory phases during metamorphic reactions // *American Mineralogist*. 2003. V. 88. P. 708.
- Seifert K.E., Chadima S.A. Depletion of heavy rare-earth elements in metamorphic minerals from Adirondack anorthosites // *Geology*. 1989. V. 17. P. 1004–1006.
- Skora S., Baumgartner L.P., Mahlen N.J. et al. Diffusion-limited REE uptake by eclogite garnets and its consequences for Lu-Hf and Sm-Nd geochronology // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 152. P. 703–720.
- Skublov S., Drugova G. Patterns of trace-element distribution in calcic amphiboles as a function of metamorphic grade // *Canadian Mineralogist*. 2003. V. 41. P. 383–392.
- Travin V.V., Kozlova N.E. Eclogitization of basites in Early Proterozoic shear zones in the area of the village of Gridino, Western Belomorie // *Petrology*. 2009. V. 17. № 7. P. 684–706.
- Tribuzio R., Messiga B., Vannucci R., Bottazzi P. Rare earth element redistribution during high-pressure–low-temperature metamorphism in ophiolitic Fe-gabbros (Liguria, northwestern Italy): Implications for light REE mobility in subduction zones // *Geology*. 1996. V. 24. P. 711–714.
- Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist*. 2010. V. 95. P. 185–187.
- Wu C.M., Chen H.X. Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites // *Science Bulletin*. 2015. V. 60. P. 116–121.
- Yu H., Zhang L., Zhang L. et al. The metamorphic evolution of Salma-type eclogite in Russia: Constraints from zircon/titanite dating and phase equilibria modeling // *Precambrian Research*. 2018. (in press).

Evolution of Mineral Composition During Eclogite Metamorphism in the Belomorian Mobile Belt: Data from Vichennaya Luda Island

A. V. Berezin^{a, b}, L. I. Salimgaraeva^{c, a}, and S. G. Skublov^{a, c}

^aInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 199034 Russia

^bSt. Petersburg State University, St. Petersburg, 199034 Russia

^cSt. Petersburg Mining University, St. Petersburg, 199106 Russia

*e-mail: skublov@yandex.ru

The detailed mineralogical-geochemical study of eclogites and their retrograde products (amphibolites in a rim of eclogite boudin) from Vichennaya Luda Island (Keret Archipelago, White Sea) revealed systematic

variations in major-, trace and rare-earth element composition of rock-forming minerals, which should be taken into account in geochronological and thermobarometric studies. Garnets from garnet-amphibole interlayer eclogites demonstrate a prograde zoning. In addition, garnet rims differ from their cores in a “hump-like” REE pattern owing to the elevated Sm, Eu, Gd and Dy contents and a negative slope of HREE pattern, as well as in an increase of Sm/Nd and a decrease of Lu/Hf ratio. It has been established that the eclogites contain clinopyroxene with depleted (to chondritic level) REE contents, a positive Eu anomaly, and lowered Ti, V, Cr, Y, Zr, and Hf contents. Based on these geochemical features, the *Cpx* can be ascribed to relict that have preserved during peak eclogite metamorphism. Amphiboles in amphibolite rim of boudin sharply differ from amphiboles in eclogite in the lowered contents of LREE and some HREE sharply. In addition to almost a two-fold decrease of Ti content in the eclogite-amphibolite series sequence, amphiboles demonstrate a significant decrease of V, Sr, Y, Nb, and Hf contents. All biotites have sinusoidal REE pattern, which is typical of minerals formed through fluid-induced disequilibrium processes. Biotite from eclogites has higher Ti content and elevated contents of REE, Nb, V, Cr, Ba, and Hf as compared to biotites from the amphibolization rim. The eclogites and amphibolites developed after them are similar in major, trace, and rare-earth element composition.

Keywords: eclogites, major minerals, trace elements, rare-earth elements, Belomorian mobile belt

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ТОМА 27 ЗА 2019 г.

