

УДК 551.2:552.4 (571.52+517.3)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ПОЗДНЕГО НЕОПРОТЕРОЗОЯ–РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ В СТРУКТУРЕ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

© 2019 г. И. К. Козаков*, Е. Б. Сальникова, И. В. Анисимова, П. Я. Азимов, В. П. Ковач, Ю. В. Плоткина, М. В. Стифеева, А. М. Федосеенко

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия
E-mail: ivan-kozakov@yandex.ru

Поступила в редакцию 12.02.2018 г.

Поступила после доработки 30.04.2018 г.

Тувинно-Монгольский террейн (ТМТ) Центрально-Азиатского складчатого пояса представляет собой композитную структуру с венд-кембрийским терригенно-карбонатным чехлом. Становление структуры северной части ТМТ фиксируют гранитоиды сумсунурского комплекса с возрастом 785 ± 11 млн лет. Сангиленский и Ханхухэйский блоки его южной части также образуют композитную структуру, сформированную в ходе раннепалеозойского (500–490 млн лет) регионального метаморфизма низкого-умеренного давления, достигающего амфиболитовой гранулитовой фации. В моренском комплексе обоих блоков установлен более ранний метаморфизм повышенного давления. В Сангиленском блоке этот метаморфизм достигал условий кианит-гранат-биотит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации (температура $\sim 750^\circ\text{C}$, давление 9–10 кбар). Верхнюю возрастную границу этого метаморфизма определяют граниты с возрастом 536 ± 6 млн лет, секущие мигматизированные биотитовые гнейсы моренского комплекса. Последние прорваны гранитоидами Ортоадырского массива, для которых ранее была получена оценка возраста 521 ± 12 млн лет (U-Pb метод, TIMS). Его внедрение предшествовало раннепалеозойскому метаморфизму низкого-умеренного давления, интервал формирования которого определяют син- и постметаморфические гранитоиды с возрастными 496 ± 4 и 489 ± 3 млн лет. В Ханхухэйском блоке установленное значение возраста гранитоидов ортоадырского комплекса 513 ± 4 млн лет более точно фиксирует нижнюю возрастную границу коллизионного процесса. Это определяет сочленение фрагментов метаморфического пояса повышенного давления со структурами фундамента и карбонатного шельфового чехла Тувинно-Монгольского террейна, а также верхнюю возрастную границу интервала раннего метаморфизма. Становление главной картируемой структуры Ханхухэйского блока и регионального метаморфизма низких-умеренных давлений фиксируют синметаморфические гранитоиды с возрастом 505 ± 2 млн лет. В целом метаморфические породы Сангиленского, Ханхухэйского и Каахемского блоков можно рассматривать как фрагменты метаморфического пояса повышенного давления позднего эдиакария, причлененные в интервале около 515–505 млн лет к западной окраине ТМТ после внедрения гранитоидов ортоадырского комплекса и переработанные в условиях раннепалеозойского регионального метаморфизма низких-умеренных давлений.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, Тувинно-Монгольский террейн, неопротерозой, ранний палеозой, геохронология, циркон, региональный метаморфизм, магматизм

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-59032747-64>

ВВЕДЕНИЕ

Тувинно-Монгольский, Дзавханский и Сонгинский террейны являются наиболее крупными фрагментами докембрийской континентальной коры центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1). Тувинно-Монгольский террейн (ТМТ) представляет собой композитную структуру с эдиакарий-кембрийским терригенно-карбонатным чехлом. В состав фундамента его северной части входят нео- и мезопротерозойские (1034–900 млн лет)

вулcano-плутонические комплексы Дунжугурской дуги энсиматической островной дуги (Khain et al., 2002; Кузьмичев, Ларионов, 2013), неопротерозойские вулcano-плутонические образования Сархойской энсиматической островной дуги и Шишхидской энсиматической островной дуги с возрастными 782 ± 7 и 800 ± 3 млн лет соответственно (U-Pb метод по циркону, SIMS, Kuzmichev et al., 2005), а также вулканокластические породы Окинской аккреционной призмы (Кузьмичев, Ларионов, 2011, 2013).

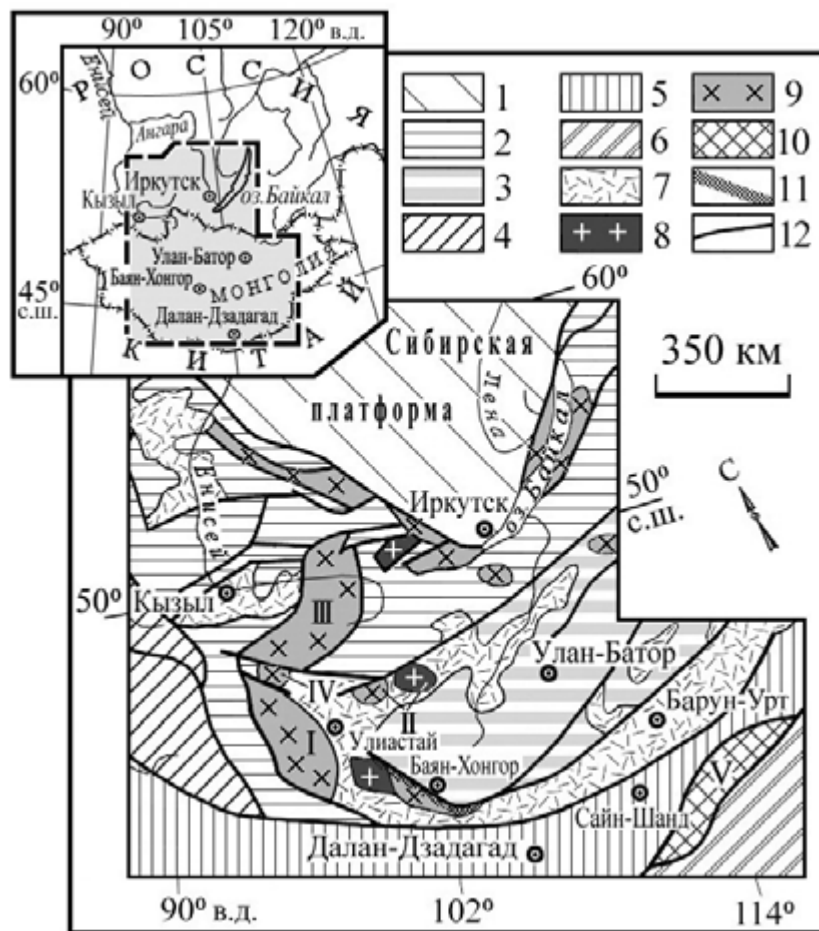


Рис. 1. Схема геологического положения фрагментов докембрийской континентальной коры в структурах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1 – древние платформы; 2–10 – структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса: 2 – ранние каледониды, 3 – толщи турбидитного бассейна среднего–позднего палеозоя, 4 – поздние каледониды, 5 – герциниды, 6 – индосиниды, 7 – вулканоплутонические пояса позднего палеозоя–мезозоя, 8–10 – фрагменты континентальной коры с нижнедокембрийским (8), неопротерозойским (9) и позднегренвилевским (10) основанием; 11 – Южно-Хангайский метаморфический пояс; 12 – главные тектонические границы. Римскими цифрами обозначены: I – Дзобханский террейн, II – Тарбагатайский террейн, III – Тувино-Монгольский террейн, IV – Сонгинский террейн, V – Южно-Гобийский микроконтинент.

Раннедокембрийские образования (2664 ± 15 млн лет (SIMS) в структуре ТМТ представлены только в фундаменте «Гарганской глыбы» (Kovach et al., 2004; Анисимова и др., 2009). Гнейсо-граниты фундамента Гарганской глыбы перекрыты карбонатными отложениями иркутской свиты, возраст которых оценивается как мезопротерозойский (древнее 1250 млн лет) (Кузнецов и др., 2010). Становление фундамента северной части ТМТ фиксируют гранитоиды сумсунурского комплекса Восточного Саяна с возрастом 785 ± 11 млн лет (U-Pb метод по циркону (ID TIMS); Кузьмичев и др., 2000; Kuzmichev et al., 2001). В южной части ТМТ высокоградные метаморфические комплексы представлены в пространственно разобщенных Сангиленском и Ханхухэйском блоках (рис. 1).

