

УДК 551.242

ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНАЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ БЛОКА ХАН-ХУХЕЙ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)¹

© 2023 г. О. П. Полянский^а, *, А. Ю. Селятицкий^а, С. В. Зиновьев^а, А. В. Бабичев^а

^а Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

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

Поступила в редакцию 03.06.2022 г.

После доработки 30.12.2022 г.

Принята к публикации 20.02.2023 г.

Представлена реконструкция этапов метаморфизма моренского и эрзинского комплексов блока Хан-Хухей (Северная Монголия) и на ее основе обсуждается общая геодинамическая история развития Сангиленского террейна Тувино-Монгольского массива. Выполненное определение формы P - T тренда “по часовой стрелке” позволяет установить два этапа метаморфизма, первый из которых связан с коллизионным метаморфизмом с пиковыми параметрами 9 кбар/740°C, второй — с магматическим событием и характеризуется пиковыми параметрами 6–7 кбар/860–880°C. Геохимические и петрологические характеристики комплекса позволяют установить сходство эволюции с метаморфическим блоком Западного Сангилена (Тува). Впервые установлено присутствие интрузивных тел кварцевых монцодиоритов в пределах блока Хан-Хухей, аналогичных по геохимии массивам Западного Сангилена. Интрузивные тела могут быть апофизами глубинных интрузий, которые представляют вероятный тепловой источник этапа метаморфизма М2 в блоке Хан-Хухей. Численная термотектоническая модель коллизионного метаморфизма этого блока объясняет нагрев в утолщенной коре на этапе коллизии за счет повышенных (относительно среднечисловых) радиогенных источников тепла на уровне 1.52 мкВт/м³. Посредством моделирования показано, что параметры второго этапа метаморфизма могут быть достижимы только с участием магматического тепла интрузии монцодиоритового состава. Реконструкция P - T параметров с использованием минеральной термобарометрии, сходство геохимических характеристик, а также результаты термомеханического моделирования позволяют говорить о совместной тектоно-метаморфической эволюции эрзинского и моренского комплексов.

Ключевые слова: метаморфизм, термобарометрия, метаморфический комплекс, блоки Хан-Хухей и Сангилен, P - T тренд, численное моделирование, геохимия

DOI: 10.31857/S0869590323050047, **EDN:** CCKNEN

ВВЕДЕНИЕ

Выявление приуроченности крупных сегментов земной коры к конкретным геотектоническим структурам представляет собой сложную задачу и часто решается неоднозначно для одного и того же региона с позиций разных исследователей. Одним из примеров областей неопределенного тектонического происхождения (Badarch et al., 2002; Kröner et al., 2010) является блок Хан-Хухей. Его структурная позиция трактуется неоднозначно. Являясь продолжением Сангиленского метаморфического блока, он рассматривается как составная часть Тувино-Монгольского неопротерозойского массива (Митрофанов и др., 1981; Ильин, 1982; Кузьмичев, 2004). Однако, согласно точке зрения (Козаков и др., 2019), блок Хан-Хухей

представляет собой композитную структуру, которая сформировалась в ходе тектонического сочленения отдельных пластин, испытавших метаморфизм за пределами Тувино-Монгольского массива.

Одним из эффективных подходов, позволяющих успешно реконструировать геодинамическую эволюцию отдельных структур, является определение P - T трендов метаморфических преобразований горных пород (Перчук и др., 1983; Аранович и др., 1994; Складов и др., 2001). Использование методов геотермобарометрии позволяет построить эволюционные тренды, характерные для обстановок субдукционных (низкие температурные градиенты dT/dP), коллизионных (промежуточные dT/dP) или связанных с интрузией магмы (повышенные до аномально высоких dT/dP) (Johnson, Harley, 2012; Reverdatto et al., 2019). Ключевыми факторами, влияющими на форму P - T - t трендов при формировании метаморфиче-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590323050047 для авторизованных пользователей.

ских комплексов, являются тип источника тепла и механизм теплопереноса (кондуктивный или адвективный). Установить природу тепловых источников при формировании комплексов, в которых не наблюдается очевидной связи с высокотемпературными базит-ультрабазитовыми магматическими телами, оказывается проблематичным (Kelsey, Hand, 2015; Сухоруков и др., 2016; Полянский и др., 2019б).

Метаморфические породы северной части блока Хан-Хухей известны давно (Митрофанов и др., 1981), однако современными аналитическими методами стали изучаться только в последние годы (Козаков и др., 2019). Количественные оценки параметров метаморфизма с использованием минеральной геотермобарометрии и реконструкция P - T трендов для блока Хан-Хухей единичны (Козаков и др., 2019). Имеются осредненные характеристики по всему блоку (там же), однако, пространственное распределение P - T параметров и их соотношение в разных тектонических зонах практически не охарактеризовано. Нами выполнен детальный площадной отбор образцов в зоне сочленения двух ключевых метаморфических комплексов блока Хан-Хухей — моренского и эрзинского — для определения P - T параметров метаморфизма.

Целью настоящего исследования является: 1) реконструкция P - T тренда метаморфизма блока Хан-Хухей; 2) обоснование двух этапов метаморфизма, отвечающих разным тектоническим обстановкам; 3) обоснование единой метаморфической истории эрзинского и моренского комплексов, слагающих блок Хан-Хухей; 4) обоснование вхождения Сангиленского и Хан-Хухейского блоков в единую структуру; 5) обоснование необходимости дополнительного термального источника для метаморфических процессов на основе проведенного численного моделирования.

Результаты настоящего исследования сопоставлены с известными геологическими данными по Западному Сангилену. Реконструированные P - T параметры различных этапов метаморфизма, структурно-кинематические данные и значения концентраций радиоактивных теплогенерирующих элементов в породах использованы для построения термотектонической модели коллизионного метаморфизма блока Хан-Хухей. С использованием результатов термомеханического численного моделирования показана схема последовательности этапов регионального метаморфизма с обоснованием смены типа теплового источника.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ И СХЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ БЛОКА ХАН-ХУХЕЙ

Блок Хан-Хухей (Северная Монголия) расположен в пределах докембрийского составного Тувино-Монгольского массива (террейна) (Кузьмичев, 2004; Badarch et al., 2002; Kröner et al., 2010; Ярмолук, Дегтярев, 2019). Блок размером около 50×20 км ограничен с юга одноименным широтным разломом, с запада — Агардагским тектоническим швом, к северу он соседствует со структурно-метаморфическими комплексами блока Западный Сангилен (Тува), восточная граница явно не выделяется (рис. 1).

Его неопротерозойская-раннепалеозойская история развития до конца не выяснена и активно обсуждается. На схемах тектоно-стратиграфического районирования Северной Монголии блок относится к нерасчлененному Сангиленскому террейну, состав которого определен как “метаморфические породы неясной тектонической приуроченности” (Badarch et al., 2002; Kröner et al., 2010). Более детальные схемы эволюции блоков Западный Сангилен (Тува) и Хан-Хухей как единого террейна описаны в (Кузьмичев, 2004; Ярмолук, Дегтярев, 2019; Козаков и др., 2019). Возраст формирования метаморфических блоков пересматривался с появлением новых данных от докембрийского (Митрофанов и др., 1981) до раннепалеозойского (Козаков и др., 1999; Salnikova et al., 2001).

Определение возрастных рубежей синметаморфического гранитоидного магматизма (Козаков и др., 1999; Salnikova et al., 2001) и взаимоотношения минеральных ассоциаций в комплексах Западного Сангилена и Хан-Хухей указывают на двухэтапный характер метаморфизма в обоих блоках (Азимов и др., 2018), в альтернативной интерпретации выделяется три этапа в отношении Западного Сангилена (Владимиров и др., 2005). Композитная структура сформировалась в конце кембрия—начале ордовика при коллизии островодужных и континентальных блоков с окраиной неопротерозойского Тувино-Монгольского массива (Кузьмичев, 2004).

В блоке Хан-Хухей выделяются две зоны (Козаков и др., 2019). Восточная зона представляет собой композитную структуру, состоящую из пород эрзинского и моренского комплексов — аналогов пород блока Западный Сангилен. В ней распространены толщи мигматизированных пород амфиболитовой фации. В западной зоне наблюдаются пологозалегающие толщи аллохтона: метапесчаники, метаконгломераты, мраморизованные известняки, кварциты, сланцы, метаморфизованные от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. Они надвинуты на гнейсо-мигматитовые и карбонатно-кварцитовые толщи

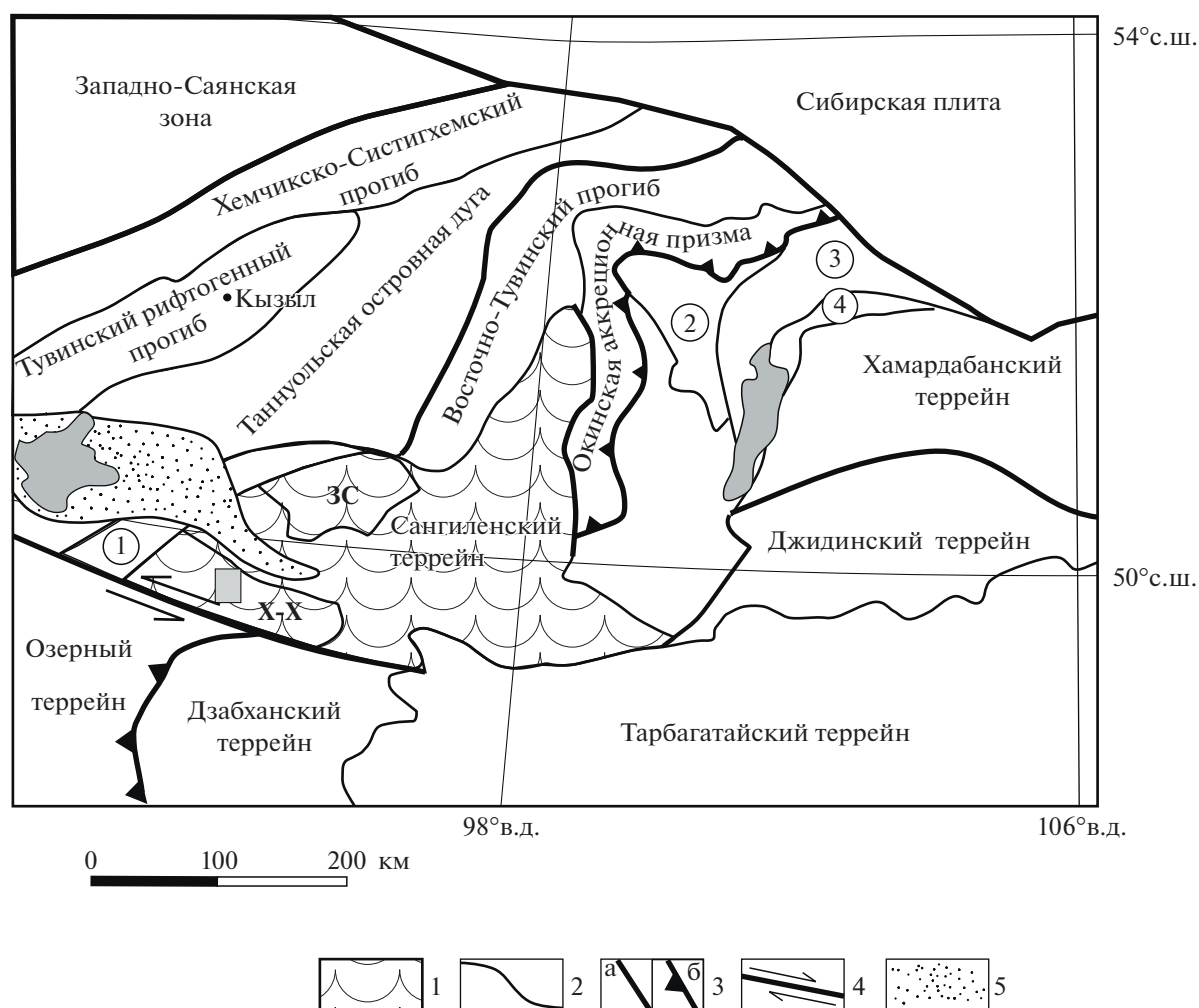


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Северной Монголии и примыкающей части Алтае-Саянской области (составлена на основе Кузьмичев, 2004; Монгуш, 2012; Badarch et al., 2002; Ярмолюк, Дегтярев, 2019; Геологическая ..., 2002, с изменениями). 1 – Сангиленский террейн (серый прямоугольник – область исследований, показаны метаморфические блоки Западный Сангилен (ЗС) и Хан-Хухей (Х-Х)); 2 – границы между структурными элементами; 3 – разломы неопределенной кинематики (а), надвиги (б); 4 – сдвиги; 5 – кайнозойские осадки. Цифры в кружках – террейны: 1 – Агардагский, 2 – Дархатский, 3 – Гарганский, 4 – Ильчирский.

