

УДК 551.251:551.24

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 смещенных равновесиях между главными породообразующими компонентами, и соответствующие модели смещения, 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, контролирующих 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 модалых 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 определением эффективного валового состава — ключевого параметра 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 релита 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 метаморфической 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 KMASS 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, удастся 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 активностью.

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) (Vry 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 порфиобластов 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 (эксгумация) 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-

мации. 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 для 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 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 не установившейся 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-

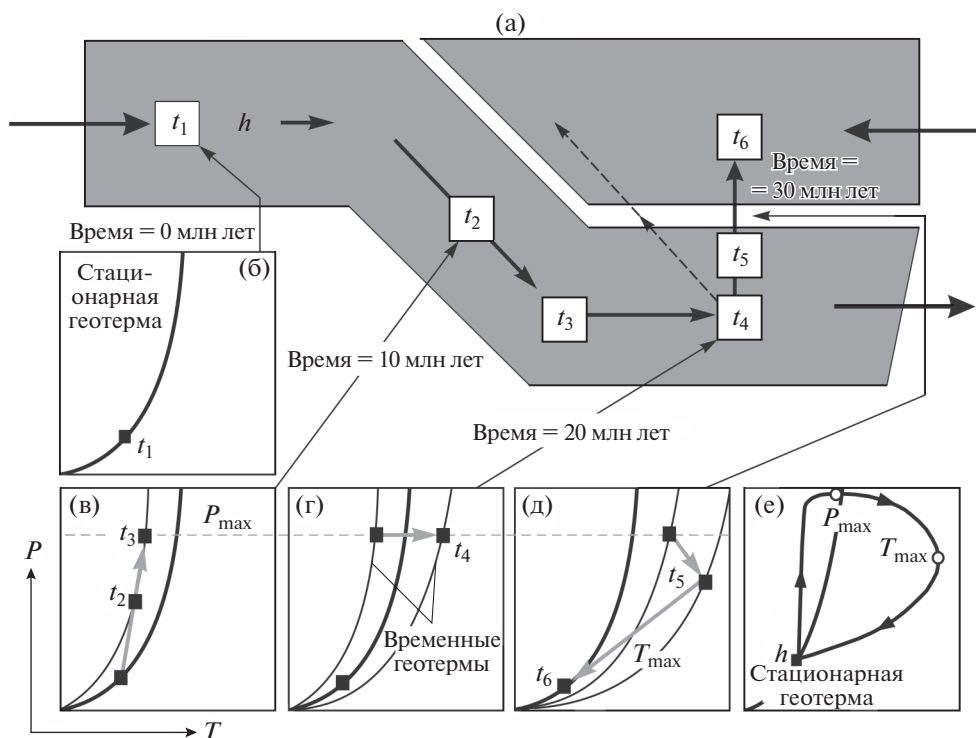


Рис. 1. Схематическая диаграмма, показывающая положение породы на глубине h в погружающейся плите как функция от времени при коллизионном метаморфизме (а) и соответствующие тренды движения породы в P - T координатах (б–д). Построенный тренд эволюции породы с движением P - T “по часовой стрелке” (е).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