Сангиленский блок представляет собой композитную структуру, в которой, в отличие от северной части ТМТ, различные по условиям формирования структурно-вещественные комплексы совмещены в ходе раннепалеозойского тектогенеза (Козаков и др., 1999). Сходные по *P-T* условиям и последовательности этапов регионального метаморфизма кристаллические комплексы установлены и в Ханхухэйском блоке. Однако до настоящего времени не были получены геохронологические данные, необходимые для корреляции эндогенных процессов в этих блоках, а также структурах северной части ТМТ, Сонгинского и Дзобханского террейнов (рис. 1). Существуют представления, согласно которым метаморфические комплексы Сангиленского блока сопоставляются с толщами Окинской

аккреционной призмы (Кузьмичев, 2004), а структурно разобщенные разновозрастные блоки ТМТ, а также Сонгинского, Тарбагатайского, Дзабханского и Байдарикского террейнов объединяются в систему «кратонных террейнов» (Badarch et al., 2002; Macdonald et al., 2009; Lehmann et al., 2010; Wilhem et al., 2012 и др.).

Целью исследований является определение тектонической обстановки и условий формирования метаморфических поясов эдиакария и раннего палеозоя (повышенного и низкого-умеренного давления) в юго-западной части ТМТ, а также обсуждение возможности корреляции неопротерозойских структурно-вещественных комплексов северной и южной частей ТМТ и других докембрийских террейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ САНГИЛЕНСКОГО БЛОКА

Структурный план Сангиленского блока определяет система тектонических пластин различного масштаба, сложенных породами нарынского, моренского и эрзинского комплексов (рис. 2). Породы этих комплексов в раннем палеозое были вовлечены в процессы регионального метаморфизма низких-умеренных давлений (андалузит-силлиманитовая фациальная серия), для которого установлен возраст в интервале 500–490 млн лет¹ (Козаков и др., 1999, 2001).

В состав нарынского комплекса включены зонально метаморфизованные толщи карбонатных, терригенно-карбонатных пород нарынской, балыктыгхемской и чартисской свит, а также терригенные породы чинчилигской серии. Карбонатные и терригенно-карбонатные толщи эдиакария и нижнего кембрия были отнесены к образованиям шельфового чехла Тувино-Монгольского массива (Ильин, 1982; Кузнецов и др., 2010; Беличенко, Боос, 1988). В моренском комплексе представлены биотитовые, гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы с отдельными горизонтами мраморов амфиболитов, кварцитов и железистых кварцитов. По петрохимическим характеристикам их протолиты сопоставимы с осадками глубоководного шельфа и, частично, с вулканогенными породами рифтогенных структур пассивных окраин (Козаков и др., 2001, 2005).

В моренском комплексе раннепалеозойскому метаморфизму предшествовал более ранний ме-

таморфизм повышенного давления, достигающий условий кианит-гранат-биотит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации (Козаков, 1976). В более низкотемпературных зонах установлены парагенезисы ставролит-биотит-кианит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации. Данный метаморфизм происходил на рубеже эдиакария–раннего кембрия. Его завершение фиксируют ассоциирующие с мигматитами субавтохтонные ультраметагенные граниты с возрастом 536 ± 6 млн лет (Козаков и др., 1999). В глиноземистых гнейсах моренского комплекса большая часть зерен детритовых цирконов характеризуется конкордантными и субконкордантными оценками возраста в интервале 0.82–0.75 млрд лет (среднее значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 767 \pm 15$ млн лет, SIMS) (Salnikova et al., 2001). Другими словами, возраст терригенных толщ моренского комплекса находится в интервале 750–540 млн лет, а среди источников их преобладают неопротерозойские вулканоплутонические и гранитоидные комплексы (Козаков и др., 2005).

Эрзинский комплекс изначально был отнесен к раннему докембрию на основании присутствия в слагающих его гнейсах и мигматитах амфиболитовой фации реликтов гранулитов (Козаков, 1976; Митрофанов и др., 1981). Позднее были получены геологические и геохронологические данные, которые показали, что породы гранулитовой и амфиболитовой фации связаны с процессами раннепалеозойского тектогенеза (Козаков и др., 1999, 2001). Кроме того, полученные для них оценки Nd-модельного возраста исключают возможность их отнесения к раннему докембрию (Козаков и др., 2003), а присутствие реликтовых парагенезисов гранулитовой фации связано с выведением глубинных уровней метаморфической зональности на уровень амфиболитовой фации (Козаков и др., 1999, 2003, 20176). В целом по геохимическим характеристикам породные ассоциации эрзинского комплекса характерны для задуговых бассейнов с преобладанием продуктов размыва вулканических пород андезит-дацитового состава в шельфовых обстановках окраинных морей (Козаков и др., 2005). В метатерригенных породах эрзинского комплекса большая часть детритовых цирконов имеет возраст в интервале 0.90–0.76 млрд лет (средний возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 809 \pm 17$ млн лет, SIMS) (Salnikova et al., 2001).

¹ Приведенные в тексте геохронологические данные авторов получены U-Pb методом по циркону (ID-TIMS). Оценки возраста, полученные другими методами, оговариваются отдельно.

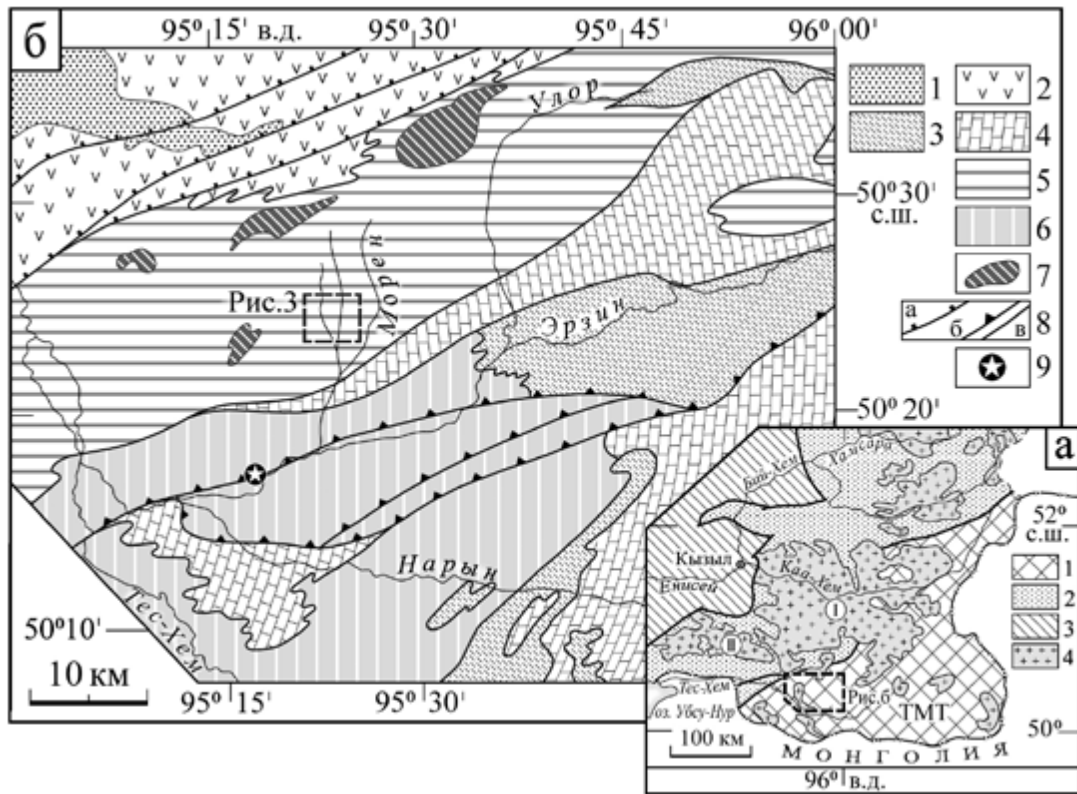


Рис. 2. (а) Схема геологического положения Сангиленского блока ТМТ в структурах Юго-Восточной Тувы на основе (Руднев, 2015). (б) Схема геологического положения метаморфических комплексов Западного Сангиленга.