<i>Бычков Д.А., Коптев-Дворников Е.В.</i> Метод расчета энтальпии силикатного расплава произвольного состава	2	123–137
<i>Вревский А.Б.</i> Геологические и изотопно-геохимические признаки внесубдукционных петрологических механизмов формирования неорархейской континентальной коры Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита	2	161–186
<i>Горбачев Н.С., Костюк А.В., Некрасов А.Н., Горбачев П.Н., Султанов Д.М.</i> Экспериментальное изучение системы перидотит-базальт-флюид: фазовые соотношения при докритических и надкритических <i>P-T</i> условиях	6	601–616
<i>Горностаева Т.А., Мохов А.В., Карташов П.М., Богатиков О.А.</i> Сравнение состава и микроструктуры импактных стекол на примере Земли (кратер Жаманшин) и Луны (АС “Луна-16, -20, -24”)	1	105–119
<i>Давыдова М.Ю., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б.</i> Эволюция изотопно-геохимического состава пород вулкана Уксичан (Срединный хребет, Камчатка) и ее связь с неогеновой тектонической перестройкой Камчатки	3	282–307
<i>Ерофеева К.Г., Степанова А.В., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Егорова С.В., Арзамасцев А.А., Ковальчук Е.В.</i> Базитовые дайки и силлы палеопротерозойского возраста (2400 млн лет) на севере Фенноскандии: петрология и коровая эволюция	1	19–46
<i>Иванов М.В., Бушмин С.А.</i> Уравнение состояния флюидной системы $H_2O-CO_2-CaCl_2$ и свойства флюидных фаз при <i>P-T</i> параметрах средней и нижней коры	4	431–445
<i>Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Анисимова И.А., Азимов П.Я., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Стифеева М.В., Федосеенко А.М.</i> Тектоническая позиция метаморфических поясов позднего неопротерозоя–раннего палеозоя в структуре Тувино-Монгольского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса	1	47–64
<i>Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Кириозова Т.И., Фугзан М.М., Оюунчимэг Ц., Эрдэнэжаргал Ч.</i> Геодинамические обстановки формирования поли- и монометаморфических комплексов Южно-Алтайского метаморфического пояса, Центрально-Азиатский складчатый пояс	3	223–257
<i>Корост Д.В., Арискин А.А., Пшеницын И.В., Хомяк А.Н.</i> Рентгеновская компьютерная томография как метод реконструкции 3D-характеристик рассеянных сульфидов и шпинелида в плагиодунитах Йоко-Довыренского интрузива	4	401–419
<i>Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Янев Й., Енчева С., Ананьев В.В.</i> Жидкостная несмесимость во флюидно-магматических системах (экспериментальное исследование)	2	206–224
<i>Крылов Д.П.</i> Кислородные и кремниевые β -факторы циркона, определенные из первых принципов	4	420–430
<i>Лавренчук А.В., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Васюкова Е.А., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М.</i> Бирхинская вулканоплутоническая ассоциация (Ольхонский район, Западное Прибайкалье) – петрологические критерии комагматичности	3	308–326
<i>Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т., Парфенов А.В., Якушев А.И.</i> Происхождение адакитовых магм в молодых зонах континентальной коллизии на примере плиоценового дацитового вулканизма Ахалкалакского лавового плато (Джавахетское нагорье, Малый Кавказ)	3	327–351
<i>Лю И., Перчук А.Л., Арискин А.А.</i> высокобарный метаморфизм в перидотитовом кумулате комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал	2	138–160
<i>Носова А.А., Возняк А.А., Богданова С.В., Савко К.А., Лебедева Н.М., Травин А.В., Юдин Д.С., Пейдж Л., Ларионов А.Н., Постников А.В.</i> Раннекембрийский сиенитовый и монцонитовый магматизм на юго-востоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования	4	357–400