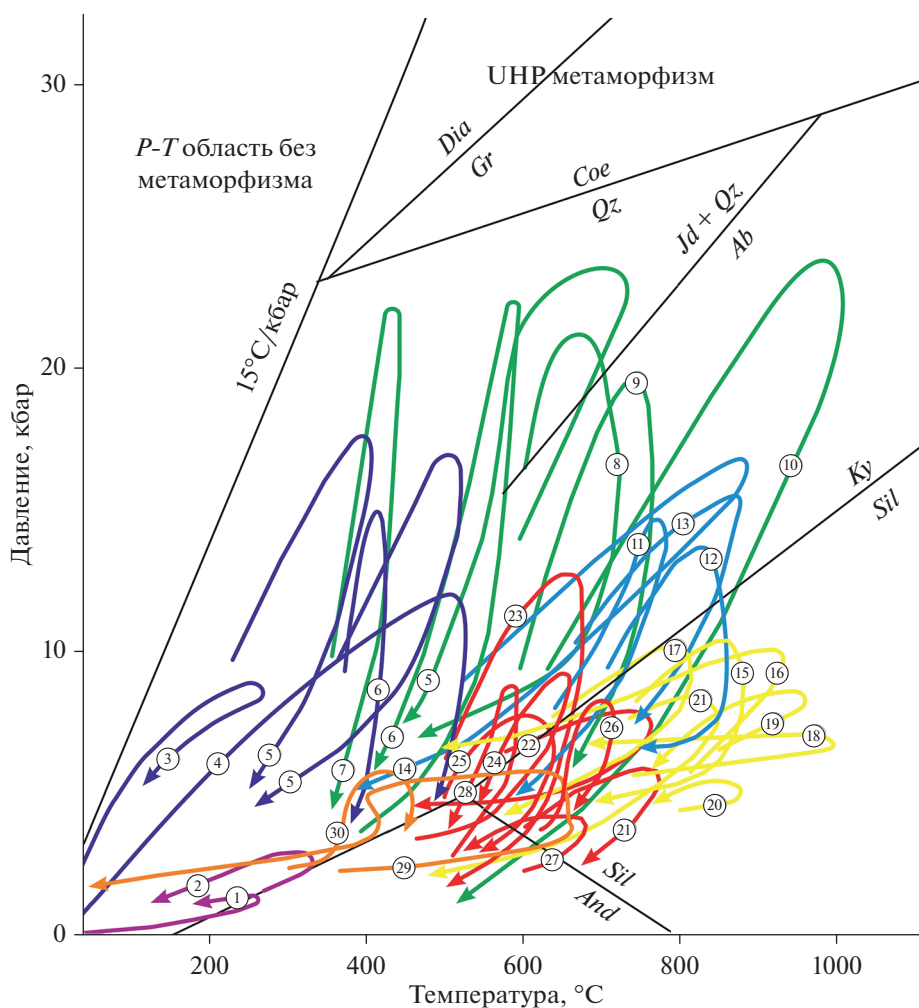


Рис. 2. Диаграмма эволюции геологических комплексов, демонстрирующая разнообразие P - T - t трендов для разных типов метаморфизма. *Породы низкотемпературного метаморфизма* (фиолетовый цвет петли): 1 – Днепровско-Донецкий авлакоген (Ревердатто, Полянский, 1992) CCW, 2 – Уэльский бассейн (Robinson, Beavins, 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 (Cruciani 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 (Likhanov 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 (Likhanov, 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 (Spear 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 гренвилевским возрастом ~1050–950 млн лет при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 25\text{--}35^\circ\text{C}/\text{км}$ (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* → *Ky* ± *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 позднепротерозойского возраста в