(а): 1 – структуры Тувино-Монгольского террейна; 2 – ранние каледониды; 3 – поздние каледониды; 4 – раннепалеозойские гранитоиды. Римские цифры I – Каахемский батолит, Восточно-Таннуольский батолит.

(б): 1 – отложения девонских наложенных впадин; 2 – офиолиты раннекаледонской Агардаг-Эрзинской зоны; 3, 4 – зонально метаморфизованные толщи нарынского комплекса вендского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента: терригенные (3) и карбонатно-терригенные (4); 5, 6 – высокоградные полиметаморфические комплексы Сангиленского блока: 5 – моренский, 6 – эрзинский; 7 – ультраосновные породы; 8а – надвиги в структурах раннекаледонского обрамления Сангиленского блока, 8б – надвиги Чинчилигской системы, 8в – сдвиговые зоны, деформированные поверхности тектонических контактов; 9 – положение Нижнеэрзинской тектонической пластины.

Подчеркнем, что в эдиакарий-раннекембрийское время в пределах ТМТ, включая восточную часть Сангиленского блока, происходило формирование субплатформенного карбонатного чехла. Это исключает отнесение моренского комплекса, породы которого в этот период подвергались региональному метаморфизму и складчатости, к фундаменту толщ шельфового чехла ТМТ. Кроме того, не установлено налегание толщ карбонатного чехла на породы моренского комплекса – контакты между ними тектонические. Геохронологические и Sm-Nd изотопные данные дают основание предполагать присутствие в фундаменте для толщ эдиакарий-раннекембрийского чехла пород неопротерозойской континентальной коры (Козаков и др., 2003, 2005, 2017а). Значения Nd-модельного возраста метатерригенных и метавулканических пород моренского комплекса (1.9–1.6 млрд лет) близки к установленным для по-

род эрзинского комплекса. Совмещение в пределах Сангиленского блока метаморфических пород повышенного давления и фрагментов шельфовых толщ произошло в интервале 530–510 млн лет. В этот период произошло образование Тувино-Монгольского массива, в понимании А.В. Ильина (1982). Слагающие его породы были переработаны в условиях регионального метаморфизма низких-умеренных давлений, достигающего уровня амфиболитовой ($T = 600\text{--}650^\circ\text{C}$, $P = 5.5\text{--}6.0$ кбар) и гранулитовой ($T = 850^\circ\text{C}$, $P = 5.5\text{--}7$ кбар) фаций (Козаков, Азимов, 2017). Возраст этих метаморфических преобразований составляет 500–490 млн лет (Козаков и др., 1999, 2001). Толщи карбонатного чехла в западной части Сангиленского блока также были вовлечены в эти метаморфические процессы этого возраста (Козаков и др., 1999, 2001).

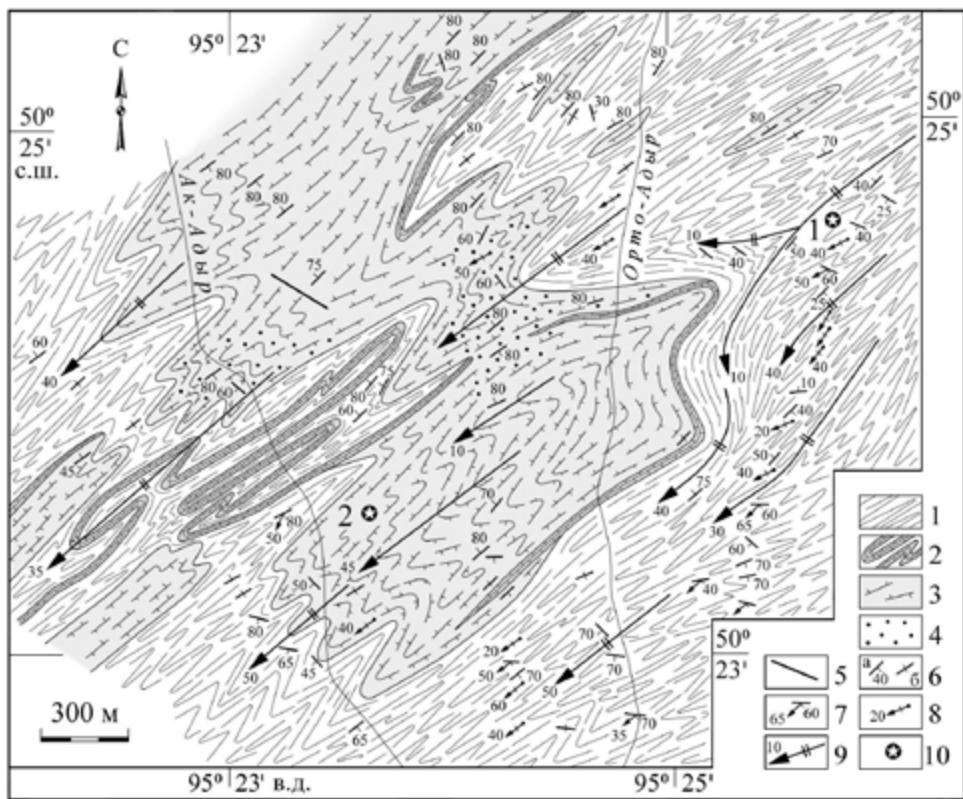


Рис. 3. Схема геологического положения гранитоидов Ортоадырского массива.

1–3 – *моренский комплекс*: 1 – мигматизированные биотитовые гнейсы, 2 – горизонты мраморов, 3 – расщепленные трондьемиты; 4 – поля ультраметагенных гранитоидов; 5 – дайки диабазов; 6 – кристаллизационная сланцеватость: наклонная (а) и вертикальная (б); 7 – ориентировка шарниров складок; 8 – ориентировка линейности; 9 – ориентировка шарниров, главных картируемых складок сопряженных с метаморфизмом андалузит-силлиманитовой фациальной серии; 10 – положение геохронологических проб с возрастными (млн лет): 1 – 536 ± 6 , 2 – 521 ± 12 .

Характерными интрузивными образованиями в моренском комплексе являются кварцевые диориты, трондьемиты и гранодиориты Ортоадырского массива, для которого получена оценка возраста 521 ± 12 млн лет (Козаков и др., 1999), т.е. его внедрение произошло в интервале между метаморфизмом повышенных и низких-умеренных давлений (рис. 3). Для трондьемитов Ортоадырского комплекса величина Nd-модельного возраста составляет $T_{Nd}(DM-2) = 1.7$ млрд лет при $\epsilon_{Nd}(T) = -5.8$ (Козаков и др., 2003). На породы массива, наложена пологая система кристаллизационной сланцеватости, а гранитоиды жильной фации смяты в лежащие складки. Эти структурные элементы участвуют в образовании главных картируемых прямых северо-восточных складок, сопряженных с наложенным метаморфизмом андалузит-силлиманитовой серии с возрастом $496 \pm 4 - 489 \pm 3$ млн лет (Козаков и др., 1999).