восточной зоны. В тектонических пластинах аллохтона восточной зоны, в гранат-биотит-мусковитовых гнейсах установлены минеральные парагенезисы кианит-силлиманитового типа.

Поскольку блоки Хан-Хухей и Западный Сангилен имеют сходные тектонические и вещественные характеристики, то результаты настоящего исследования сопоставляются с известными геолого-петрологическими данными по Западному Сангилену. В отношении метаморфизма в блоках Западный Сангилен и Хан-Хухей обсуждаются две основные эволюционные схемы.

Схема формирования метаморфических комплексов предложена в работах (Козаков и др., 1999; Козаков, Азимов, 2017; Козаков и др., 2019), из которой следует, что породы восточной и западной зон блока Хан-Хухей имели разную метамор-

фическую историю. Авторы считают, что породы моренского метаморфического комплекса (аллохтона западной зоны) были подвержены метаморфизму повышенного давления уровня *St-Bi-Ky-Mu*² субфации амфиболитовой фации за пределами Тувино-Монгольского массива и не были подвержены наложенному высокотемпературному метаморфизму (см. далее). Второй этап метаморфизма проявился только в породах эрзинского метаморфического комплекса и характеризовался условиями низких–умеренных давлений амфиболитовой и переходной к гранулитовой фации (парагенезисы с силлиманитом и кордиеритом). Затем метаморфические комплексы были

² Аббревиатура минералов согласно (Whitney, Evans, 2010).

тектонически совмещены в ходе коллизионных процессов.

Иной точки зрения придерживаются (Каргополов, 1997; Изох и др., 2001; Владимиров и др., 2005; Полянский и др., 2019а, 2021; Селятицкий и др., 2021), исследования которых указывают на смену на Западном Сангиле региональный метаморфизма М1 на контактово-региональный высокоградиентный метаморфизм М2, связанный с интрузивными источниками тепла. Данные из работ (Каргополов, 1991, 1997; Владимиров и др., 2005, 2017; Изох и др., 2001; Egorova et al., 2006; Шелепаев и др., 2018; Полянский и др., 2021) свидетельствуют о том, что породы-предшественники моренского и эрзинского комплексов на Западном Сангиле находились в единой геодинамической структуре и испытали два крупных этапа метаморфизма совместно. Этап М1 — региональный метаморфизм повышенных давлений и умеренных температур *Ky-Sil* типа с критической ассоциацией *St-Ky-Grt-Ms-Bt-Pl-Qtz*. *P-T* параметры этого этапа оцениваются примерно одинаково: 620–700°C, 6–8 кбар (Владимиров и др., 2005) и 550–650°C, 7–8 кбар (Каргополов, 1991, 1997). По данным (Козаков и др., 2019), пиковые параметры метаморфизма М1 в Сангиле достигали условий *Ky-Grt-Bt-Kfs* субфации амфиболитовой фации с *P-T* параметрами ~750°C, 9–10 кбар. Метаморфический этап М1 связывается с утолщением коры в процессе конвергенции и вовлечением аккреционных, окраинно-континентальных и островодужных комплексов в пликативные и надвиговые структуры (Федоровский и др., 1995; Владимиров и др., 2005, 2017). Этап М2 — высокоградиентный метаморфизм, развивающийся преимущественно по минеральным ассоциациям этапа М1, локально достигающий гранулитовой фации и имеющий субконцентрическое распределение изоград на площади 75 × 75 км. Для этого этапа с ассоциацией *Sil-Crd-Opx-Kfs-Spl ± And* (Каргополов, 1997) характерен полихронный метаморфизм, связанный с синколлизонным базитовым магматизмом (Изох и др., 2001; Владимиров и др., 2005; Egorova et al., 2006; Шелепаев и др., 2018). Метаморфические ассоциации М2 на Западном Сангиле имеют площадное (региональное) распространение. Два дискретных этапа внедрения разноглубинных габбро-монцодиоритовых массивов на рубежах 500–490 и 465 млн лет привели к формированию высокоградиентных термических ареалов умеренных (7–8 кбар) и низких давлений соответственно (Селятицкий и др., 2021). Сопутствующий прогрев коры привел к формированию региональной термальной аномалии на этапе метаморфизма М2.

СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

С целью структурного анализа и выяснения кинематики движения по разломам и плоскостям сланцеватости в точках наблюдения были отобраны ориентированные образцы. Стереографические проекции (сферические диаграммы) строились с использованием программы GeoCalculator 4.9 (Holcombe, 2016). Результаты обработки структурных элементов показаны на схеме (рис. 2). Для каждой точки строились стереопроекции на нижнюю полусферу, в которых заданы структурные координаты плоскостей сланцеватости (азимут и угол падения) и угол отклонения деформационной минеральной линейности от вертикали в анализируемой плоскости. В результате на стереопроекции сектор серого цвета соответствует плоскости сланцеватости, наклон которой обращен в сторону дуги большого круга, однако, чем сильнее изогнута дуга, тем больше наклонена плоскость. Прямая линия, проходящая через центр большого круга, соответствует простиранию плоскости сланцеватости. Пунктирная линия с кружком на конце показывает направление деформационной минеральной линейности в плоскости сланцеватости. Чем ближе к центру дуги направлен пунктирный отрезок, тем больше проявляется взбросовая или сбросовая составляющая движения по плоскостям расщепления; чем ближе к краю дуги, тем больше проявлена сдвиговая компонента.

Определение знака сдвига (правого или левого), а также сбросового или взбросового характера перемещений устанавливается по анализу кинематических индикаторов движений (ориентировка порфирокластов и порфиробластов, тени давления, расположение S-, C- и C'-структур и т.п.) в ориентированных шлифах. Далеко не во всех шлифах проявлены кинематические индикаторы, по которым устанавливается направление движения вдоль плоскостей расщепления. Так, для пород эрзинского комплекса в 6 из 10 проанализированных образцах проявлены отчетливые индикаторы, свидетельствующие о преимущественно правосдвиговых перемещениях с незначительной взбросовой составляющей.

На основе анализа кинематических индикаторов выявлено некоторое различие в направлении перемещения минеральных масс при формировании метаморфической полосчатости и деформационной минеральной линейности пород эрзинского и моренского комплексов. Используя кинематические индикаторы движения в ориентированных шлифах в породах эрзинского комплекса определен чистый левый сдвиг в т. н. 31 и правые взбросо-сдвиги в т. н. 14 и 36. Исходя из этого, можно утверждать, что формирование пород эрзинского комплекса в изучаемом районе происходило в условиях преобладающего сдвига со сжатием.

Установлено, что для эрзинского комплекса характерны преимущественно сдвиговые деформации, тип сдвига устанавливается как по ориентированным образцам, так и по деформационным картинам в мигматитах. Преимущественный вид напряженно-деформированного состояния для моренского комплекса — сдвиг-взбросовый (см. стереопроекции на рис. 2). Среднее простирание сланцеватости и гнейсовидности составляет для моренского комплекса 60° , а для эрзинского 30° при вариации от 25° до 40° . Общий тип деформаций отвечает условиям транспрессии, при этом с запада (моренский) на восток (эрзинский комплекс) характер тектонических движений меняется от преимущественно взбросовой к сдвиговой кинематике. Это согласуется с данными (Владимиров и др., 2005) о смене тектонических режимов на рубеже 490 млн лет с коллизионного ($D_{n+1}-D_{n+3}$) на трансформно-сдвиговый ($D_{n+4}-D_{n+6}$), полученными при исследованиях блока Западный Сангилен.

Таким образом, подтверждается совпадение северо-восточного простирания плоскостных элементов метаморфической толщи в блоках Хан-Хухей и Западный Сангилен, ранее установленное в (Митрофанов и др., 1981). Структурно-кинематические данные используются при построении математической модели коллизионного метаморфизма, учитывающей утолщение коры в режиме надвигообразования (см. раздел Моделирование).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Изучение состава пород и минералов проводилось в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Анализы минералов и изображения шлифов в отраженных электронах получены на электронном микроскопе JEOL JXA-8100 Superprobe (аналитик Е.Н. Нигматулина). Ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток поглощенных электронов — 40 нА, диаметр зонда 2 мкм, время счета 10 с на каждой аналитической линии. Стандартами для анализируемых оксидов служили природные и синтетические минералы. Химические анализы пород на основные породообразующие оксиды выполнены рентгенофлуоресцентным методом на рентгеновском спектрометре ARL-9900-XP (аналитик Н.Г. Карманова). В качестве стеклоизлучателей были использованы таблетки, полученные путем сплавления пробы, смешанной с флюсом (66.67% тетрабората лития; 32.83% метабората лития и 0.5% лития бромистого) в соотношении 1 : 9. Смесь плавил в золото-платиновых тиглях в индукционной печи Lifumat-2,0-Ох, Германия. Для построения градировочных графиков использованы государственные стандартные образцы состава горных пород. Концентрации редких и редкоземельных элементов в породах

получены методом ICP-MS на масс-спектрометре Element (Германия) с предварительным переводом пробы в раствор (аналитик И.В. Николаева).

ПЕТРОГРАФИЯ МЕТАПЕЛИТОВ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Ключевыми минералами-индикаторами метapelитов метаморфического этапа M1 в изученных образцах являются кианит и мусковит. Этап M2 характеризуется исчезновением кианита и мусковита и широким развитием калиевого полевого шпата, кордиерита и силлиманита. Индикаторным для этапов M1 и M2 также является химический состав граната. Составы минералов приведены в Supplementary 1–5, ESM_1.xlsx – ESM_5.xlsx.

Особенности состава граната из метapelитов M1 и M2. На примере метapelитов блока Западный Сангилен важно отметить, что гранат разных метаморфических этапов существенно отличается по своему химическому составу. По преобладающему химическому компоненту (FeO) гранаты обоих этапов относятся к альмандинам, однако для гранатов этапа M1 (умеренных температур) характерно преобладание MnO и CaO над MgO (в мас. %), тогда как для гранатов M2 (высоких температур) наоборот характерно существенное снижение MnO и CaO и возрастание MgO, так что из этих трех компонентов MgO становится преобладающим (Селятицкий и др., 2021). При постепенном переходе от этапа M1 к этапу M2 в гранатах в первую очередь снижается содержание CaO, что хорошо видно в термальном ореоле M2 вблизи Баянкольского габбро-монцодиоритового массива на Западном Сангиле. Поэтому состав граната может являться диагностическим признаком, позволяющим косвенно оценить степень преобразования сланцев M1 при наложенном метаморфизме M2 в случае, когда породы имеют простой минеральный состав и не содержат минералов-индикаторов этапа M2 (кордиерита,

³ В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: Supplementary 1, ESM_1.xlsx — Состав гранатов в сланцах и гнейсах метаморфического блока Хан-Хухей; Supplementary 2, ESM_2.xlsx — Состав биотитов в сланцах и гнейсах блока Хан-Хухей; Supplementary 3, ESM_3.xlsx — Состав кордиеритов в сланцах и гнейсах блока Хан-Хухей; Supplementary 4, ESM_4.xlsx — Состав плагиоклазов в сланцах и гнейсах блока Хан-Хухей; Supplementary 5, ESM_5.xlsx — Состав калиевых полевых шпатов в гнейсах блока Хан-Хухей; Supplementary 6, ESM_6.xlsx — Состав основных и средних магматических пород (кварцевых монцодиоритов) блока Хан-Хухей; Supplementary 7, ESM_7.xlsx — Содержания радиоактивных элементов (U, Th, K) в пробах моренского и эрзинского комплексов блока Хан-Хухей и расчетная мощность теплогенерации А.

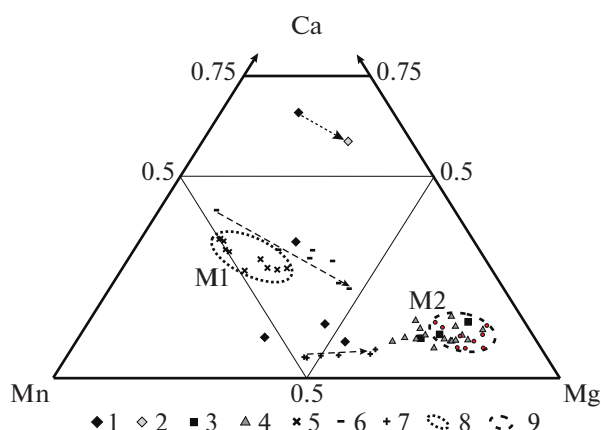


Рис. 3. Состав гранатов из метapelитов М1 и М2 в блоке Хан-Хухей в сравнении с составом гранатов из метapelитов М1 и М2 на Западном Сангиле. 1–4 — гранаты из метapelитов блока Хан-Хухей: 1, 2 — *Grt* сланцы М1 (центр и край, соответственно); 3, 4 — *Grt* сланцы М2 и *Grt-Crd* гнейсы М2, соответственно (только центры кристаллов); 5–9 — гранаты из метapelитов Западного Сангилене по данным (Селятицкий и др., 2021): 5 — *Grt-St-Ky* сланцы М1; 6, 7 — *Grt* сланцы из внешней метаморфической зоны глубинного термального ореола Баянкольского габбро-монцодиоритового массива (*Ms-Sil* зона): 6 — периферия ореола, 7 — средняя часть ореола; 8 — поле составов граната М1 (не измененного при метаморфизме М2); 9 — поле составов граната М2, приконтактовые *Grt-Crd-Sil* метapelиты. Для гранатов блока Хан-Хухей показаны только центры порфиробластов, без регрессивных изменений в крае кристаллов (за исключением граната из обр. Х1905/2, отражающего прогрессивную зональность от центра к краю — точечная стрелка). Пунктирные стрелки — изменения состава граната от центра к краю в отдельных образцах внешней *Ms-Sil* зоны термального ореола Баянкольского массива, отражающие переход от этапа М1 к этапу М2 в начале термального прогрева).