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

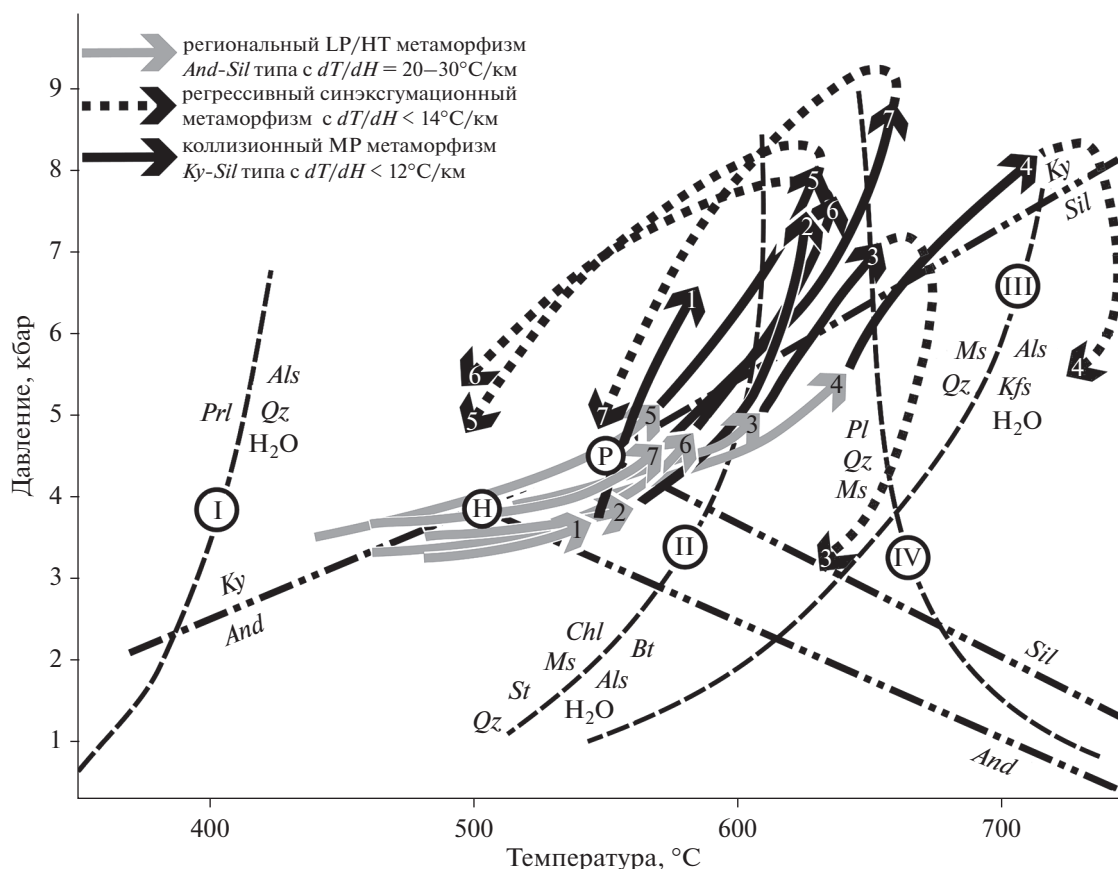


Рис. 3. P - T - t тренды эволюции метаморфизма для гнейсов тейского (1–4) и гаревского (5–7) комплексов Заангарья Енисейского края. Арабские цифры на проградных и ретроградных сегментах P - T траекторий соответствуют изученным регионам: 1 – маяконский, 2 – полканский, 3 – тейский, 4 – чапский, 5 – енисейский, 6 – тисский и 7 – гаревский участки. Пунктиром с римскими цифрами и штрихпунктиром показано положение известных минеральных равновесий для метapelитовой 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 метapelитах 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 опережающих 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* → *Ky* объяснялись тектоническим утолщением коры в связи с надвиговой тектоникой (Spear 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 содержанияgrossуларового (от 1 до 6 мас. %) и уменьшении спессартинового компонентов синхронно со слабыми вариациями других минералов. Похожая зональность гранатов и, соответственно, аналогичные *P-T* тренды метаморфизма характерны для большинства надвиговых областей Новой Англии в США (Spear 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 минерала и общей железистости, указывающие на равномерный рост давления и температуры при одноактном метаморфизме (Spear, 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 $dT/dH \leq 12^\circ\text{C}/\text{км}$ 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 внутримантийного 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 сапфиринсодержащих 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