Формирование пород тоналит-трондьемитовой ассоциации ортоадырского комплекса происходило в ходе приращения фрагмента

континентальной коры, представленной в моренском комплексе, к образованиям пассивной окраины и шельфового чехла сформированной неопротерозойской структуры ТМТ. Внедрение гранитоидов ортоадырского комплекса в уже метаморфизованные породы моренского комплекса и их последующее преобразование в ходе раннепалеозойского регионального метаморфизма вместе с терригенными толщами пассивной окраины и карбонатного чехла Сангиленского блока определяет нижнюю границу возрастного интервала наложенного метаморфизма, т.е. преобразования пассивной окраины южной части ТМТ в активную.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ХАНХУХЭЙСКОГО БЛОКА

Метаморфические комплексы Ханхухэйского блока наиболее полно представлены на отрогах северного склона одноименного хребта (рис. 4а). С запада и юго-запада они приведены в контакт с палеоокеаническими и островодужными комплексами Озерной зоны, а с юга

отделены широтным Ханхухэйским разломом от палеоокеанических и островодужных комплексов Идерской зоны, переходящих к западу в Озерную (Ильин, 1982). Следует подчеркнуть, что указанные зоны разделяют докембрийские блоки ТМТ и Сонгинского террейна. Исходя из этого, нельзя согласиться с объединением этих террейнов (Badarch et al., 2002; Bold et al., 2016; Macdonald et al., 2009; Rojas-Agramonte et al., 2014; Wilhem et al., 2012 и др.).

В Ханхухэйском блоке выделяется две зоны. В восточной зоне развиты толщи мигматизированных метаморфических пород амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии, смятые в прямые в различной степени сжатые складки северо-восточного простирания. В метаморфические процессы вовлечены гранитоиды, внедрение которых предшествовало метаморфизму и формированию главных картируемых северо-восточных структур (рис. 4б). В западной зоне наблюдаются пологозалегающие толщи аллохтона (метапесчаники, метаконгломераты, мраморизованные известняки, кварциты, сланцы), надвинутые с запада на восток на гнейсо-мигматитовые и карбонатно-кварцитовые толщи восточной зоны (рис. 4б). В западной части аллохтона породы метаморфизованы на уровне фации зеленых сланцев, в восточном направлении степень метаморфизма повышается до эпидот-амфиболитовой фации. В тектонических пластинах аллохтона, надвинутых на толщи восточной зоны, в гранат-биотит-мусковитовых гнейсах установлены минеральные парагенезисы кианит-силлиманитовой фациальной серии. Необходимо отметить, что данные гнейсы не вовлекались в наложенные структурно-метаморфические преобразования андалузит-силлиманитовой фациальной серии, которые регионально проявлены в породах восточной зоны.

Ханхухэйский и Сангиленский блоки разделены пустыней Алтан-Элс. Поэтому корреляция структурно-вещественных комплексов в этих блоках была основана на сходстве составов пород, последовательности и соответствует условиям проявления в них эндогенных процессов (Митрофанов и др., 1981). Таким образом, в пределах Ханхухэйского блока были выделены породные ассоциации, сопоставляемые с эрзинским и моренским комплексами Сангиленского блока. К эрзинскому комплексу Ханхухэйского блока были отнесены мигматизированные биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-кордиерит-силлиманит-биотитовые гнейсы с реликтами гиперстена. В них установлены парагенезисы гиперстен + моноклинный пироксен + плагио-

клаз + кварц и гиперстен + плагиоклаз + кварц ± биотит. В биотитовых гнейсах амфиболитовой фации обнаружены будины известково-силикатных пород с парагенезисом анортит + клинопироксен + гранат + кварц ± роговая обманка. *P-T* параметры метаморфизма этих пород соответствуют условиям, переходным от высокотемпературной амфиболитовой к гранулитовой фации умеренного давления, как и в эрзинском комплексе Сангиленского блока. В мигматизированных глиноземистых гнейсах Ханхухэйского блока установлены ассоциации (плагиоклаз + кварц + биотит + калиевый полевой шпат + гранат + кордиерит ± силлиманит ± андалузит ± шпинель), также отвечающие переходным условиям от амфиболитовой к гранулитовой фации низких-умеренных давлений.

Ассоциация пород, относимая к моренскому комплексу Ханхухэйского блока, включает мигматизированные биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, гранатовые амфиболиты, амфиболиты, гранат-слюдистые кварциты, железистые кварциты, фаялитсодержащие кварциты, мраморы (рис. 4б). Величина Nd-модельного возраста для биотитовых гнейсов, вмещающих Барунтурунский гранитоидный массив ортоадырского комплекса, составляет 1.6 млрд лет при $\epsilon_{Nd}(T) = -4.9$ (см. ниже табл. 2), что исключает их отнесение к раннедокембрийскому фундаменту. В них так же, как и в породах моренского комплекса Сангиленского блока, устанавливаются процессы полиметаморфизма. Главные картируемые структуры Ханхухэйского блока сформированы в условиях регионального метаморфизма амфиболитовой фации низких-умеренных давлений. Метаморфические преобразования более раннего эпизода происходили в условиях метаморфизма повышенного давления (кианит-силлиманитовая фациальная серия). В глиноземистых биотит-мусковитовых гнейсах аллохтона представлен парагенезис плагиоклаз + кварц + биотит + мусковит + кианит + ставролит. В восточной зоне среди мигматизированных гнейсов, в которых установлены парагенезисы амфиболитовой фации низких-умеренных давлений (плагиоклаз + кварц + гранат + силлиманит ± кордиерит ± андалузит), встречены тела амфиболитов. В центральных частях этих тел обнаружен парагенезис плагиоклаз + кварц + клинопироксен + бурая роговая обманка + гранат; в краевых пироксен замещен зеленой роговой обманкой. В интервале между метаморфизмом повышенных и низких-умеренных давлений происходило внедрение даек порфириров (Митрофанов и др., 1981).

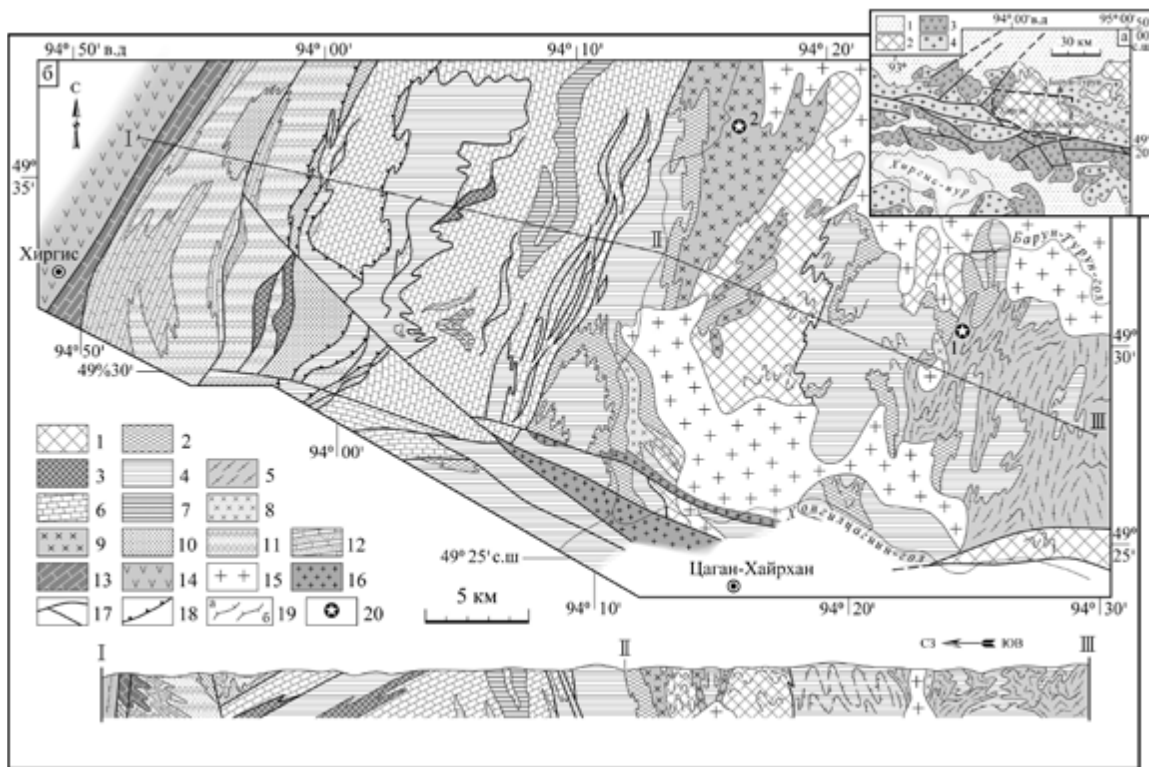


Рис. 4. (а) Схема геологического положения Ханхуэйского блока кристаллических пород ТМТ в структурах Северной Монголии, на основе (Ильин, 1982, Моссаковский и др., 1993). (б) Схема геологического строения кристаллических комплексов фундамента Ханхуэйского блока ТМТ.