<i>Панина Л.И., Исакова А.Т.</i> Джерфишерит из монтичеллитовых пород Крестовской интрузии, Полярная Сибирь	2	187–205
<i>Парфенов А.В., Лебедев В.А., Чернышев И.В., Вашакидзе Г.Т., Якушев А.И., Гольцман Ю.В., Чугаев А.В., Олейникова Т.И., Канунникова Е.М., Габарашвили К.А.</i> Петролого-геохимические характеристики лав, источники и эволюция магматических расплавов Казбекского неовулканического центра (Большой Кавказ)	6	658–689
<i>Персиков Э.С.</i> Взаимосвязь относительной распространенности масс гранитов и риолитов в земной коре с закономерностями реологии гранитоидных магм	5	496–502
<i>Перчук А.Л., Сердюк А.А., Зиновьева Н.Г.</i> Взаимодействие субдукционного осадка с лерцолитом при 2.9 ГПа: эффекты метасоматоза и частичного плавления	5	503–524
<i>Сазонова Л.В., Носова А.А., Юткина Е.В., Кондрашов И.А., Шумлянский Л.В.</i> Генезис и эволюция мантийных расплавов девонских мафит-ультрамафитовых пород Восточного Приазовья (Днепро-Донецкий рифт, Украина) по данным изучения геохимии клинопироксена	6	690–714
<i>Сафонов О.Г., Бутвина В.Г., Лиманов Е.В., Косова С.А.</i> Минеральные индикаторы реакций с участием солевых компонентов флюидов в глубокой литосфере	5	525–556
<i>Силантьев С.А., Костицын Ю.А., Шабыкова В.В., Краснова Е.А., Ермаков Я.Ю., Догадкин Д.Н., Жилкин А.В.</i> Геодинамическая природа источников магматизма северо-западной акватории Тихого океана: интерпретация данных об изотопном составе Sr и Nd в породах северного сегмента хребта Стелмейт, котловины Ингенстрем и хребта Ширшова	6	715–736
<i>Симакин А.Г., Девятова В.Н., Салова Т.П., Шапошникова О.Ю.</i> Экспериментальное исследование кристаллизации амфибола из высокомагнезильного андезитового расплава вулкана Шивелуч	5	476–495
<i>Симакин А.Г., Кислов Е.В., Салова Т.П., Шапошникова О.Ю., Некрасов А.Н.</i> Восстановленный углекислый флюид: роль в перераспределении V, Sr и ЭПГ в контакте расслоенного ультрабазит-базитового Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье)	1	4–18
<i>Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Старикова А.Е., Федоровский В.С., Хромова Е.А.</i> Эндогенная природа марганцевого оруденения Ольхонского террейна, Западное Прибайкалье	1	87–104
<i>Тобелко Д.П., Портнягин М.В., Крашенинников С.П., Гриб Е.Н., Плечов П.Ю.</i> Состав и условия образования примитивных магм Карымского вулканического центра (Камчатка) по данным изучения расплавных включений и микроэлементной термобарометрии	3	258–281
<i>Ходоревская Л.И.</i> Гранитизация и высокотемпературный метасоматоз в породах основного состава: сопоставление экспериментальных и природных данных	5	557–576
<i>Чевычелов В.Ю.</i> Распределение летучих компонентов (Cl, F, CO ₂) в водонасыщенных флюидно-магматических системах различного состава	6	638–657
<i>Чернышев И.В., Голубев В.Н., Чугаев А.В., Манджиева Г.В., Гареев Б.И.</i> Поведение изотопов ²³⁸ U, ²³⁵ U, ²³⁴ U в процессах выветривания вулканических пород с урановой минерализацией (на примере месторождения Тулукуевское, Восточное Забайкалье)	4	446–467
<i>Шаповалов Ю.Б., Котельников А.Р., Сук Н.И., Коржинская В.С., Котельникова З.А.</i> Жидкостная несмесимость и проблемы рудогенеза (по экспериментальным данным)	5	577–597
<i>Шаповалов Ю.Б., Чевычелов В.Ю., Коржинская В.С., Котова Н.П., Редькин А.Ф., Коньшев А.А.</i> Физико-химические условия образования редкометалльных месторождений во фторсодержащих гранитоидных системах по экспериментальным данным	6	617–637
<i>Якубович О.В., Гедз А.М., Викентьев И.В., Котов А.Б., Гороховский Б.М.</i> Миграция радиогенного гелия в кристаллической структуре сульфидов и возможности их изотопного датирования	1	65–86
Памяти Сергея Петровича Кориковского	1	3
К 50-летию юбилею Института экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского Российской Академии наук	5	473–475

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

Журнал “Петрология” публикует одновременно на русском и английском языках статьи по петрологии магматических, метаморфических и метасоматических пород континентов и океанов, теоретической и экспериментальной петрологии, моделированию петрологических процессов, петрологии мантии, проблемам геотермобарометрии, физико-химическому анализу парагенезисов минералов, изотопной геологии, геохимии и геохронологии эндогенных пород, включая петрологию рудовмещающих и продуктивных толщ, также статьи по вопросам магматизма, тектоники и геодинамики крупных структур земной коры и исследования по сопряженным проблемам наук о веществе Земли и планет. Приоритет отдается работам, в которых научные обобщения основываются на новом фактическом материале и прецизионных аналитических и расчетных данных. Журнал печатает согласованные с редколлегией обзоры по актуальным проблемам петрологии и смежных наук.

В журнал “Петрология” не принимаются узкоспециальные статьи, посвященные частным проблемам классификации пород, материалы исключительно описательного характера, методические разработки, не содержащие принципиально новых элементов, статьи, в которых отсутствует описание использованных методов, узкорегionalные работы.

Редакция принимает материалы только в электронном виде.