силлиманита, калишпата). Данный диагностический признак использован нами для первичной диагностики сланцев М1 и М2 в блоке Хан-Хухей.

Путем сопоставления минерального состава пород и химического состава граната из них с изученными минеральными парагенезисами метаморфических комплексов Западного Сангилене (Каргополов, 1991, 1997; Селятицкий и др., 2021) можно выделить три разновидности метapelитов в блоке Хан-Хухей: сланцы М1, сланцы М2 и гнейсы М2. Корректность выделения групп подтверждается полученными *P-T* параметрами метаморфизма.

***Grt* сланцы М1.** Мезократовые тонкополосчатые гранолепидобластовые породы. Минеральный состав: *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Qtz* ± *Ms* ± *Kfs*. Проявлены как в моренском (обр. Х1901, Х1903, Х1905/2), так и в эрзинском (обр. Х1926, Х1942) комплексах. Выделены на основании отсутствия в минеральной ассоциации силлиманита и кор-

диерита (типичных минералов М2 на Западном Сангиле) и, в первую очередь, особенностей состава граната. Порфиробласты граната содержат включения кварца, плагиоклаза и биотита. Эти же минералы слагают матрикс породы.

Калиевый полевой шпат встречается в обр. Х1901 и Х1903, как интерстиционная фаза в межзерновом пространстве матрикса и развивается по границам зерен на контакте кварца или плагиоклаза с биотитом. Контакты минералов неровные, извилистые. В биотите калишпат образует червеобразные вроски и *Qtz-Kfs* симплектиты, а по зернам кварца образует тонкие каемки. Это указывает на образование калишпата при прогрессивном повышении температуры и его принадлежность к этапу М2. В обр. Х1905/2 калишпат встречен во включениях в центре и средней части граната совместно с плагиоклазом и кварцем. Ровные прямолинейные контакты этих минералов указывают на их равновесный характер.

Составы гранатов из ханхухейских сланцев М1 (обр. Х1901, Х1903, Х1926, Х1942) подобны гранатам из западно-сангиленских сланцев М1 и метapelитов внешней метаморфической зоны глубинного термального ореола Баянкольского массива Западного Сангилене (Селятицкий и др., 2021) и характеризуются повышенным содержанием MnO в ядре порфиробластов, превышающим содержание MgO, что характерно именно для этапа М1 (рис. 3, 4; Supplementary 1, ESM_1.xlsx). К краю в порфиробластах граната возрастает содержание MnO и снижается MgO, отражая регрессивную зональность.

Исключение составляет обр. Х1905/2, в котором порфиробласты граната характеризуются иной зональностью, указывающей на прогрессивный рост: по направлению от центра к краю снижаются содержания CaO, MnO и возрастают FeO, MgO и Mg#⁴. При этом гранат обладает высоким содержанием CaO: в центре — 10.02 мас. %, в крае — 7.15 мас. % (рис. 3, 4; Supplementary 1, ESM_1.xlsx). Для этого образца характерен и основной плагиоклаз-битовнит (Supplementary 4, ESM_4.xlsx), что может указывать на нетипичный для метapelитов петрохимический состав, хотя минералогический состав образца метapelитовый (*Grt*, *Bt*, *Kfs*, *Pl*, *Qtz*).

В большинстве образцов (вне зависимости от этапа метаморфизма) плагиоклаз по составу соответствует олигоклазу, реже — андезину (Supplementary 4, ESM_4.xlsx). В некоторых образцах включения плагиоклаза в ядрах граната чуть более основные, чем зерна в матриксе.

***Grt* сланцы М2.** Мезократовые полосчатые гранолепидобластовые порфиробластовые метapel-

⁴ Mg# — магнезиальность. Для граната $Mg\# = Mg/(Mg + Mn + Fe)$, для биотита и кордиерита $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$.

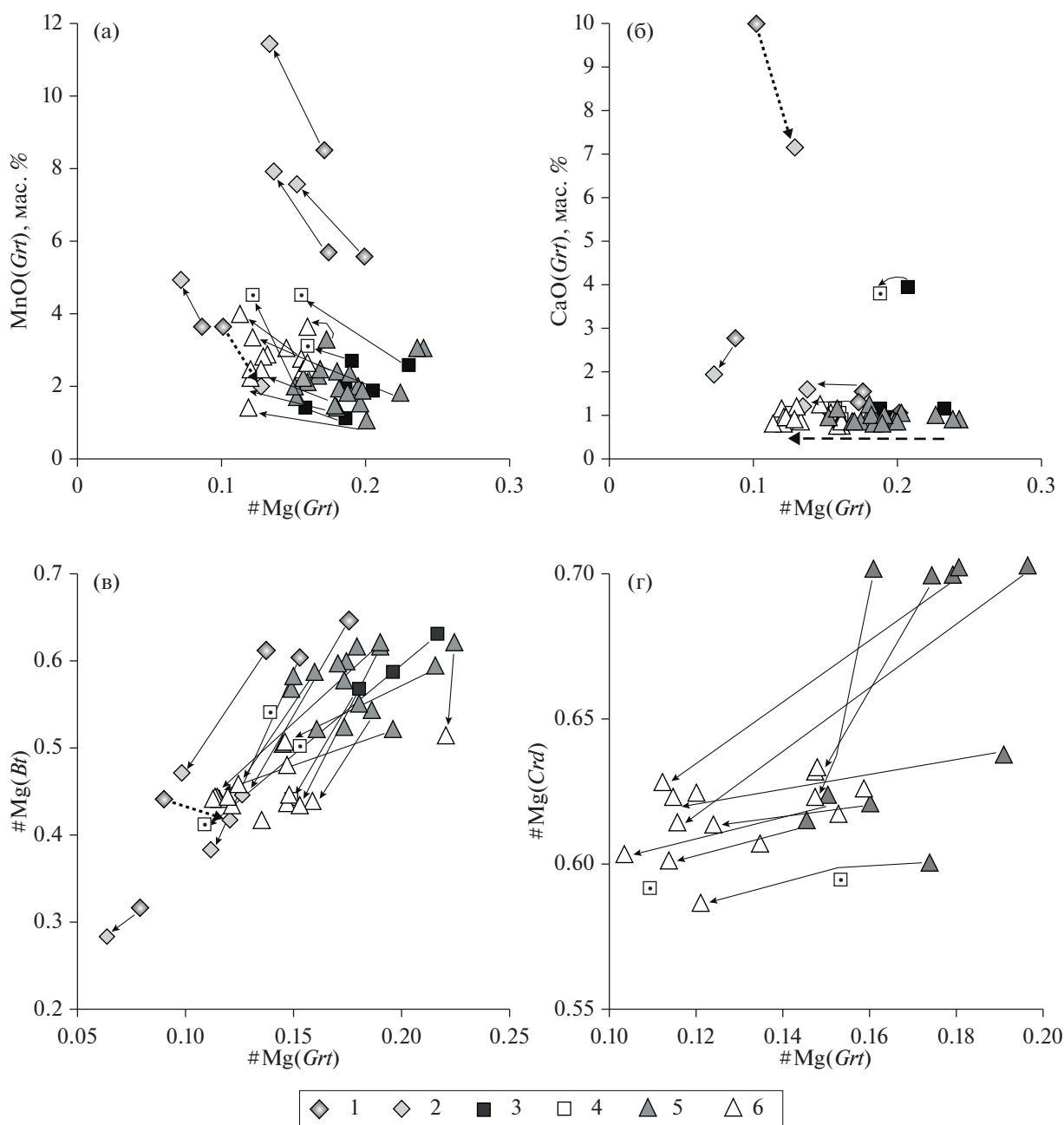


Рис. 4. Эволюция состава граната (центр → край) из метаморфических пород блока Хан-Хухей (а, б) и соотношение магнезиальности в парах *Grt-Bt* (в) и *Grt-Crd* (г). 1, 2 – *Grt* сланцы M1; 3, 4 – *Grt* сланцы M2; 5, 6 – *Grt-Crd* гнейсы M2. 1, 3, 5 – центры порфировобластов граната (а, б), либо включения биотита или кордиерита в центре граната (в, г); 2, 4, 6 – край порфировобластов граната или зерна граната в матриксе (а, б), либо включения биотита или кордиерита в крае порфировобластов граната или их зерна в матриксе (в, г). Сплошные тонкие стрелки, соединяющие состав минералов по направлению центр → край, демонстрируют регрессивную зональность. Точечной стрелкой показан состав граната с прогрессивной зональностью по MnO и Mg# (обр. X1905/2). Штриховая стрелка на (б) показывает изменение состава граната от центра к краю в сланцах и гнейсах этапа M2. Стрелки на (в, г) показывают изменение Mg# граната и Mg# включений *Bt* и *Crd* от центра к краю граната.

литы. Минеральный состав: *Grt* + *Bt* + *Pl* + *Qtz* ± *Sil*. Так же, как и сланцы M1, распространены и в моренском (обр. X1905, X1905/1), и в эрзинском (обр. X1921, X1924) комплексах. Порфировобласты граната содержат включения кварца, плагиоклаза

и биотита, тоже слагающих матрикс породы. Минеральный состав этой группы метапелитов прост и подобен сланцам M1: отсутствует кордиерит (за исключением обр. X1905), силлиманит (за исключением обр. X1905 и X1905) и калиевый поле-

вой шпат (за исключением обр. X1924), однако состав граната существенно отличается от такового сланцев M1 — в нем преобладает MgO над MnO (в мас. %), что характерно для граната метаморфического этапа M2 (рис. 3). Магнезиальность граната в образцах снижается от центра к краю порфиروبластов, отражая регрессивную зональность (рис. 4). Состав зерен граната в матриксе практически идентичен составу краевых частей порфиروبластов.

Гранат в обр. X1905/1 характеризуется сложной зональностью: слабая прогрессивная зональность от центра к середине порфиروبластов (рост Mg#) и регрессивная зональность со снижением Mg# от середины к краю, при этом содержание MnO сначала слегка снижается, а затем возрастает. В зернах матрикса Mg# снижается, а MnO возрастает (Supplementary 1, ESM_1.xlsx).

Grt-Crd гнейсы M2. Широко распространены в эрзинском комплексе. Мезократовые и лейкократовые среднезернистые породы с волнистополосчатой и гнейсовидной текстурой и лепидогранобластовой порфиروبластовой структурой, часто интенсивно мигматизированные. Лейкосомы сложены преимущественно кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом с резко подчиненным количеством биотита, кордиерита, реже силлиманита. Меланосома состоит преимущественно из кварца, биотита, кордиерита и силлиманита, с подчиненным количеством полевых шпатов. Порфиробласты граната распространены и в лейко-, и в меланосоме и часто насыщены пойкилитовыми включениями кварца, плагиоклаза, биотита, кордиерита, силлиманита, реже калиевого полевого шпата.

Центральные части порфиروبластов граната характеризуются наибольшей магнезиальностью и минимальным содержанием MnO. В крае порфиروبластов и зернах матрикса Mg# снижается, а MnO — возрастает (рис. 4). Состав граната в крае порфиروبластов и в зернах матрикса, как правило, идентичен, но в некоторых образцах зерна матрикса могут быть более марганцовистые (обр. X1943-44), чем центры и края порфиروبластов. Включения биотита и кордиерита во внутренних частях кристаллов граната также характеризуются повышенной магнезиальностью по сравнению с зернами матрикса и аналогичными включениями в крае порфиروبластов граната (рис. 4).