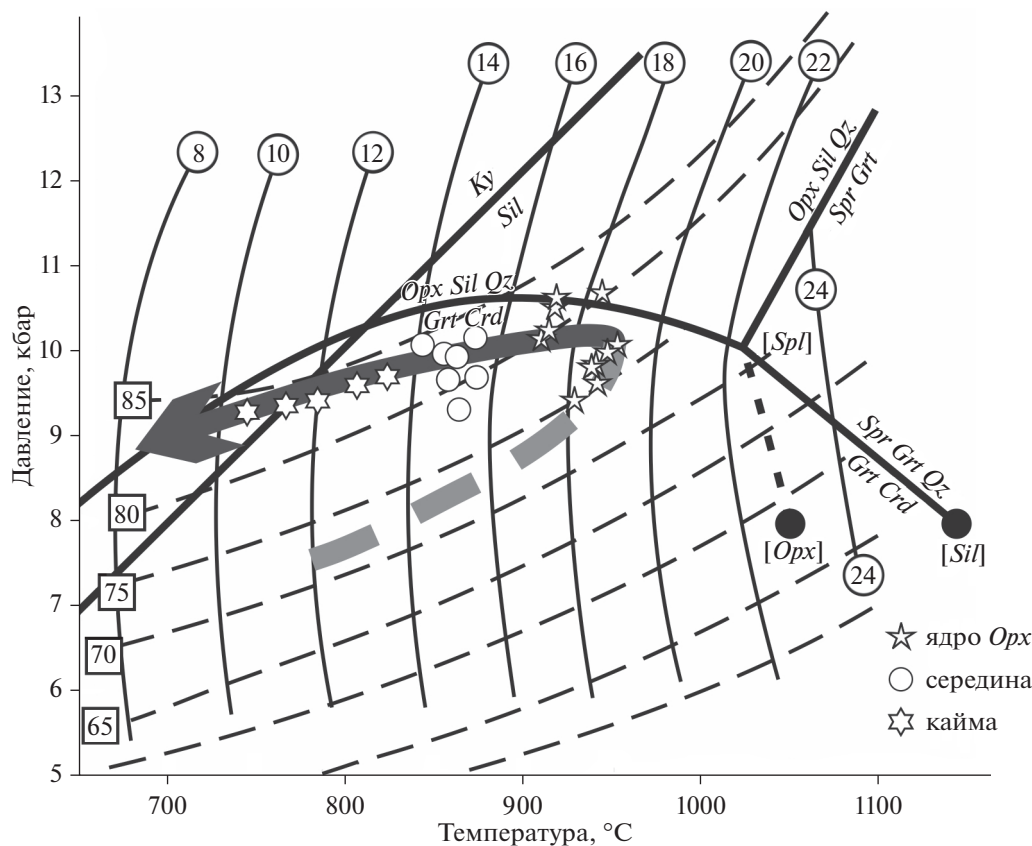


Рис. 5. *P-T* тренд эволюции УНТ гранулитов Анабарского щита с движением “против часовой стрелки”, установленный на основе X_{Al} и X_{Mg} изоплет ортопироксена по (Harley, 2004). Числа в кружках и квадратах показывают X_{Mg} и X_{Al} значения, где $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe) \times 100$ и $X_{Al} \times 100$ — 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.

катаклаз 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 бластомилонитов. 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 синтектониче-

ский гранат обрастает крупными порфиробластами 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 (Скляров, 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 метapelитах на регрессивном этапе $Grt + Sil + Opx + Qz$ минеральные ассоциации с сапфирином или без него обычно интенсивно замещаются мелкозернистыми симплектитам, 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 нижнекоровых 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 нижнекоровых расплавов в режиме внутриконтинентального рифтогенеза или вдоль континентальных окраин. Другими словами, магматическое “подслаива-