Технические рекомендации

1. Просьба, представляя рукопись в редакцию, присылать манускрипт в виде единого файла в формате Adobe Acrobat (.pdf) и/или Word (.doc) с нумерацией строк для удобства рецензирования. В этот файл следует включить текст, библиографические ссылки, рисунки, подписи к рисункам, таблицы.

Для более полного описания исследования к статье могут прилагаться дополнительные материалы (supplementary-materials), которые публикуются в электронной версии англоязычных журналов на сайте <http://link.springer.com> и русскоязычных на сайте <https://elibrary.ru>. Правила по оформлению дополнительных материалов см. на сайте: <http://pleiades.online/ru/authors/guidlines/prepare-electronic-version/supplementary-materials/>

Отдельные файлы тестовой части, табличный материал, рисунки и сопроводительная документация в оригинальном формате будут запрошены редакцией на этапе подготовки статьи к набору, после прохождения рецензирования и принятия к печати.

2. К pdf-файлу посылаемой статьи просьба прилагать сопроводительное письмо, где в краткой форме (макс. 0.5 стр.) изложить основные результаты и выводы работы, которые могут представлять интерес для читателей журнала и служить основанием к рассмотрению (рецензированию), принятию и/или предпочтению статьи для публикации.

3. Просьба предоставлять имена, место работы и адрес электронной почты, по крайней мере, двух возможных рецензентов, компетентных в рассматриваемых в статье вопросах. Ближайшие коллеги и недавние соавторы не должны указываться. Нежелательные рецензенты также могут быть указаны.

К оформлению статей предъявляются следующие требования

1. Представляемые в редакцию статьи должны быть проверены, тщательно отредактированы и подписаны автором (авторами). Стиль изложения должен быть достаточно прост, четок и понятен для адекватного перевода на английский язык. Все страницы рукописи должны быть пронумерованы; на полях рукописи следует указывать места размещения рисунков и таблиц. Объем статьи, как правило, не должен превышать 40 страниц (включая таблицы, рисунки и список литературы).

Текстовый файл статьи предоставляется в формате Word, таблицы – в формате Word, Excel (название таблицы должно располагаться над таблицей, примечание к ней – под таблицей). При наборе текста должны быть использованы стандартные Windows TrueType шрифты (Times New Roman – для текста, Symbol – для греческих букв). Размер шрифта основного текста – 12 pt с расстоянием между строчками в 1.5 интервала.

2. Иллюстрации принимаются в графических форматах JPEG, TIFF, CorelDraw×13. Редакция принимает как черно-белые, так и цветные рисунки, причем цветные рисунки публикуются только в электронном варианте статьи. Требования к оформлению рисунков см. на сайте <http://pleiades.online/ru/authors/guidlines/prepare-electronic-version/images/>

*Технические требования к изготовлению
иллюстративных материалов*

- Иллюстрации должны иметь размеры, соответствующие информативности.
- На рисунках должно быть указано минимально необходимое количество буквенных и цифровых обозначений, соответствующее изложению в подрисуночной подписи.
- На всех картах, планах, профилях необходимо указывать масштаб (ориентировку, координатную сетку).
- Текстовые обозначения шкал набираются параллельно шкалам, математические – горизонтально у соответствующих шкал.
- Если иллюстрация состоит из нескольких изображений (графиков), то каждое обозначается: (а), (б), (в) и т.д. и набирается прямым шрифтом, в скобках, в верхнем правом или левом углу или сверху по центру каждого графика.
- Цифры в условных обозначениях, текст на иллюстрациях, текст на масштабных линейках – прямым шрифтом.
- Химические элементы/формулы, тригонометрические и др. функции – прямым шрифтом.
- Символы минералов – курсивным шрифтом, а также латинские переменные – курсивного написания.
- Географические названия набираются прямым шрифтом, водные ресурсы – курсивного написания, моря и океаны – курсивными прописными буквами.

3. Начало статьи оформляется следующим образом: 1 – УДК; 2 – название; 3 – инициалы и фамилии авторов, место работы (полное название учреждения и полный почтовый адрес каждого), e-mail; 4 – краткая аннотация (не более 1 печатной стр.); 5 – ключевые слова (до 8 слов).

Основной текст рекомендуется строить по общепринятой в международных журналах схеме: формулировка научной задачи, фактический материал, обсуждение результатов, выводы, благодарности, источники финансирования, список литературы (до 40–45 наименований).

В конце статьи следуют подписи к рисункам, англоязычные метаданные (для e-library), которые включают в себя: 1) название статьи, 2) ФИО авторов, 3) место работы (должно содержать: название института, город, страна (например, *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, 109017, Russia*), 4) аннотацию, 5) ключевые слова.