Реликты этапа M1. В сланцах и гнейсах M2 встречаются реликты мусковита M1. В сланцах M2 моренского комплекса (обр. X1905) сохранились резорбированные фрагменты мусковита предыдущего метаморфического этапа M1, по которому развиваются каемки новообразованного биотита, состоящие из серии мелких чешуек (биотит также прорастает мусковит по спайности) и заливообразные выделения кордиерита,

вдающиеся в мусковит. В *Grt-Crd* гнейсах эрзинского комплекса (обр. X1943-4) присутствует два типа мусковита: 1 — реликты метаморфического этапа M1, имеющие неправильную форму и такие же взаимоотношения с биотитом и кордиеритом, как в обр. X1905, и 2 — регрессивный мусковит M2, развивающийся по краю зерен калиевого полевого шпата. В *Grt-Crd* гнейсах эрзинского комплекса (обр. X1943/2 и X1943-4) найдены также фрагменты кианита неправильной формы, окруженные агрегатом мелкопризматического силлиманита.

Grt сланцы M1 присутствуют как в моренском (обр. X1901, X1903, X1905/2), так и в эрзинском комплексе (обр. X1926, X1942), а минеральные реликты метаморфического этапа M1 (мусковит и кианит) встречаются в *Grt-Crd* гнейсах M2 эрзинского комплекса (обр. X1943-44, X1943/2a).

ОЦЕНКА *P-T* ПАРАМЕТРОВ ЭТАПОВ МЕТАМОРФИЗМА M1 И M2 В БЛОКЕ ХАН-ХУХЕЙ

Совокупные *P-T* параметры метаморфизма рассчитаны с помощью программы Thermocalc (Powell et al., 1998) версии tc321, имеющей внутренне согласованную термодинамическую базу данных и модели смешения (Holland, Powell, 1998), позволяющей вычислять средние оценки температур и давлений на основе расчета линейно-независимых минеральных реакций между всеми фазами определенного метаморфического этапа. Активности минералов рассчитывались с помощью специальной программы AX, входящей в программный пакет Thermocalc 321. Результаты *P-T* оценок сведены в табл. 1 и рис. 5.

Grt сланцы этапа M1

P-T параметры для *Grt* сланцев M1 в блоке Хан-Хухей получены по минеральной ассоциации *Grt + Bt + Pl + Qtz* (обр. X1901, X1903, X1926, X1942). Оценить одновременно и температуру, и давление не представляется возможным из-за недостаточного набора минералов, поэтому была оценена температура при заданном давлении по центру граната и включениям биотита, плагиоклаза и кварца в нем. Рассматривались варианты для двух значений: 7 и 9.5 кбар. Это объясняется тем, что для этапа M1, проявленного в пределах Западного Сангилена, существуют оценки как 6–8 кбар (Каргополов, 1997; Владимиров и др., 2005; Селятицкий и др., 2021), так и 9–10 кбар (Козаков и др., 2019). Оценки температуры этапа M1 при 7/9.5 кбар для образцов X1901, X1903, X1942 лежат в интервале 578–617°C/669–705°C, для обр. X1926 составляют 690°C/798°C. По краю порфиروبластов граната, имеющих регрессивную зональность по MgO и MnO, и минералам матрикса (*Bt*, *Pl*, *Qtz*) по-

Таблица 1. *P-T* параметры этапов метаморфизма М1 и М2 в блоке Хан-Хухей, вычисленные с помощью программы Thermocalc 321

Номер образца	Этап/стадия	Минеральная ассоциация	<i>P</i> , кбар	<i>T</i> , °C	cor	σ_{fit}
<i>Grt</i> сланцы М1						
X1903	Регр.2 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i>	3.5*	602 ± 96	—	0.8 (<1.96)
X1905/2	Пик М1	<i>Grt</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Kfs</i>)-вкл, <i>Qtz</i>	9.3 ± 1.2	738 ± 75	0.030	1.04 (<1.96)
	Пик М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Kfs</i> , <i>Qtz</i>	7.9 ± 1.3	831 ± 88	−0.135	0.13 (<1.96)
X1926	Регр.2 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i>	3.5*	552 ± 94	—	0.6 (<1.96)
X1942	Регр.2 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i>	3.5*	580 ± 100	—	0.6 (<1.96)
<i>Grt</i> сланцы М2						
X1905	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> - <i>Pl</i> -вкл, <i>Crd</i> -мтр, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i>	5.4 ± 1.0	744 ± 91	0.899	0.91 (<1.49)
	Регр.2 М2	(<i>Grt</i> , <i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i>)-мтр	3.4 ± 1.1	583 ± 72	0.513	0.39 (<1.61)
X1905/1	Регр.2 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i>	3.3 ± 1.6	508 ± 100	0.715	0.27 (<1.96)
X1921	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i>	7*	723 ± 105	—	1.1 (<1.96)
X1924	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Kfs</i> , <i>Qtz</i>	6.7 ± 3.5	818 ± 116	−0.062	1.77 (<1.96)
	Регр.1 М2	(<i>Grt</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Kfs</i> , <i>Qtz</i>)-мтр	6.1 ± 2.1	830 ± 74	−0.109	0.80 (<1.96)
<i>Grt</i> - <i>Crd</i> гнейсы М2						
X1907/1	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, <i>Bt</i> -вкл, <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.4 ± 2.6	779 ± 93	0.234	1.74 (<1.73)
	Регр.1 М2	(<i>Grt</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>)-мтр	5.4 ± 1.1	804 ± 75	0.834	1.43 (<1.49)
X1910	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Kfs</i>	7.3 ± 2.4	793 ± 133	0.110	2.01 (<1.61)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> -вкл, <i>Crd</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Kfs</i>	6.9 ± 1.5	784 ± 87	0.116	1.32 (<1.61)
X1910/2	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, <i>Bt</i> -вкл, <i>Pl</i> , <i>Kfs</i> , <i>Qtz</i>	7.8 ± 2.6	838 ± 96	−0.032	1.47 (<1.96)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Kfs</i> , <i>Qtz</i>	7.3 ± 2.6	797 ± 103	−0.057	1.53 (<1.96)
X1914/1	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.1 ± 1.4	795 ± 88	0.851	1.58 (<1.61)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	5.2 ± 1.3	779 ± 85	0.840	1.64 (<1.49)
X1918	Прогр. М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>)-вкл	6.5 ± 1.6	812 ± 95	0.857	1.73 (<1.54)
	Пик М2	<i>Grt</i> -сп, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>)-вкл	6.6 ± 1.5	825 ± 90	0.848	1.64 (<1.54)
	Регр.1 М2	(<i>Grt</i> , <i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>)-мтр	5.2 ± 1.1	789 ± 74	0.846	1.40 (<1.49)
X1919	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, <i>Crd</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.2 ± 1.1	806 ± 67	0.863	1.25 (<1.54)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Crd</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	5.5 ± 1.2	801 ± 78	0.848	1.45 (<1.49)
X1920	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.4 ± 1.2	835 ± 76	0.826	1.37 (<1.54)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Bt</i> -вкл, <i>Crd</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	5.8 ± 0.8	818 ± 54	0.837	0.95 (<1.54)
X1933	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, <i>Crd</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Kfs</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i>	7.1 ± 1.5	881 ± 95	0.860	1.52 (<1.54)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Crd</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	5.8 ± 1.6	819 ± 106	0.839	1.87 (<1.54)
X1934	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, <i>Crd</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Kfs</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i>	6.9 ± 1.4	860 ± 86	0.857	1.44 (<1.54)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Crd</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.1 ± 1.3	838 ± 85	0.831	1.48 (<1.54)
X1936	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.7 ± 1.5	814 ± 90	0.849	1.69 (<1.54)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.0 ± 1.4	833 ± 91	0.828	1.62 (<1.54)
X1937	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, <i>Crd</i> -вкл, <i>Bt</i> -вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.5 ± 1.7	850 ± 105	0.815	1.84 (<1.49)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>)-мтр	5.5 ± 1.3	798 ± 83	0.834	1.56 (<1.54)
X1939	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>)-вкл	6.8 ± 2.1	803 ± 56	0.060	1.03 (<1.73)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	5.8 ± 1.3	818 ± 83	0.821	1.52 (<1.54)
X1940	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Kfs</i> , <i>Qtz</i>	7.8 ± 3.7	822 ± 112	−0.038	1.87 (<1.96)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Kfs</i> , <i>Qtz</i>	6.1 ± 2.0	863 ± 67	−0.051	0.00 (<1.96)

Таблица 1. Окончание

Номер образца	Этап/стадия	Минеральная ассоциация	P , кбар	T , °C	cor	σ_{fit}
X1943-4	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, <i>Crd</i> -ц, (<i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.4 ± 1.2	812 ± 76	0.870	1.40 (<1.54)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Crd</i> -кр, <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	5.7 ± 1.1	800 ± 70	0.852	1.30 (<1.54)
	Регр.2 М2	(<i>Grt</i> , <i>Ms</i> , <i>Chl</i> , <i>Qtz</i>)-мтр	3.8 ± 2.3	439 ± 83	0.342	0.10 (<1.96)
X1943/2	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, <i>Crd</i> -ц, <i>Bt</i> -вкл, <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.1 ± 1.1	810 ± 73	0.847	1.33 (<1.54)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>)-мтр	5.4 ± 1.1	793 ± 75	0.847	1.38 (<1.54)
X1945/1	Пик М2	<i>Grt</i> -ц, (<i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i>)-вкл, <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	6.7 ± 1.6	882 ± 104	0.822	1.70 (<1.54)
	Регр.1 М2	<i>Grt</i> -кр, <i>Crd</i> , <i>Bt</i> , <i>Pl</i> , <i>Qtz</i> , <i>Sil</i> , <i>Kfs</i>	5.7 ± 1.5	802 ± 95	0.836	1.77 (<1.54)

Примечание. Расчет с помощью программы Thermocalc версии 321 производился в режиме “средних P - T ”; после знака “ $\pm$ ” показано стандартное отклонение рассчитанного значения T или P ; cor — коэффициент корреляции между P и T (прочерк в этом столбце означает “нет данных”), σ_{fit} — величина отклонения исходных значений энтропии и активности от использованных в расчете, нормализованного к их стандартным отклонениям; в скобках показано максимальное значение σ_{fit} , в пределах которого рассчитанные значения P и T будут находиться внутри 95% доверительного интервала.

*Вычислялись только температуры при заданных $P = 7$ и 9.5 кбар.

лучена температура в интервале 552–640°C (табл. 1). Давление задавалось равным 3.5 кбар по аналогии с оценкой регрессивного давления для обр. X1905 и X1905/1. Эти значения температуры интерпретируются нами как регрессивные для метаморфического этапа М2. В сланцах М1 и М2 состав граната в крае характеризуется повышенным содержанием MnO и подобен также составу граната матрикса из *Grt*-*Crd* гнейсов М2 (обр. X1943-4), поэтому образование краевых частей граната мы относим к поздней регрессивной стадии этапа М2.

Для обр. X1905/2 получены средние P - T параметры метаморфизма М1, составляющие ~9.5 кбар и ~740°C. Они оценены по центру порфиروبласта граната и включениям биотита, плагиоклаза, кварца и калишпата. Для этого же образца по краю порфиروبласта граната и минералам матрикса (*Bt*, *Pl*, *Kfs*, *Qtz*) в Thermocalc 321 получена следующая комплексная оценка: $P = 8$ кбар, $T = 830^\circ\text{C}$. Она интерпретируется нами как оценка пиковых условий метаморфизма М2 и будет обсуждаться ниже. Отметим только, что полученный прогрессивный по температуре характер тренда для этого образца согласуется с прогрессивной зональностью порфиروبластов граната от центра к краю.

Grt-*Crd* гнейсы и *Grt* сланцы этапа М2

P - T параметры для большинства гнейсов и сланцев эрзинского комплекса Ханхухейского блока, отражающих условия метаморфизма М2, получены по ассоциации *Grt* + *Crd* + *Bt* + *Sil* + *Kfs* + *Qtz* ± *Pl*. Пик М2 оценивался по ассоциации включений в центре порфиروبластов граната, включая сам гранат. Оценки пиковых P - T параметров М2 (по центрам граната) по разным образцам *Grt*-*Crd* гнейсов составляют 6–8 кбар и 790–880°C.

Параметры раннего регрессивного этапа для *Grt*-*Crd* гнейсов оценивались по краю порфиروبластов граната либо по включениям в его крае, либо по минералам матрикса. Отсутствие позднего *Ms* в большинстве образцов указывает на то, что параметры ранней стадии регрессивного метаморфизма М2 находились в поле устойчивости *Kfs* при температуре выше линии разложения *Ms* + *Qtz*. Об этом же свидетельствуют находки калиевого полевого шпата во включениях в краевых частях граната. Поэтому *Kfs* учитывался при расчете P - T параметров регрессивного метаморфизма в большинстве образцов *Grt*-*Crd* гнейсов и *Grt* сланцев эрзинского комплекса. Результаты соответствуют 5–6 кбар и 780–820°C.