(а): 1 – рыхлые отложения, 2 – кристаллические породы фундамента Ханхуэйского блока, 3 – островодужные вулканоплутонические комплексы эдиакария–раннего кембрия Идерской и Озерной зон, 4 – палеозойские гранитоиды.

(б): 1 – *эрзинский комплекс* (мигматизированные биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы с реликтами гранулитов); 2–5 – *моренский комплекс*: 2 – толща переслаивания гнейсов, амфиболитов, железистых кварцитов, гранат-слюдистых кварцитов, слюдисто-карбонатных сланцев; 3 – тектонические пластины амфиболитованных гранат-клинопироксеновых пород; 4 – серые однородные биотитовые гнейсы иногда с горизонтами мраморов; 5 – рассланцованные гранитоиды ортоадырского комплекса; 6 – мраморизованные известняки с прослоями кварцитов; 7 – горизонт кварцитов; 8 – ультраметагенные плагиомикроклиновые и пегматоидные граниты; 9 – синметаморфические гранодиориты; 10–12 – *толщи аллохтона*: 10 – биотит-серцит-кварцевые blastsомилониты, псевдоконгломераты по мигматитам, 11 – графитистые биотит-серцитовые метапесчаники, 12 – толща переслаивания мраморизованных известняков, кварцитов, метапесчаников; 13–14 – *толщи Озерной зоны*: 13 – известняки с онколитами (?), 14 – вулканы островодужного комплекса раннего кембрия; 15 – постметаморфические гранодиориты, трондьемиты раннего палеозоя (?); 16 – гранит-порфиры, фельзиты (средний–поздний палеозой?); 17 – разломы, сдвиговые зоны, тектонические границы; 18 – надвиги; 19 – ориентировка деформированных зон рассланцевания в метаморфических породах: наклонная (а) и субвертикальная (б); 20 – положение геохронологических проб: 1 – трондьемитов Барунтурунского массива (513 ± 4 млн лет); 2 – гранитоидов Хонгилцагинского массива (505 ± 2 млн лет).

В восточной зоне Ханхуэйского блока в водораздельном хребте рек Барун-турун и Хонгилцагин-гол закартирован Барунтурунский массив (рис 4б). Слагающие его гранитоиды аналогичны по составу (табл. 1) и структурному положению, а также Sm-Nd изотопным характеристикам ($T_{Nd}(DM-2) = 1.7-1.4$ млрд лет при $\epsilon_{Nd}(T) = -1.5$ – -1.4 (табл. 2)) гранитоидам Ортоадырского массива Сангиленского блока рис. 3. Их внедрение также предшествовало региональному метаморфизму амфиболитовой фации низких-умеренных давлений. На гранитоиды Барунтурунского

массива наложена пологая система кристаллизационной сланцеватости. Жилы гранитов, как и мигматитовая полосчатость во вмещающих биотитовых гнейсах, смяты в лежащие изоклинные складки. Гранитоиды Барунтурунского массива, так же как и гранитоиды Ортоадырского массива Сангиленского блока, разделяют два эпизода регионального метаморфизма. Во вмещающих его породах новообразованные пологие структурные элементы участвует в формировании главных картируемых прямых северо-восточных складок.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) гранитоидов Ханхухэйского и Сангиленского блоков

Оксиды	7864	8084	7863	7865	8086	8085	5514
SiO ₂	70.56	64.0	62.45	72.08	72.19	69.92	62.36
TiO ₂	0.33	0.78	0.55	0.23	0.22	0.55	0.70
Al ₂ O ₃	15.23	15.67	17.99	14.90	14.43	14.09	17.76
Fe ₂ O ₃	0.54	5.32*	1.13	0.72	1.76*	4.53*	2.22
FeO	2.28	-	3.37	1.67	-	-	3.23
MnO	0.04	0.103	0.04	0.03	0.026	0.076	0.14
MgO	1.14	2.8	2.01	0.59	0.45	1.48	2.62
CaO	2.28	4.4	4.48	1.97	1.02	2.37	4.24
Na ₂ O	4.08	3.67	4.08	3.47	2.92	4.02	3.47
K ₂ O	1.54	2.02	2.02	3.75	5.85	1.9	2.32
P ₂ O ₅	0.11	0.38	0.24	0.08	0.21	0.17	0.27
H ₂ O ⁻	0.08	-	0.17	0.11	-	-	-
П.п.п.	0.65	0.65	0.99	0.34	0.75	0.8	0.27
CO ₂	0.41	-	0.09	0.11	-	-	-
Сумма	99.87	99.14	99.61	100.05	99.08	99.11	99.19

Примечание. Пробы: 7864 – трондьемиты Барунтурунского массива; 8084, 7863 – синметаморфические гранодиориты Хонгилцагиинского массива; 7865, 8086 – постметаморфические граниты; 8085 – биотитовые гнейсы; 5514 – трондьемиты Ортоадырского массива Сангиленского блока. * Железо общее.

К более поздним гранитоидам Ханхухэйского блока относятся гранодиориты Хонгилцагиинского массива, сходные по структурному положению и составу (табл. 1) с синметаморфическими гранитоидами Баянкольского (497 ± 4 млн лет) и Эрзинского массивов (492 ± 10 млн лет) Сангиленского блока (Козаков и др., 1999). В структурном плане Хонгилцагиинский массив занимает согласное положение по отношению к главным картируемым прямым северо-восточным складкам, но имеет секущие контакты с более ранней пологой кристаллизационной сланцеватостью (рис. 4б). Его внедрение коррелируется с региональным метаморфизмом амфиболитовой фации. Для гранитоидов этого массива получены оценки Nd-модельного возраста $T_{Nd}(DM-2) = 1.4-1.3$ при $\epsilon_{Nd}(T) = -2.3 - -1.2$ (табл. 2).

P-T УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

В мигматизированных гранат-биотитовых и гранат-кианит-биотитовых гнейсах моренского комплекса Сангиленского блока представлен парагенезис плагиоклаз + ортоклаз + кварц + биотит + гранат + кианит (Козаков, 1976; Козаков и др., 1999). В лейкосомах мигматитов и ассоциирующих с ними субавтохтонных анатектических гранитах также присутствует кианит (Козаков, 1976; Козаков и др., 1999). Это свидетельствует об условиях гранат-биотит-кианит-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации повышенных давлений.