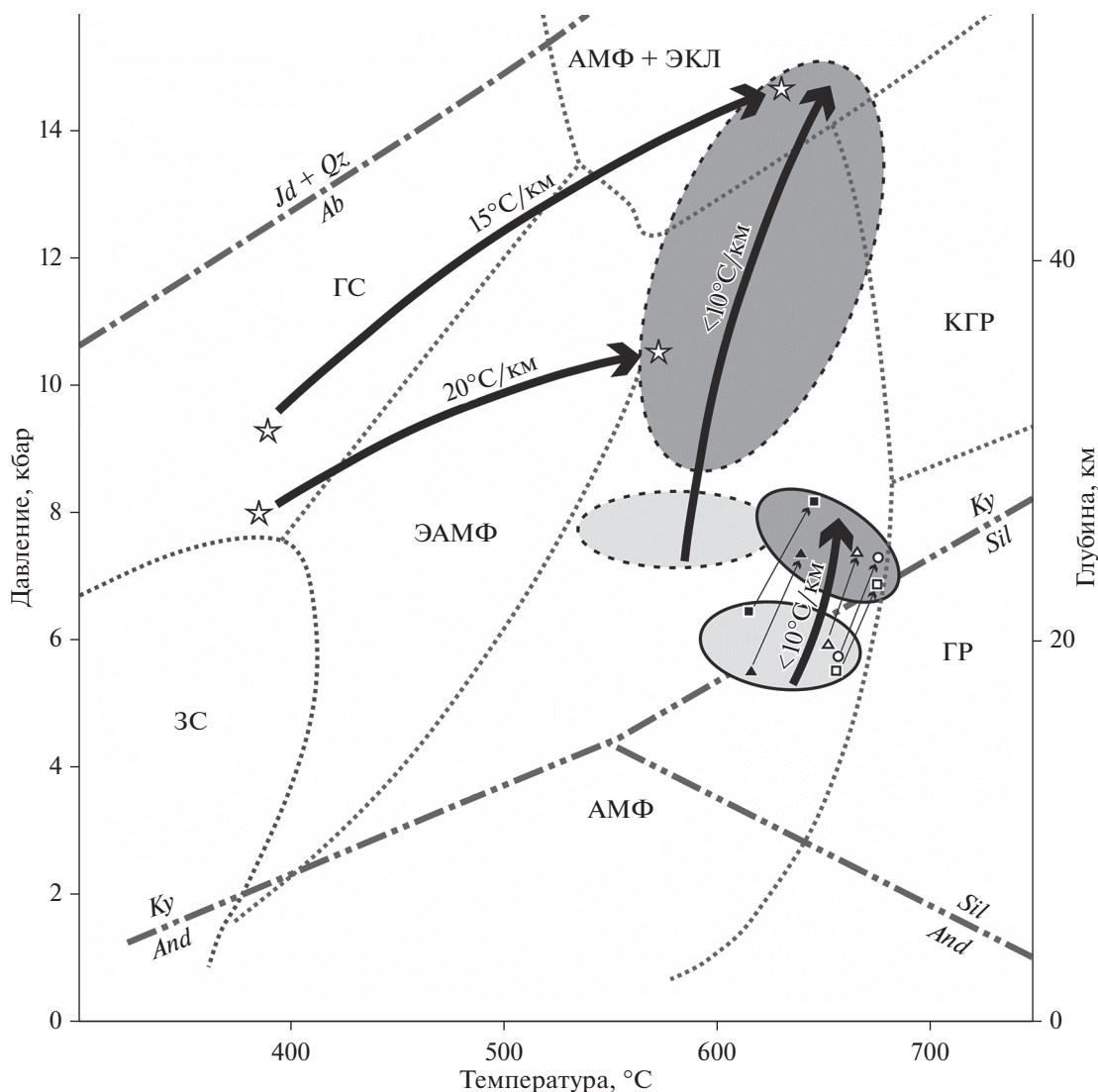


Рис. 6. *P-T* условия и *P-T* тренды эволюции метаморфизма для исходных пород и тектонитов ПРСЗ. Эллипсы светло-серого и темно-серого цветов обозначают *P-T* области исходных гнейсов и развитых по ним бластомилонитов, соответственно. *P-T* поля пород Ангаро-Канского блока и Заангарья оконтурены, соответственно, 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 $\text{Opx} + \text{Pl} \rightarrow \text{Grt} + \text{Qz}$ либо в виде кайм вокруг зерен граната ранней генерации в метапелитовых или метабазитовых гранулитовых комплексах 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 вростков, 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 ITD и IBC 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 Ангара-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 Ангара-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.
- Карпов 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 метapelитах 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 transposition: 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., Rieuwers 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 1. 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-Virvete 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) // *Contributions 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 hornfelses 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 Al_2SiO_5 “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.* Diastathermal (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. Likhonov*

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