Для обр. X1905 (*Grt*-*Crd* сланец М2) из моренского комплекса установлены P - T условия двух регрессивных этапов: 1 — по внешней части порфиروبласта граната и включениям *Bt*, *Crd*, *Pl* в нем (+*Sil*, *Qtz*): ~5.5 кбар, 740°C, 2 — по зернам матрикса (*Grt*, *Bt*, *Crd*, *Pl*, *Sil*, *Qtz*): ~3.5 кбар, 580°C. Оценить прогрессивный этап для этого образца не представляется возможным из-за отсутствия порфиروبластов биотита и кордиерита и включений этих минералов в центре граната. Для обр. X1905/1 (*Grt* сланец М2 моренского комплекса) по центру граната и включениям биотита и плагиоклаза (+*Sil* и *Qtz* матрикса) получена пиковая T при заданном давлении в 7 и 9 кбар, составляющая 690 и 770°C соответственно; по зернам матрикса (*Grt*, *Bt*, *Pl*, *Sil*, *Qtz*) вычислены условия поздней стадии регрессивного этапа: ~3.5 кбар, 510°C.

ОБСУЖДЕНИЕ P - T ОЦЕНОК

По данным (Каргополов 1991, 1997; Владимиров, 2005; Селятицкий и др., 2021), P - T параметры М1 для блока Западный Сангилен составляют

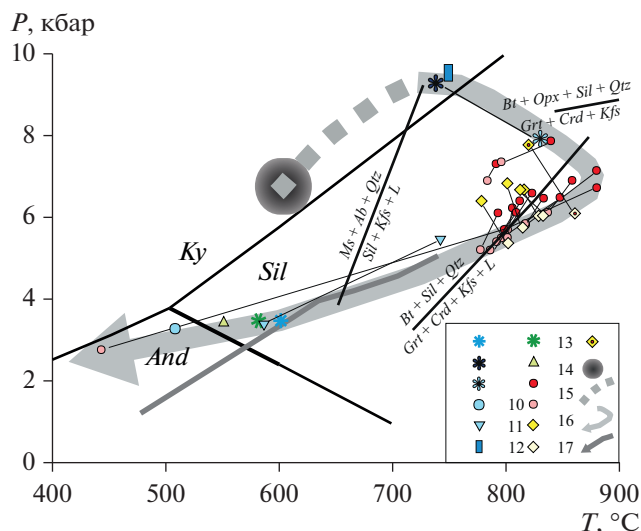


Рис. 5. Результаты расчетов P - T параметров метаморфизма этапов М1 и М2 для блока Хан-Хухей. 1–5 – моренский метаморфический комплекс: 1 – гранатовый сланец М1 (обр. Х1903); 2, 3 – гранатовый сланец (обр. Х1905/2), фиксирующий переход от этапа М1 к этапу М2: 2 – этап М1 (центр порфиробласта граната), 3 – этап М2 (край порфиробласта граната); 4 – гранатовый сланец М2 (обр. Х1905/1); 5 – гранат-кордиеритовый сланец М2 (обр. Х1905); 6 – P - T оценка условий образования пород моренского комплекса (Козаков и др., 2019); 7–13 – эрзинский метаморфический комплекс: 7, 8 – гранатовые сланцы М1: 7 – обр. Х1942, 8 – обр. Х1926; 9, 10 – гранатовые сланцы и гранат-кордиеритовые гнейсы М2, фиксирующие снижение давления и температуры от центра к краю порфиробластов граната либо от центра порфиробластов к зернам матрикса (обр. Х1910, Х1910/2, Х1914/1, Х1918, Х1919, Х1920, Х1933, Х1934, Х1937, Х1943/2а, Х1943/4, Х1945/1); 9 – центр, 10 – край; 11, 12 – гранатовые и гранат-кордиеритовые гнейсы М2, фиксирующие снижение давления при одновременном повышении температуры от центра к краю граната (обр. Х1907/1, Х1924, Х1936, Х1936, Х1939, Х1940); 11 – центр, 12 – край; 13 – гранат-кордиеритовый гнейс М2 (обр. Х1940), продолжающий линию P - T тренда обр. Х1905/1 (подробности см. в тексте); 14 – P - T область метаморфического этапа М1 для Западного Сангилене (Каргополов 1991, 1997; Владимиров, 2005; Селятицкий и др., 2021); 15 – предполагаемый P - T тренд прогрессивного метаморфизма этапа М1 для Западного Сангилене и, вероятно, блока Хан-Хухей; 16 – P - T эволюция блока Хан-Хухей, полученная по совокупности определений условий метаморфизма пород моренского и эрзинского комплексов; 17 – регрессивный тренд для Западного Сангилене (Козаков и др., 2019). Тонкие стрелки соединяют P - T точки одного образца по направлению центр → край порфиробласта граната. P - T данные получены с использованием программы Thermocalc 321 (Powell et al., 1998).

$P = 6$ – 8 кбар, $T = 550$ – 650°C . Комплексные P - T оценки этапа М1 для блока Хан-Хухей сделаны только по одному образцу моренского комплекса (Х1905/2), в то время как для остальных получены значения T при заданном P . Для обр. Х1905/2 комплексные P - T значения по центру граната со-

ставляют ~ 9.5 кбар, $\sim 740^\circ\text{C}$ (табл. 1). Они хорошо согласуются с P - T оценками метаморфизма М1 на Западном Сангилене: 9 – 10 кбар и 750°C , которые отражают условия кианит-ортоклазовой субфазии (Козаков и др., 2019). Ровные прямолинейные контакты калиевого полевого шпата и плагиоклаза во включениях в ядре граната из обр. Х1905/2 указывают на их равновесный характер и принадлежность обоих минералов-включений именно к этапу М1. P - T оценки, сделанные по краю граната и зернам матрикса в этом же образце составляют ~ 8 кбар, 830°C и демонстрируют тренд со снижением давления и повышением температуры при росте граната (рис. 5). По нашему мнению, этот образец отражает изменение пиковых P - T условий при переходе от метаморфического этапа М1 к этапу М2 в моренском комплексе.

Отметим, что в обр. Х1901 и Х1903 извилистая форма выделений калиевого полевого шпата и его образование по границам зерен биотита, плагиоклаза и кварца, и имеющего с последними неравновесные (замещающие) контакты, демонстрируют его рост при повышении температуры, связанном, вероятно, с началом этапа М2, поскольку включение калишпата этапа М1 в центре граната из обр. Х1905/2 имеет ровные линейные контакты с другими минералами-включениями. Мусковит и кианит встречаются только в виде резорбированных реликтов (минеральные фрагменты неправильной формы) в некоторых образцах.

Наличие минеральных реликтов кианита и мусковита в *Grt-Crd* гнейсах эрзинского комплекса указывает на то, что первоначальные P - T условия были близки этапу М1 в моренском комплексе и является минералогическим свидетельством этапа М1 в эрзинском комплексе. Максимальные пиковые значения температуры этапа М2, полученные по образцам *Grt-Crd* гнейсов и *Grt* сланцев М2 эрзинского комплекса, составляют 860 – 880°C (обр. Х1933, Х1934, Х1945/1). Пиковое давление для этих образцов ~ 7 кбар. P - T тренды, соединяющие центр–край граната для большинства образцов ханхухейских гнейсов и сланцев М2 эрзинского комплекса, имеют регрессивный характер как по температуре, так и по давлению. Однако для некоторых образцов (1907/1, Х1924, Х1936, Х1940) P - T тренды, соединяющие центр–край граната, характеризуются снижением давления и ростом температуры (рис. 5).

Точка максимума по температуре (край) в обр. Х1905/2 моренского комплекса (~ 8 кбар, 830°C) практически совпадает с пиковой P - T оценкой двух образцов эрзинского комплекса: Х1910/2 (~ 8 кбар, 840°C) и Х1940 (~ 8 кбар, 820°C). Последний продолжает линию тренда обр. Х1905/2 с понижением давления и ростом температуры.

Для обр. Х1905 (*Grt-Crd-Sil* сланец М2 моренского комплекса) оценка раннего регрессивного этапа

показывает, что пик метаморфизма М2 в моренском комплексе был при $P > 5.5$ кбар и $T > 745^\circ\text{C}$. Эта оценка близка к P - T оценкам раннего регрессивного этапа для *Grt-Crd* гнейсов и сланцев М2 эрзинского комплекса и находится на линии их общего регрессивного P - T тренда (рис. 5). Оценки позднего регрессивного этапа для обоих комплексов практически совпадают по давлению, различаясь по температуре.

Итоговая P - T траектория (рис. 5), отражающая метаморфическую эволюцию блока Хан-Хухей и, вероятно, Западного Сангилен имеет форму P - T тренда “по часовой стрелке”, в которой присутствует: 1) предполагаемая прогрессивная ветвь кианитового метаморфизма М1 с одновременным повышением давления и температуры; 2) пик метаморфизма М1; 3) переходная от пика М1 к пику М2 область с понижением давления и ростом температуры; 4) пик высокоградиентного метаморфизма М2; 5) регрессивная ветвь М2 с одновременным понижением давления и температуры.

КВАРЦЕВЫЕ МОНЦОДИОРИТЫ КАК ТЕПЛОВОЙ ИСТОЧНИК ДЛЯ МЕТАМОРФИЗМА М2 В БЛОКЕ ХАН-ХУХЕЙ

Кварцевые монцодиориты были обнаружены впервые на территории блока Хан-Хухей. Они проявлены в пределах обоих метаморфических комплексов в виде небольших линзовидных, субпластовых или неправильной формы тел небольшого размера (до 5×10 м) среди *Grt-Crd* гнейсов и *Grt* сланцев М2. Поскольку для территории Западного Сангилен установлена генетическая связь габбро-монцодиоритовых интрузивов и высокоградиентного метаморфизма М2 (Изох и др., 2001; Владимиров и др., 2005; Селятицкий и др., 2021), находки тел кварцевых монцодиоритов в пределах блока Хан-Хухей имеют принципиальное значение для установления природы теплового источника высокоградиентного ордовикского метаморфизма М2.

Qtz монцодиориты — среднезернистые панидиоморфнозернистые породы. Образцы Х1904 и Х1912 сложены плагиоклазом (35–50 об. %), амфиболом (40–45 об. %), биотитом (5–10 об. %), кварцем (5 об. %) и калиевым полевым шпатом (5 об. %). Обр. Х1902 — среднезернистая порода, состоящая из плагиоклаза (30 об. %), зеленой роговой обманки (60 об. %), клинопироксена (<5 об. %), биотита (<5 об. %), кварца (5 об. %) и калиевого полевого шпата (5 об. %). Зерна клинопироксена в последнем образце имеют неправильную форму и замещаются амфиболом.

По петрохимическому составу обр. Х1902 и Х1912 относятся к породам нормального ряда, обр. Х1904 — субщелочного (рис. 6a; Supplementary 6, ESM_6.xlsx). По достаточно низкому содер-

жанию SiO_2 и повышенным концентрациям CaO и MgO описываемые магматические породы могут быть отнесены к габбро или габбродиоритам — на TAS диаграмме обр. Х1904 и Х1912 находятся в центральной части поля основных пород (рис. 6). Наличие реликтов клинопироксена, замещенных зеленым амфиболом в обр. Х1902, с учетом петрохимии двух других образцов дает основания полагать, что наблюдаемый в породах амфибол является поздним и не является первично магматическим, а клинопироксен мог изначально присутствовать в значительных количествах во всех образцах. Однако почти полное отсутствие клинопироксена, широкое развитие амфибола, наличие интеркулусного калиевого полевого шпата и кварца позволяют относить их к умеренно-щелочному ряду средних пород и называть кварцевыми монцодиоритами.

По минералогическому и петрохимическому составу обнаруженные кварцевые монцодиориты блока Хан-Хухей близки габброидам и монцодиоритам Баянкольского, Эрзинского и Башкымугурского габбро-монцодиоритовых массивов ордовикского возраста на Западном Сангилене (Шелепаев и др., 2018; Кармышева и др., 2019). На вариационной диаграмме $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 6b) точки их составов ложатся на единый тренд дифференциации базитового расплава, из которого образовались габбро-монцодиоритовые массивы Западного Сангилене. По геохимическим характеристикам (РЗЭ спектрам и спайдер-диаграммам, рис. 7) монгольские кварцевые монцодиориты идентичны монцодиоритам Баянкольского и Башкымугурского массивов Западного Сангилене. Эти два массива имеют практически одинаковые РЗЭ-спектры (рис. 7a), но разный возраст: 490 млн лет и 465 млн лет соответственно (Шелепаев и др., 2018).

Сходство геологической ситуации блоков Хан-Хухей и Западный Сангилен в совокупности с петро-геохимическим сходством с коллизионными габбро-монцодиоритовыми массивами последнего может указывать на ордовикский возраст обнаруженных в Монголии кварцевых монцодиоритов. Кроме того, само наличие монцодиоритовых магматических тел здесь косвенно указывает и на существование габброидной составляющей по аналогии с Западным Сангиленом.