Калиевый полевой шпат, представленный преимущественно ортоклазом, присутствует и в лейкосомах, и в меланосомах мигматитов. При

ретроградных изменениях ортоклаз замещается микроклином и мусковитом, кианит-мусковитом, а гранат исчезает. Такая смена минералов указывает на снижение температуры и повышение активности воды во флюиде. Методом мультиравновесной термобарометрии (TWEEQU) в программе TWQ (Berman, 1991) с базой данных VA96 (Berman, Aranovich, 1996; Aranovich, Berman, 1996) и дополнениями TWQ_Comb и TWQ_View (Д.В. Доливо-Добровольский: <http://di-madd.ru>) для парагенезиса плагиоклаз + кварц + биотит + ортоклаз + гранат + кианит + рутил определены пиковые параметры раннего метаморфизма: $T \sim 750^\circ\text{C}$ и $P = 9-10$ кбар (рис. 5а, 5б), отвечающие области перехода от высокобарной гранулитовой фации к высокотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений (кианитовая фациальная серия). Парагенезис ортоклаз + кианит указывает на то, что на пике метаморфизма активность воды в метаморфическом флюиде была невелика ($a_{\text{H}_2\text{O}} \leq 0.4-0.6$). По породам основного состава в этих условиях образуются гранатовые амфиболиты. Завершение метаморфизма повышенных давлений в моренском комплексе фиксируют ультраметабазные граниты с возрастом 536 ± 5 млн лет (Козаков и др., 1999). Для наложенного на ранний метаморфизм более позднего метаморфизма низких-умеренных давлений, достигавшего уровня гранулитовой фации, получены оценки возраста в интервале около 500–490 млн лет (Козаков и др., 1999). P-T условия этого метаморфизма определены тем же методом TWEEQU в образце гранат-кордиерит-силлиманит-дву-

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для гранитоидов Ханхухэйского блока

Номер п/п	Номер образца	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2)$
1	45*	515	1.60	8.66	0.1122	0.512056	-11.4	-5.7	1643	1736
2	7864	515	1.89	10.31	0.1106	0.512262	-7.3	-1.7	1314	1393
3	2786	515	2.53	14.50	0.1057	0.512172	-9.1	-3.0	1381	1512
4	1842-2	515	8.60	39.53	0.1320	0.512098	-10.5	-6.2	1960	1777
5	7863	500	2.95	20.6	0.0869	0.512225	-8.0	-1.2	1112	1331
6	2785	500	9.72	40.94	0.1439	0.512349	-5.6	-2.3	1750	1430
7	7865	500	2.59	14.99	0.1044	0.512095	-10.6	-4.9	1470	1634
8	1841	500	2.99	15.26	0.11483	0.512130	-9.9	-4.9	1628	1650

Примечание. 1–4 – ортоадырский комплекс: 2–3 – трондьемиты Барунтурунского массива, 4 – жильные граниты; 5–6 – синметаморфические граниты Хонгилцагинского массива; 7 – постметаморфические граниты; 8 – биотитовые гнейсы, вмещающие трондьемиты Барунтурунского массива Ханхухэйского блока. *Трондьемиты Ортоадырского массива Сангиленского блока (Козаков и др., 2003).

полевошпатового гнейса. По парагенезису плагиоклаз + кварц + биотит + кордиерит + гранат + силлиманит рассчитаны значения $T = 620\text{--}670^\circ\text{C}$ и $P = 4\text{--}4.6$ кбар (рис. 5в). Близкие параметры установлены для глиноземистых гнейсов эрзинского комплекса северного обрамления Баянкольского массива ($T \sim 600\text{--}640^\circ\text{C}$ и $P \sim 5.5\text{--}6.0$ кбар) и гнейсов обрамления Нижнеэрзинской тектонической пластины гранулитов ($T = 580\text{--}650^\circ\text{C}$ и $P = 5.5\text{--}6.5$ кбар) с возрастом 494 ± 11 млн лет (Козаков и др., 2001; Козаков, Азимов, 2017; Азимов и др., 2018).

Породы гранулитовой и амфиболитовой фаций Сангиленского и Ханхухэйского блоков были образованы в условиях низких-умеренных давлений. Так, в гранулитах Нижнеэрзинской пластины при пике метаморфизма температура достигала $910\text{--}950^\circ\text{C}$, а давление 3–4 кбар, что соответствует условиям сверхвысокотемпературного метаморфизма низких давлений, а затем их формирование продолжалось при снизившейся до $\sim 850^\circ\text{C}$ температуре и возросшем до $\sim 5.5\text{--}7$ кбар давлении (Азимов и др., 2018).

В Ханхухэйском блоке $P\text{--}T$ условия метаморфизма определены нами методом TWEEQU для гранатсодержащих известково-силикатных пород, слагающих будины в парагнейсах (рис. 5г, 5д). Температура метаморфизма достигала $730\text{--}750^\circ\text{C}$ при давлении $\sim 5\text{--}5.5$ кбар (расчеты в программе TWQ с базами данных VA96 (Berman, Aronovich, 1996; Aronovich, Berman, 1996) и B92 (Berman, 1988)), что близко к условиям это-

го метаморфизма в Западном Сангилене (рис. 5д) (Козаков, Азимов, 2017; Азимов и др., 2018).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Методика геохронологических исследований. Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона (или их фрагменты) подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO_3 . При этом после каждой ступени они промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялись по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовалась аэробразивная обработка (Krogh, 1982). Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI как в статическом режиме, так и при помощи счетчика ионов. Для изотопных исследований использовался изотопный индикатор $^{235}\text{U}\text{--}^{202}\text{Pb}$. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ «PbDAT» (Ludwig, 1991) и «ISOPLOT» (Ludwig, 2003). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Методика Sm-Nd изотопных исследований. Sm-Nd изотопные данные были получены авторами в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург). Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены

к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd-стандарте La Jolla. Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.03–0.2 нг для Sm, 0.1–0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$ (2s). При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и деплетированной мантии (DM) по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137$). При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137$).