4. Следует использовать физические единицы и обозначения, принятые в Международной системе СИ. Все сокращения, за исключением не-

многих общеупотребительных, должны быть расшифрованы.

Анализы минералов приводятся с кристаллохимическими формулами, по возможности с содержанием минералов. Авторам необходимо давать ссылки на использованные методики расчета формул. Символы минералов приводить по международной классификации (Kretz R., *Amer. Mineral.*, 1983. V. 68. P. 277–279) либо по расширенной классификации (D.L. Whitney and B.W. Evans, *Amer. Mineral.*, 2010. V. 95. P. 185–187).

5. В тексте, в таблицах и на рисунках химические элементы, индексы, показатели степеней в формулах должны соответствовать прочтению. Латинские переменные – курсивного написания, химические элементы, тригонометрические и др. функции – прямого. Дефисы и тире должны соответствовать написанию. В интервалах в качестве тире используется длинный минус (ноябрь–декабрь; 40–60 мас.%). Математические знаки должны быть отбиты пробелом (Т = 520 млн лет; 4 + 7). Точка не ставится после размерностей: г – грамм, сут – сутки, ч – час, мин – минута, с – секунда, град – градус, млн – миллион, млрд – миллиард, трлн – триллион. Десятичные цифры набираются только через точку, а не через запятую (0.25 вместо 0,25). Размерности отделяются от цифры пробелом (100 кПа, 77 К, 58 Дж/моль, 50 м/с²), кроме градусов, процентов, промилле: 90°, 20°C, 50%, 10‰. Градусы Цельсия: 5°C, а не 5°. Угловые градусы никогда не опускаются: 5°–10°, а не 5–10°.

6. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

7. Список литературы формируется в алфавитном порядке – сначала русская, затем иностранная. Указываются: фамилия и инициалы всех авторов (курсивом), полное название статьи и журнала (сборника), год издания, том, выпуск, номер, страницы; для книг – название работы, город, издательство, год издания, количество страниц (прямым шрифтом). Соответственно:

Аранович Л.Я. Роль рассолов в высокотемпературном метаморфизме и гранитизации // *Петрология*. 2017. Т. 25. № 5. С. 491–503.

Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.

При наличии в статье ссылок на работы, имеющие одного и того же первого автора, в списке литературы их следует располагать таким образом: сначала работы одного автора в хронологическом порядке (Петров, 2000, 2004, 2008), затем работы двух авторов в алфавитном порядке по фамилии второго автора (Петров, Арискин, 2000; Петров, Иванов, 1998) и, наконец, работы трех и более авторов в хронологическом порядке (Петров

и др., 1998, 2006). Фамилии авторов должны быть набраны курсивными буквами, все остальное прямым шрифтом.

В тексте библиографическая ссылка приводится в круглых скобках (фамилия автора, год), например (Цветков, 2000; Цветков, Борисов, 2005; Цветков и др. (более двух авторов), 2008). Если работа дается без авторов, то пишется первое слово названия и год (Карта ..., 1980).

8. К рукописи необходимо приложить глоссарий для переводчика:

1) фамилии и инициалы авторов статьи, тем более если Вы печатались раньше в зарубежных изданиях и хотите, чтобы Ваша фамилия выглядела в “Петрологии” так же;

2) зарубежные географические и геологические названия на английском языке или языке той страны, где находятся объекты (Вегенер-Маусоновский подвижный пояс – Wegener-Mawson mobile belt);

3) список предпочтительных английских эквивалентов-терминов (для максимальной точности перевода):

а) названия методов, методик и сопутствующие термины (аппарат цилиндр-поршень – piston-cylinder apparatus, СКО (средне-квадратичное отклонение) – MSWD),

б) названия законов и других узко-специальных терминов (коннода – tie-line),

в) названия редких пород, минералов и т.п. (айлликит – aillikite);

4) приводимые в тексте цитаты из англоязычных публикаций – на языке оригинала; имена зарубежных ученых и названия организаций, научных проектов, фондов и т.п.; если в списке литературы имеются ссылки на переводные работы, необходимо приложить ссылку на оригинал.

После выхода статьи в свет первому автору высылается PDF-файл.

Обращаем внимание авторов – с 2012 года Издатель не публикует в английской версии статьи, которые не носят характер научного исследования.

Качество оформления и ясность изложения материалов в рукописи влияют на решение Редакколлегии о публикации и на время подготовки статьи к печати.

Редакколлегия может отклонять статьи, не удовлетворяющие перечисленным выше требованиям. Отклоненные статьи повторно не рассматриваются.