Таким образом, обнаруженные кварцевые монцодиориты могут свидетельствовать о наличии ордовикского интрузивного габбро-монцодиоритового теплового источника для метаморфизма М2 в блоке Хан-Хухей. По геохимическому подобию монцодиоритов блоков Хан-Хухей и Западный Сангилен и сходству их геологической позиции можно сделать предварительный вывод о едином магматическом источнике в ордовике для этих двух блоков.

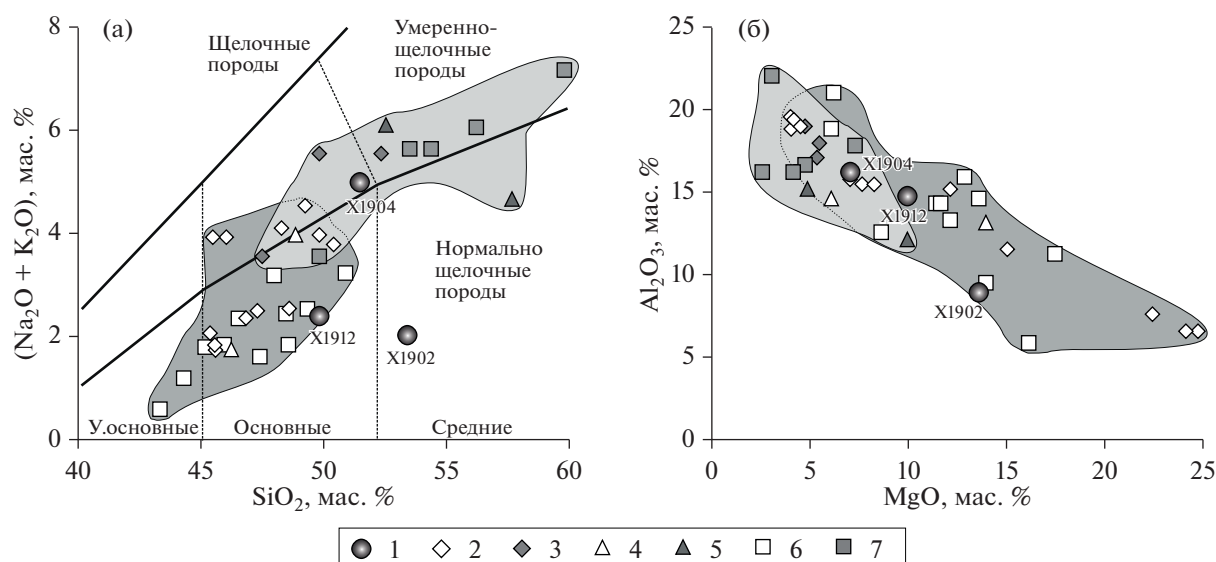


Рис. 6. Состав кварцевых монцодиоритов Тувино-Монгольского массива на TAS диаграмме и $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ вариационной диаграмме. 1 – впервые обнаруженные кварцевые монцодиориты блока Хан-Хухей (Монголия), 2–7 – ордовикские коллизионные габбро-монцодиоритовые массивы Западного Сангилена (Шелепаев и др., 2018; Кармышева и др., 2019): 2, 3 – габброиды и монцодиориты Баянкольского массива соответственно, 4, 5 – габброиды и монцодиориты Эрзинского массива соответственно, 6, 7 – габброиды и монцодиориты Башкымугурского массива соответственно.

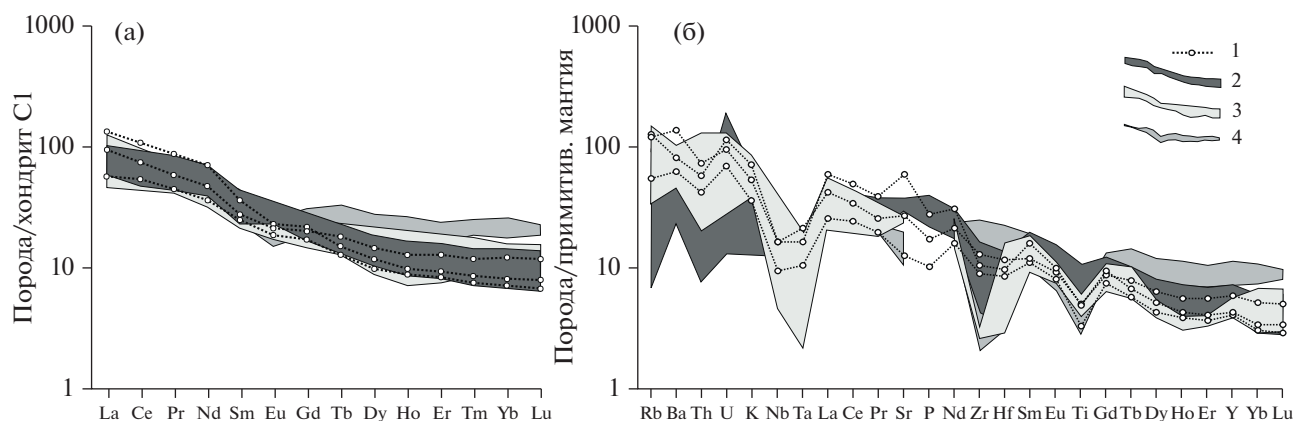


Рис. 7. Геохимия кварцевых монцодиоритов блока Хан-Хухей в сравнении с ордовикскими монцодиоритами Западного Сангилена. (а) – РЗЭ спектры, нормированные на состав хондрита C1 (Boynton, 1984), (б) – мультиэлементные спектры, нормированные на состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989). 1 – кварцевые монцодиориты блока Хан-Хухей, 2–4 – монцодиориты ордовикских коллизионных габбро-монцодиоритовых массивов Западного Сангилена (Шелепаев и др., 2018): 2 – Баянкольский, 3 – Башкымугурский, 4 – Эрзинский массивы.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА

С целью реконструкции термального состояния коры в процессе формирования метаморфических комплексов блока Хан-Хухей выполнено термомеханическое моделирование. Рассмотрена двумерная модель процесса коллизии Агардагского (Таннуольского) островодужного блока и континентального Тувино-Монгольского массива. Начальная геометрия модельной области и граничные условия приведены на рис. 8.

Мощность коры до столкновения Агардагского (Таннуольского) островодужно-океанического блока и Тувино-Монгольского массива принята одинаковой, 30 км. Контакт блоков в модели представляет собой наклонный под 45° в сторону островодужного блока шов. Итоговая конфигурация коры коллизионного орогена и установившаяся температура определяется из решения задачи о деформировании двух плит с разными реологическими свойствами, лежащих на вязко-пластичном основании (мантии). Термо-реологические параметры вещества коры и мантии, принятые в

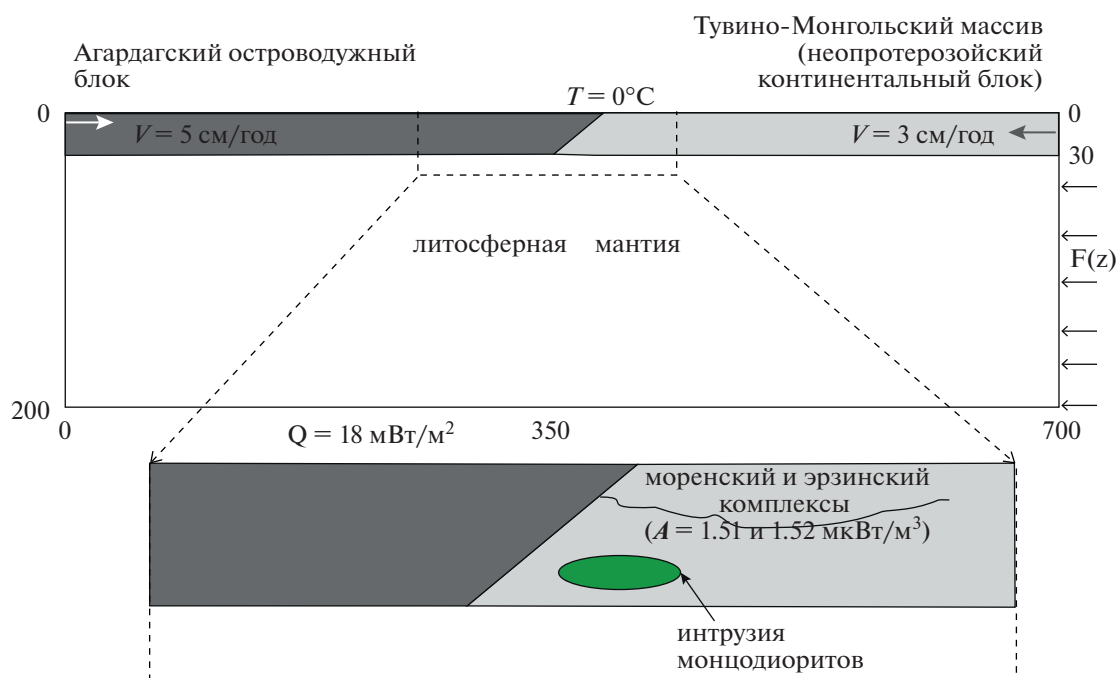


Рис. 8. Начальная геометрия модельной области и граничные условия в задаче коллизии Агардагского/Таннуольского островодужно-океанического блока и Тувино-Монгольского массива. A — мощность радиоактивных источников тепла, Q — мантийный тепловой поток, V — скорость сближения плит, $F(z)$ — уравнивающая сила на боковой границе мантийной области модели ввиду изменения массы вещества в процессе утолщения коры. Овалом на вставке показано положение монцодиоритовой интрузии на этапе M2.

модели, следующие. В настоящей работе использовались полные определяющие соотношения с учетом упругой, пластической, вязкой (крип) деформаций и термического расширения.

Механические свойства характеризуется различной реологией: кора ТММ описывается свойствами вязко-пластичности:

$$\eta = A^n \exp\left(\frac{H}{nRT}\right) \dot{\epsilon}^{1-n},$$

где $\dot{\epsilon}$ — скорость деформации, A , n , H — экспериментальные параметры в законе течения. Для вещества коры ТММ использовались параметры сухого диабазы (Carter, Tsenn, 1987). Пластичность описывается, согласно закону Хубера—Мизеса, с пределом пластичности 50 МПа для континентальной (ТММ) и 28 МПа для океанической (Агардагской) плиты. Свойства мантии описываются законом пластичности Мизеса с пониженным пределом пластичности $\sigma_y = 10$ МПа (Sizova et al., 2014), вязкие деформации соответствуют параметрам сухого оливина (Karato, Wu, 1993).

Решались уравнения в двухмерной постановке: уравнения механического равновесия, уравнения теплопроводности и определяющее соотношение, которое описывает реологические свойства материала. Рассматривалась постановка связанной термомеханической задачи в приближении плоских

деформаций. Подробные формулировки уравнений и описание численного метода решения приведено в работах (Полянский и др., 2019а, 2019б) и здесь не повторяются.

Граничными условиями являются постоянная температура на поверхности $T_{surf} = 0^\circ\text{C}$ и мантийный тепловой поток в основании области $Q = 18$ мВт/м². Типичные значения мантийного теплопотока для стабильной палеозойской коры лежат в интервале 11–24 мВт/м² (Hacker et al., 2011; Jaupart, Mareschal, 2003). Значение мантийного теплового потока, характеризующего термальный режим коры Тувино-Монгольского массива во время кембрий-ордовикских событий, принято средним из указанного интервала. В уравнении теплового баланса принимались постоянные значения: $k = 2, 3.5$ Вт/м·К — теплопроводность коры и мантии, $\rho = 3.0, 2.8, 3.3$ г/м³ — плотность океанической, континентальной плит и мантии, соответственно, $C_p = 1250$ кДж/кг — изобарическая теплоемкость, A (мкВт/м³) — мощность радиоактивных источников (РТИ). Теплогенерация за счет РТИ, распределенных в коре, является определяющим параметром для оценки теплового режима коры наряду с мантийным тепловым потоком и теплопроводностью. Концентрация радиоактивных элементов, как правило, снижается с глубиной, согласно распределению Берча—Лашенбрука, однако для

многих коллизионно-складчатых областей такая закономерность в пределах коры не наблюдается (Jaupart, Mareschal, 2003). Геохимические исследования фракционирования РТИ при плавлении корового вещества показывают, что их концентрация определяется, в первую очередь, составом источника, а не глубиной залегания (Bea, 2012). Имеется несколько моделей распределения РТИ в земной коре: экспоненциальное снижение с глубиной, однородное в теплогенерирующем сиалическом слое коры, кусочно-постоянное в многослойной коре (Stüwe, 2007; Hacker et al., 2011; Bea, 2012).