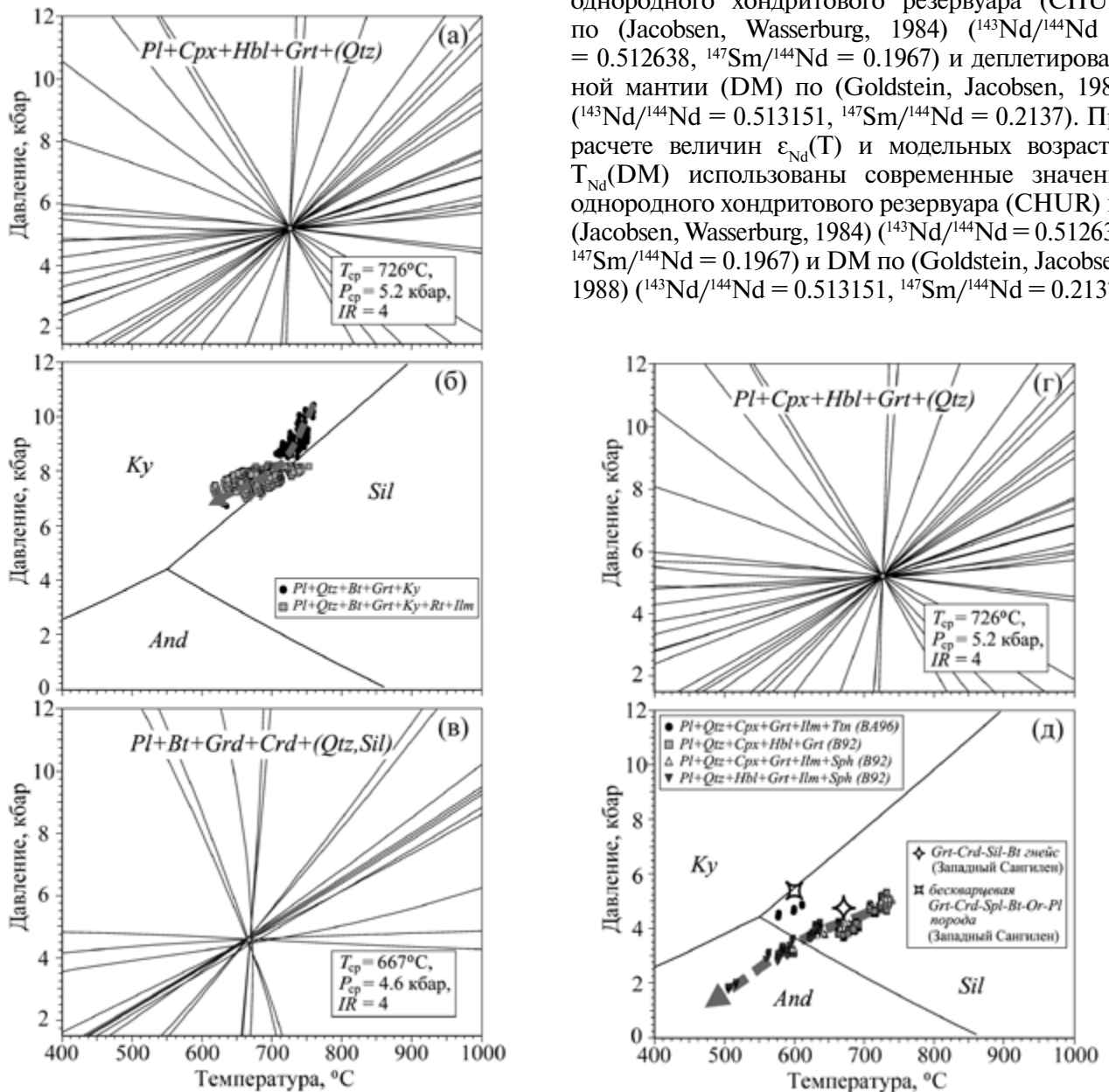


Рис. 5. Результаты термобарометрических исследований метаморфических комплексов Западного Сангилен и Хан-Хухэя: (а) – TWQ-диаграмма для кианит-гранат-биотит-двуполевошпатового гнейса моренского комплекса, Западный Сангилен (термодинамическая база данных ВА96, число независимых реакций $IR = 3$); (б) – P - T тренд высокоградной эволюции гнейсов моренского комплекса; (в) – TWQ-диаграмма для гранат-силлиманит-кордиерит-биотит-двуполевошпатового гнейса эрзинского комплекса, Западный Сангилен (термодинамическая база данных ВА96, $IR = 4$); (г) – TWQ-диаграмма для гранат-роговообманково-клинопироксен-кварц-плагиоклазовой породы в парапородах эрзинского комплекса, хр. Хан-Хухэй (термодинамические базы данных В92 и ВА96, $IR = 4$); (д) – P - T тренд, определенный для гранатсодержащей известково-силикатной породы эрзинского комплекса, хр. Хан-Хухэй (P - T значения для глиноземистого гнейса по (Азимов и др., 2018)).

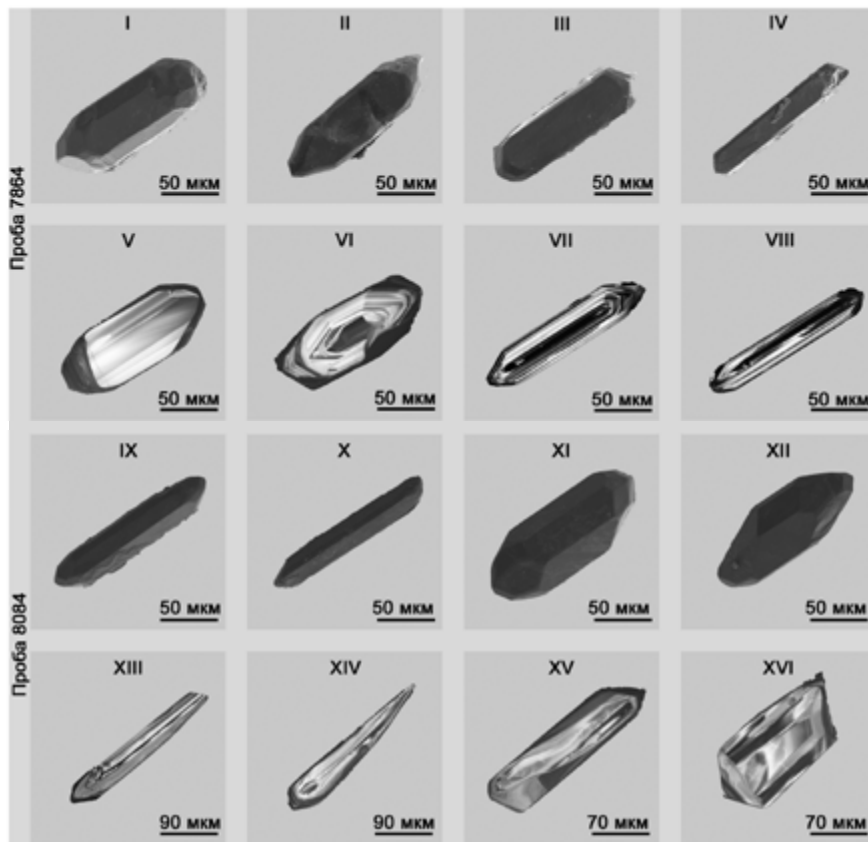


Рис. 6. Микрофотографии кристаллов циркона из проб 7864 и 8084, выполненные на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3: I–IV – в режиме вторичных электронов; V–VIII – в режиме катодолуминесценции.

Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для коровых (S-тип) гранитоидов и осадочных пород рассчитаны двустадийные Nd-модельные возрасты $T_{Nd}(C)$ (Keto, Jacobsen, 1987) с использованием среднекорового отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ (Taylor, McLennan, 1985).

Результаты геохронологических исследований. Акцессорный циркон из биотитового трондьемита Барунтурунского массива (проба 7864) представлен идиоморфными, реже субидиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами светло-желтой окраски, габитус которых изменяется от короткопризматического до игольчатого. Эти кристаллы огранены сочетанием призм $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамид $\{101\}$, $\{112\}$, $\{211\}$ (рис. 6, I–IV), размер которых составляет 50–300 мкм ($K_{удл.} \approx 2.0\text{--}4.0$). В режиме катодолуминесценции наблюдается осцилляторная зональность (рис. 6, V–VIII), частично нарушенная в краевых частях некоторых кристаллов (рис. 6, V, VI).

U–Pb геохронологические исследования проведены для трех микронавесок наиболее прозрачных идиоморфных и длиннопризматических кристаллов циркона, отобранных из размерных фракций 85–100 и >100 мкм (№ 1–3, табл. 3). Точки изо-

топного состава изученного циркона располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 515 ± 20 млн лет (нижнее пересечение – 78 ± 490 млн лет, СКВО = 0.004). Полученные для него по разным изотопным отношениям оценки возраста характеризуются незначительной дискордантностью (2–6%), среднее значение его возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) составляет 513 ± 4 млн лет (СКВО = 0.05) (рис. 7а) и совпадает с возрастом, определенным верхним пересечением дискордии. Морфологические особенности циркона указывают на его кристаллизацию из расплава. Соответственно, полученную для него оценку возраста 513 ± 4 млн лет можно рассматривать как наиболее точную для становления Барунтурунского массива.

Акцессорный циркон из биотитового гранодиорита Хонгилцагининского массива (проба 8084) образует идиоморфные и субидиоморфные прозрачные бесцветные призматические и длиннопризматические кристаллы. Их облик определяется сочетанием призм $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамид $\{101\}$, $\{111\}$, $\{211\}$ (рис. 6, IX–XII). Размер зерен циркона изменяется от 50 до 400 мкм, $K_{удл.} \approx 2.0\text{--}4.0$. Для его внутреннего строения характерна магматическая зональность (рис. 6, XIII–XVI).