Концентрации радиоактивных элементов (U, Th, K) и мощность радиогенных источников тепла в породах моренского и эрзинского метаморфических комплексов приведены в Supplementary ESM_7, ESM_7.xlsx. На основании измеренного содержания радиоактивных элементов в моренском и эрзинском метаморфических комплексах Хан-Хухей радиоактивная теплогенерация оказалась практически одинаковой для двух комплексов: 1.51 и 1.52 мкВт/м³. Эти породы составляют средний слой утолщенной коры, соответствующий глубине 18–30 км (5–8 кбар). Считая, что измеренное содержание РТИ характеризует средний состав всей коры, мы используем модель с однородным тепловыделением.

Граничные условия для механической задачи: свободная верхняя поверхность, условия свободного скольжения на фиксированном основании литосферной мантии, уравнивающее литостатическое давление на боковой границе мантии ($F(z)$ на рис. 8). Кинематические граничные условия на боковых границах предполагают, что блоки коры сближаются в горизонтальном направлении с заданными скоростями в течение млн лет, вызывая обдукцию островодужных толщ аллохтона и погружение континентального блока. Предполагается, что после прекращения коллизии и скучивания произошло внедрение высокотемпературной магмы монцодиоритового состава, вызвавшее метаморфизм этапа М2. Ввиду обнажения только верхних апофиз интрузива, наблюдаемых на современном срезе, и неопределенности его строения на глубине, мы задаем безкорневое магматическое тело произвольной формы размером 22 × 14 км (Cruden, Weinberg, 2018).

Результаты моделирования

Результаты численного моделирования коллизионного этапа (М1) показаны на рис. 9а. Приведена структура деформированной коры, возникающая при столкновении блоков. Сближение блоков задавалось при начальной одинаковой толщине коры и продолжалось до того момента, когда мощность коры при надвигании и подслаивании увеличилась в 1.5–2 раза. Затем конвергенция прекра-

щается и происходит термальная стабилизация утолщенной коры. Западный блок полого надвигается, а восточный погружается и подслаивается (рис. 9а). Глубокой субдукции не происходит ввиду положительной плавучести материала коры относительно окружающей мантии. Длительность сближения плит в данном расчете составляла 1.2 млн лет со скоростью 8 см/год. Ввиду неопределенности продолжительности и скорости конвергенции эти параметры при моделировании не варьировались. В процессе коллизии возникает температурная аномалия ввиду утолщения коры, содержащей радиоактивные теплогенерирующие элементы. Равновесное термальное состояние в коре, установившееся за 50 млн лет, показано на рис. 9а. При более длительной коллизии и утолщении коры температурная аномалия в килевой части растет, профили температуры в зоне коллизии (по линии EF) соответствуют на рис. 9в геотермам этапа М1 при разной длительности коллизионного этапа. При реальных значениях теплогенерации 1.52 мкВт/м³ и утолщенной коре до 40–45 км температурные кривые не попадают в область устойчивости силлиманита даже при длительности коллизионного этапа 100 млн лет. Максимальная температура достигается в килевой области утолщенной коры и не превышает ~700°C. На глубине, соответствующей литостатическому давлению этапа М1 7–7.5 кбар, температура не превышает 550–630°C (рис. 9в).

Модель метаморфического этапа М2, связанного с интрузией магмы, приведена на рис. 9б. На рисунке показано распределение температуры в коре через 1 млн лет после “мгновенного” внедрения монцодиоритовой магмы с начальной температурой 1200°C. Этот момент соответствует максимальному прогреву вблизи магматического тела, на предполагаемом уровне современного эрозионного среза, обозначенного линией CD на рис. 9б.

По результатам двухмерного моделирования на рис. 9в приведены три стационарные геотермы, отвечающие этапу М1 с разной предполагаемой длительностью коллизионной стадии от 50 до 100 млн лет, а также геотерма постколлизионного этапа М2, связанного с магматическим источником тепла. На рис. 9в показана температурная кривая вдоль линии АВ с учетом плотности коры 2700 кг/м³. Температура над интрузивным телом соответствует P - T оценкам метаморфизма этапа М2, полученным по данным минеральной термобарометрии. Обобщая результаты моделирования двух этапов метаморфизма, можно заключить, что температура порядка 850°C при давлении 7–8 кбар не достигается за счет радиогенного тепла при утолщении коры в процессе скучивания. Указанная температура достижима только при наличии магматического источника тепла при интрузии в нижнюю кору.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для блока Западный Сангилен выделяются этапы тектоно-магматической эволюции с возрастными интервалами 570–540 млн лет — островодужная стадия (Шелепаев и др., 2018); 525–490 млн лет — коллизионная стадия, метаморфизм повышенных давлений барровианского типа с критической ассоциацией гранат + ставролит + кианит (Козаков и др., 2019; Козаков, Азимов, 2017); 465–440 млн лет — постколлизионная трансформно-сдвиговая стадия высоких T и низких P с метаморфическими ассоциациями, включающими силлиманит и кордиерит (Владимиров и др., 2005; Кузьмичев, 2004). Для блока Западный Сангилен по (Гибшер и др., 2017) возраст гранат-кианитовых сланцев хопсугской толщи моренского комплекса, установленный U/Pb методом по цирконам, составляет 515 млн лет и соответствует этапу метаморфизма M1; по данным (Травин и др., 2016) Ag-Ag датировки *Grt-St-Ky* сланцев M1 составляют 513–511 млн лет. Менее детально установлены возрастные рубежи для блока Хан-Хухей: получено два определения возраста син-метаморфических гранитоидных массивов: 513 и 505 млн лет (Козаков и др., 2019).

Метаморфические комплексы высоких степеней вплоть до гранулитового уровня широко распространены на территории Западного Сангилен и локально проявлены в блоке Хан-Хухей. Породы последнего считаются вещественными аналогами метаморфических комплексов Западного Сангилен (Митрофанов и др., 1981) и объединяются с последними в пределах единого Сангиленского террейна (Badarch et al., 2002).

По тектонической схеме (Владимирова и др., 2005) для Западного Сангилен выделяются две сдвиговые зоны — Эрзинская и Кокмолгаргинская, ограничивающие Мугуро-Чинчиликский (моренский метаморфический комплекс) и Эрзин-Нарынский (эрзинский метаморфический комплекс) тектонические блоки. Эта область в кембрии–ордовике испытала смену обстановок сжатия (540–490 млн лет) на обстановку растяжения со сдвигом (490–430 млн лет) (Владимиров и др., 2005). Предполагается, что в период сжатия орогенез сопровождался увеличением мощности континентальной коры.

Реконструированная P - T эволюция метаморфизма, установленная по данным геотермобарометрии, характеризует смену режимов в блоке Хан-Хухей во время кембрий-ордовикских тектонотермальных событий (рис. 9в). Коллизионный этап, сопровождаемый метаморфизмом M1, характеризуется геотермой, лежащей в поле устойчивости кианита. Повышение температуры на этапе M2 до 780–880°C при 7–8 кбар не может быть объяснено радиогенными источниками тепла и требует поступления дополнительного тепла

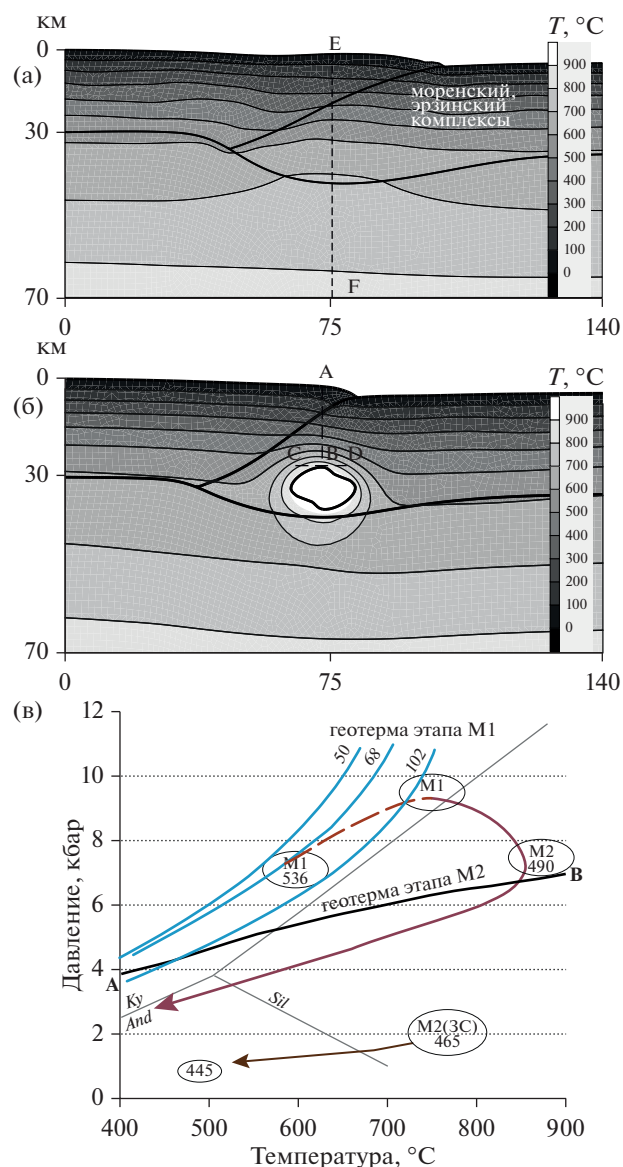


Рис. 9. Результаты термомеханического моделирования двух этапов тектонотермального режима конвергенции Агардагского (слева) и Тувино-Монгольского блоков. Приведено распределение температуры и конфигурация деформированной коры. Границы блоков показаны сплошными линиями. (а) — коллизионная стадия, на момент через 50 млн лет с начала коллизии, линия EF соответствует геотермам этапа M1 на рис. (в); (б) — стадия интрузии монодиоритов (через 1 млн лет с момента внедрения), линия CD — уровень эрозионного среза; (в) — P - T тренды метаморфической эволюции пород моренского и эрзинского комплексов блока Хан-Хухей и модельные геотермы двух этапов, характеризующие режимы коллизионного метаморфизма (M1) и высоко-градиентного метаморфизма (M2). Жирные линии со стрелками означают смену этапов метаморфизма от M1 к M2 и регрессивного этапа M2 по результатам геотермобарометрических оценок (см. рис. 6), регрессивный тренд M2(3C) соответствует метаморфическому этапу низких давлений при внедрении базитовых интрузий блока Западный Сангилен (Каргополов, 1997; Владимирова и др., 2005). Числа в овалах — возраст этапов в млн лет (источники см. в тексте).

за счет интрузий магмы. Вероятным тепловым источником может являться интрузия монцодиоритов, локальные апофизы которой наблюдаются среди пород моренской и эрзинской толщи. Они представляют собой согласно залегающие субпластовые тела и линзы монцодиоритов с поперечным размером 0.5 м. Поэтому мы связываем *P-T* тренд от М1 до М2 с воздействием магматической интрузии, основное тело которой не обнажено и предполагается глубже уровня современного эрозионного среза. Скрытые магматические источники тепла встречаются не редко (Kelsey, Hand, 2015), в частности, были описаны в Чулышманском метаморфическом поясе Горного Алтая (Полянский и др., 2019б). Ввиду незначительного объема закартированных монцодиоритовых интрузий в пределах блока Хан-Хухей (в отличие от Западного Сангилене), это предположение требует дополнительных исследований.

*Сравнение *P-T* условий и этапов метаморфизма блоков Хан-Хухей и Западный Сангилене*

Предполагалось, что метаморфические породы блока Хан-Хухей являются вещественными аналогами комплексов Западного Сангилене (Митрофанов и др., 1981) и на основании этого оба блока относились к единому структурно-тектоническому подразделению — Сангиленскому террейну (Badarch et al., 2002). Однако позднее было высказано предположение о разной истории формирования двух ключевых комплексов блока Хан-Хухей, эрзинского и моренского (Козаков и др., 2019). Полученные в настоящей работе *P-T* оценки демонстрируют двухэтапный характер метаморфической эволюции и позволяют предложить следующий сценарий тектоно-метаморфических событий.

Этап М1, как и на Западном Сангилене, вероятно, обусловлен коллизионными событиями: утолщением коры и увеличением мощности обогащенного РТИ сиалического слоя. Концентрация РТИ, фиксируемая для моренского и эрзинского метаморфических комплексов, обеспечивает тепловыделение в 1.5 раза выше в сравнении с типичным значением для палеозойских областей (0.8–1.0 мкВт/м³, (Jaupart, Mareschal, 2003; Bea, 2012)). По данным (Козаков и др., 2019), длительность коллизионного процесса и связанного с ним надвигообразования для блока Хан-Хухей установлена в интервале между внедрением до- и постколлизионных гранитов 516/510 и 490/485 млн лет, т.е. в течение 20–30 млн лет. Для Западного Сангилене в работе (Владимиров и др., 2005 и ссылки в ней), по геохронологическим данным разных авторов, продолжительность коллизионной стадии составляет около 35 млн лет, в интервале от 525 до 490 млн лет. Таким образом, можно предполагать синхронность коллизионных дви-

жений в обоих блоках. Метаморфизм блока Хан-Хухей мог быть вызван орогенными процессами и сопровождался термической релаксацией при действии внутренних источников радиоактивного тепла, согласно известной модели (England, Thompson, 1984). Признаками коллизионных процессов, определенными нами по результатам структурного анализа, является тип деформаций, характерных для тангенциального сжатия в обоих. Формирование деформационно-надвиговых структур охватывало, по-видимому, всю кору: в верхней части реализовывались надвиги, в средней—нижней коре преобладали вязко-пластические деформации сжатия (смятия) до глубин не менее 25–30 км (7–8 кбар).

Смена геодинамического режима отражается в эволюции параметров метаморфизма: *P-T* тренд характеризуется повышением температуры и давления (погружение пород эрзинского и моренского комплексов), а затем снижением давления (развал орогена) и ростом температуры (внедрение монцодиоритовой магмы). Облако *P-T* точек метаморфического этапа М2 лежит вне кривой геотермы коллизионного орогена и указывает на внешний источник тепла при метаморфизме М2. Этот этап соответствует фиксируемому на Западном Сангилене этапу растяжения со сдвигом и интрузиям мантийных магм в ослабленных зонах локализации деформаций (Владимиров и др., 2005; Полянский и др., 2021).

Grt сланцы М1 присутствуют как в моренском, так и в эрзинском комплексе, что не согласуется с представлениями в работе (Козаков и др., 2019) о том, что эрзинский комплекс имел собственную метаморфическую историю, и не испытывал кианитового метаморфизма. Это опровергают реликтовые находки кианита и мусковита в *Grt-Crd* гнейсах эрзинского комплекса. Также и *Grt* сланцы М2 присутствуют в обоих метаморфических комплексах, указывая на то, что породы моренского комплекса также подвергались высокоградияментному метаморфизму М2, о чем свидетельствует развитие в них кордиерита, силлиманита и калиевого полевого шпата, замещающего биотит и мусковит. Таким образом, реконструкция *P-T* трендов метаморфических пород свидетельствуют об общей раннекембрийской эволюции этих двух комплексов на окраине Тувино-Монгольского массива. Разница между ними заключается в следующем. В моренском комплексе преимущественно сохранены признаки этапа М1 при слабом проявлении этапа М2 в связи с очень локальным воздействием магматического (базитового) теплового источника (габбро(?)-монцодиоритовые тела). В эрзинском комплексе этап М1 сохранен реликтивно, а этап М2 проявлен широко и фиксируется надежно для большинства образцов. При этом регрессивный этап М2 проявлен в

породах обоих комплексов и является для них общим.

Таким образом, можно заключить, что охарактеризованные породы моренского и эрзинского комплексов имели единую кембрий-ордовикскую метаморфическую историю. Их осадочные протолиты были преобразованы при коллизии в условиях кианитового метаморфизма М1 (кембрий), затем в разной степени испытали наложенный высокоградиентный метаморфизм М2 (ордовик) и две стадии регрессивного метаморфизма при подъеме пород к поверхности.

ВЫВОДЫ

1. Установлена последовательность температурных режимов, определяющих два этапа метаморфизма блока Хан-Хухей: (1) синколлизийный прогрев за счет утолщения коры и повышения содержания РТИ и (2) нагревания, связанного с воздействием интрузивного магматического тепла. Структурно-кинематические данные указывают на разные деформационные режимы: взбросо-надвигового типа на этапе М1 и сдвигового на этапе М2.

2. Полученные количественные *P-T* оценки параметров метаморфизма блока Хан-Хухей позволяют провести корреляцию с этапами метаморфизма Западного Сангилен. Установлен тренд метаморфизма “по часовой стрелке”, характеризующий стадии погружения, деструкции орогена, магматического теплового воздействия. Реконструкция метаморфической эволюции и результаты численного моделирования указывают на совместную тектоно-метаморфическую историю эрзинского и моренского комплексов.

3. Впервые установлено присутствие интрузивных тел кварцевых монцодиоритов в пределах блока Хан-Хухей. Обнаруженные интрузивные тела могут быть апофизами глубинных габбро-монцодиоритовых интрузий, которые представляют скрытый тепловой источник метаморфического этапа М2, проявленного в блоке Хан-Хухей.

Источники финансирования. Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№№ 122041400176-0, 122041400057-2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азимов П.Я., Козаков И.К., Глебовицкий В.А. Раннепалеозойский сверхвысокотемпературный низкобарный (УНТ/LP) метаморфизм в Сангиленском блоке Тувино-Монгольского массива // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 2. С. 158–162.

Аранович Л.Я., Косякова Н.А., Перчук А.Л., Федькин В.В. Термальные события в литосфере: количественные оценки на основе геотермобарометрии // Экспериментальные проблемы геологии. М.: Наука, 1994. С. 294–323.

Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др. Модель тектонометаморфической эволюции Сангилен (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Докл. АН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.

Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А. и др. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилен (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизийной системы на Северо-Западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 283–310.

Геологическая карта Республики Тыва (СФО). По материалам Госгеолкарта-1000 и Госгеолкарта-200 (Отв. исп. Струнин Б.М). 2002.

Гибшер А.С., Гибшер А.А., Мальковец В.Г. и др. Природа и возраст высокobarического (кианитового) метаморфизма Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое. Материалы V Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия, Санкт-Петербург. СПб: ИГГД РАН, 2017. С. 52–53.

Изох А.Э., Каргополов С.А., Шеленаев Р.А. и др. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири. Материалы научно-практической конференции. Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 68–72.

Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии–кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.

Каргополов С.А. Метаморфизм мугурского зонального комплекса (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 1991. Т. 32. № 3. С. 109–119.

Каргополов С.А. Малоуглубленные гранулиты Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува). Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1997. 272 с.

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Шеленаев Р.А. и др. Баянкольская габбро-гранитная ассоциация: состав, возрастные рубежи, тектонические и геодинамические обстановки (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 7. С. 916–933.

Козаков И.К., Азимов П.Я. Геодинамическая обстановка формирования гранулитов Сангиленского блока Тувино-Монгольского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 635–643.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 173–189.

Козаков И. К., Сальникова Е. Б., Анисимова И. В. и др. Тектоническая позиция метаморфических поясов позднего неопротерозоя–раннего палеозоя в структуре Тувино-Монгольского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2019. Т. 27. № 1. С. 47–64.

- Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.
- Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 153 с.
- Монгуш А.А. Вендские внутримитные офиолиты и островодужные магматические комплексы Тувы: тектоническая позиция, геодинамическая интерпретация // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и их минерогения. Материалы IV Международной конференции и III Молодежной школы-семинара. Улан-Уде: Изд-во ГИ СО РАН, 2012. С. 104–107.
- Перчук Л.Л., Лаврентьева И.В., Аранович Л.Я., Подлесский К.К. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма. М.: Наука, 1983. 196 с.
- Полянский О.П., Каргополов С.А., Изох А.Э. и др. Роль магматических источников тепла при формировании регионального и контактовых метаморфических ареалов Западного Сангилен (Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2019а. Т. 10. № 2. С. 309–323.
- Полянский О.П., Каргополов С.А., Бабичев А.В., Ревердатто В.В. Высокоградиентный метаморфизм и анатексис в Телецко-Чулышманском поясе (Горный Алтай): новые данные о возрасте, оценка *P-T* параметров и термотектоническая модель // Геология и геофизика. 2019б. Т. 60. № 12. С. 1775–1796.
- Полянский О.П., Изох А.Э., Семенов А.Н. и др. Термомеханическое моделирование формирования многокамерных интрузий для выявления связи плутонометаморфизма с габбро-диоритовыми массивами Западного Сангилен, Тува, Россия // Геотектоника. 2021. № 1. С. 1–21.
- Селяцкий А.Ю., Полянский О.П., Шелепаев Р.А. Глубинный контактово-метаморфический ореол Баян-кольского габбро-монцодиоритового массива – индикатор нижнекоровых базитовых камер (Западный Сангилен, Ю-В Тува) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 9. С. 1204–1226.
- Склярв Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Метаморфизм и тектоника. М.: Изд-во Интернет Инжиниринг, 2001. 216 с.
- Сухоруков В.П., Полянский О.П., Крылов А.А., Зинovieв С.В. Реконструкция *P-T* тренда метаморфизма глиноземистых сланцев Цогтского блока (Монгольский Алтай) на основании зональности граната // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 441–464.
- Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 553–574.
- Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
- Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтман Р. Коллизионный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 653–672.
- Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.
- Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87–110.
- Bea F. The sources of energy for crustal melting and the geochemistry of heat-producing elements // Lithos. 2012. V. 153. P. 278–291.
- Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth elements cosmochemistry. Ed. P. Henderson. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Carter N.L., Tsenn M.C. Flow properties of continental lithosphere // Tectonophysics. 1987. V. 136. P. 27–63.
- Cruden A.R., Weinberg R.F. Mechanisms of magma transport and storage in the lower and middle crust—magma segregation, ascent and emplacement // Volcanic and Igneous Plumbing Systems. Amsterdam: Elsevier, 2018. P. 13–53.
- Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E. The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // Mineral. Petrol. 2006. V. 88. P. 419–441.
- 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. Petrol. 1984. V. 25. P. 894–928.
- Jaupart C., Mareschal J.-C. Constraints on crustal heat production from heat flow data // The crust (Ed. R.L. Rudnick) 2003. V. 3. Treatise in Geochemistry (Eds. H.D. Holland and K.K. Turekian). Oxford: Elsevier-Pergamon, P. 65–84.
<https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03017-6>
- Johnson M.R.W., Harley S.L. Orogenesis: the making of mountains. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2012. 388 p.
- Hacker B.R., Kelemen P.B., Behn M. Differentiation of the continental crust by relaxation // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 307. P. 501–516.
- Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 309–343.
- Holcombe R.J. Mapping and structural geology in mineral exploration: Where theory hits the fan. HCOV Global, 2016. 233 p.
- Karato S., Wu P. Rheology of the upper mantle: a synthesis // Science. 1993. V. 260. P. 771–778.
- Kelsey D.E., Hand M. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings // Geosci. Frontiers. 2015. V. 6. P. 311–356.
- Kröner A., Lehmann J., Schulmann K. et al. Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by late Paleozoic accretion // Amer. J. Sci. 2010. V. 310. P. 523–574.
- Powell R., Holland T.J.B., Worley B. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 577–588.

Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P. et al. The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer, 2019. 330 p.

Sizova E., Gerya T., Brown M. Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision // Gondwana Res. 2014. V. 25. P. 522–545.

Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B. et al. Age of Palaeozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian Massif of the Central Asian Mobile Belt: loss of Precambrian microcontinent // Precamb. Res. 2001. V. 110. P. 143–164.

Stüwe K. Geodynamics of the Lithosphere. Berlin: Springer, 2007. 493 p.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. № 1. P. 185–187.

Early Paleozoic Tectonothermal Evolution of the Khan-Khukhay Metamorphic Complex (Northern Mongolia)

O. P. Polyansky¹, A. Yu. Selyatitskii¹, S. V. Zinoviev¹, and A. V. Babichev¹

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

A reconstruction of metamorphic stages of Moren and Erzin metamorphic Complexes in the Khan-Khukhay block of Northern Mongolia presented in the paper. Based on it a general geodynamic history of Sangilen terrain of Tuva-Mongolia Massif discussed. Reconstructed “clock-wise” *P-T* trend demonstrated two stage of metamorphism, the first of which is due to collision metamorphism with *P-T* parameters of 9 kbar, 740°C, the second one is due to regional magmatic episode with *P-T* parameters of 6–7 kbar, 860–880°C. Geochemical and petrological peculiarities of rocks in the Khan-Khukhay block demonstrates resemblance with metamorphic block of Western Sangilen in South-East Tuva. In the first time quartz monzodiorite intrusive bodies founded within Khan-Khukhay block. Their geochemical peculiarities are similar to Ordovician gabbro-monzodiorite intrusives of Western Sangilen. Quartz monzodiorite intrusives of Khan-Khukhay are likely a small apophysis of a deep-crust intermediate magma chamber and can present probable thermal source of metamorphic stage M2 in the Khan-Khukhay block. Numerical thermo-mechanical model of metamorphism in the Khan-Khukhay block explain heating in the thickening crust during collision due to higher radiogenic heat source of 1.52 μW/m³. Using computer modeling was show that the *P-T* parameters of second metamorphic stage can realize only by means of magmatic heat from monzodiorite intrusion. Reconstruction of *P-T* parameters using mineral thermobarometry, similarity of geochemical characteristics, as well as the results of thermomechanical modeling allow us to conclude that the Erzin and Moren complexes have undergone a joint tectono-metamorphic evolution.

Keywords: metamorphism, thermobarometry, metamorphic complex, Khan-Khukhay, *P-T* trend, numerical modeling, heat source, geochemistry, Sangilen