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона гранитоидов Барунтурунского и Хонгилцагинского массивов Ханхухэйского блока

Номер п/л	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Торондьемиты пробы 7864 (координаты: 49° 50'55.3 с.ш., 94° 41'34.3 в.д.)													
1	>100, 20 крист.	0.08	53.70	653	2598	0.0578±1	0.1334±1	0.6327±16	0.0793±1	0.61	498±1	492±1	524±4
2	85–100, 28 крист.	0.10	72.70	841	591	0.0575±1	0.1452±1	0.6337±16	0.0799±1	0.89	498±1	495±1	512±3
3	85–100, 18 крист.	0.05	19.90	229	1723	0.0576±1	0.1709±1	0.6452±13	0.0813±3	0.70	506±1	504±3	514±3
Гранодиориты пробы 8084 (координаты: 49° 61'04.7 с.ш., 94° 29'23.4 в.д.)													
4	>150, 15 крист.	*	U/Pb=13.33		2568	0.0572±1	0.1260±1	0.5801±9	0.0735±1	0.85	464±1	457±1	501±2
5	100–150, 30 крист.	1.25	10.50	126	1311	0.0572±1	0.1586±1	0.6023±9	0.0764±1	0.88	479±1	474±1	500±2
6	100–150, 15 крист.	*	U/Pb=12.45		2108	0.0571±1	0.1199±1	0.6039±11	0.0767±1	0.70	480±1	477±1	495±3
7	100–150, 20 крист., A = 20%	0.04	44.00	363	143	0.0575±2	0.1445±1	0.6432±31	0.0811±1	0.54	504±2	503±1	511±9

Примечание. ^a Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; A = 20% – количество вещества, удаленное в процессе аэроабразивной обработки; * навеска циркона не определялась. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

Для U-Pb геохронологических исследований использованы четыре микронавески циркона из размерных фракций 100–150 и >150 мкм (№ 4–7, табл. 3). При этом циркон одной из них был подвергнут аэроабразивной обработке (№ 7, табл. 3). На диаграмме с конкордией (рис. 7б) точки изотопного состава циркона располагаются на дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 501 ± 16 млн лет (нижнее пересечение – 21 ± 250 млн лет, СКВО = 0.29) (рис. 7б). Точка изотопного состава циркона после аэроабразивной обработки (№ 7, табл. 3) располагается на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 505 ± 2 млн лет (СКВО = 0.002, вероятность 0.97). Полученные оценки возраста совпадают в пределах погрешностей. Учитывая морфологические особенности изученного циркона, указывающие на его магматическое происхождение, полученная для него конкордантная оценка возраста 505 ± 2 млн лет принимается в качестве наиболее точной для становления Хонгилцагинского массива.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные позволяют выделить по крайней мере два этапа формирования высокоградных метаморфических комплексов Сангиленского и Ханхухэйского блоков: к рубежу позднего эдиакария—раннего кембрия и к началу позднего кембрия. Реликты кианитсодержащих пород, связанных с ранним эпизодом метаморфизма и переработанных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации, обнаружены также в Каахемском блоке ТМТ (рис. 2а). Метаморфические породы, связанные с региональным метаморфизмом эдиакария, известны в различных структурах южного обрамления Сибирской платформы. Оценка возраста метаморфизма 555 ± 5 млн лет получена U-Pb методом по циркону (ID TIMS) для трондьемита Верхнеканского массива, становление которого рассматривается в связи с аккреционно-коллизийными процессами в ходе амальгамации неопротерозойских островодужных комплексов (Ножкин и др., 2003). Однако в большинстве случаев кианитсодержащие породы встречаются только в виде реликтов среди мета-

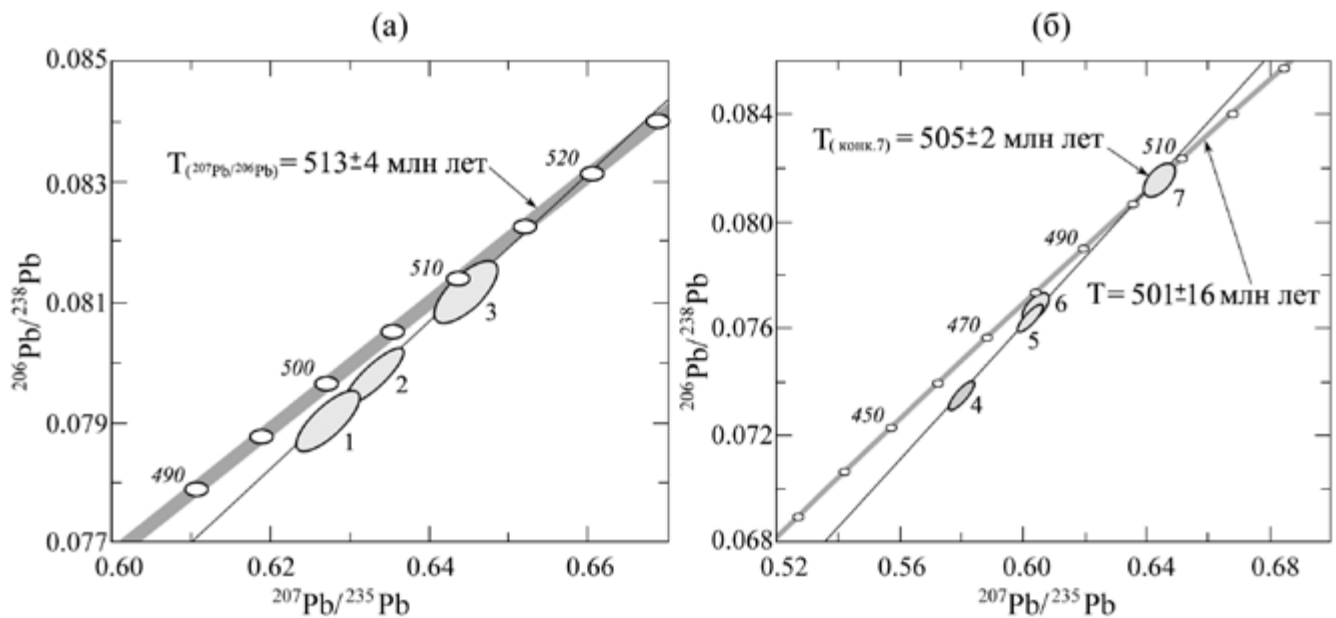


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для циркона из проб: (а) – 7864 и (б) – 8084. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 3.

морфических пород, связанных с раннепалеозойским метаморфизмом высокотемпературной амфиболитовой фации. Вследствие этого выделение раннего эпизода метаморфизма в значительной мере затруднено. Тем не менее в структурах Центральной Азии реликты метаморфических пород, связанных с более ранним эпизодом регионально-го метаморфизма (530 ± 5 млн лет), установлены, в частности, в лейкосамах мигматизированных гнейсов раннепалеозойского ($485\text{--}495$ млн лет) метаморфического пояса Ольхонского региона Западного Прибайкалья (Владимиров и др., 2011). Исключением являются метаморфические породы неопротерозойского ($570\text{--}545$ млн лет) Южно-Хангайского метаморфического пояса (Козаков и др., 2015). Последний расположен среди блоков докембрия Хангайской группы, а входящие в его состав породы не вовлекались в раннепалеозойские структурные и метаморфические преобразования (рис. 1). В целом процессы раннепалеозойского метаморфизма с возрастом $500\text{--}480$ млн лет в структурах южного обрамления Сибирской платформы проявлены очень широко (Бибикова и др., 1990; Котов и др., 1997; Гладкочуб и др., 2010; Донская и др., 2000; Donskaya et al., 2017; Gladkochub et al., 2008). При этом они установлены не только в непосредственном обрамлении Сибирской платформы, но и на значительном удалении от нее. В частности, раннепалеозойский Центрально-Монгольский метаморфический пояс трассируется высокоградными породами, локализованными вдоль южной области развития блоков докембрия Хангай и раннекаледонских структур Озерной зоны

(Козаков и др., 2012). Породы гранулитовой и амфиболитовой фации Дарибского блока западной части этого пояса имеют возраст соответственно 510 ± 4 и 490 ± 4 млн лет (Козаков и др., 2002). Близкая оценка возраста метаморфизма амфиболитовой фации (477 ± 5 млн лет) получена для Амсархайского блока его восточной части (Козаков и др., 2012). В тектоническом плане этот пояс фиксирует внутреннюю границу каледонид, проходящую вдоль окраины каледонского палеоконтинента (Руженцев и др., 1990).

Вместе с тем фрагменты раннепалеозойских метаморфических пород установлены в меланже зоны сочленения южного обрамления Хангайской группы блоков докембрия с раннекаледонскими палеокеаническими и островодужными комплексами Озерной зоны. В этом меланже представлены тектонические пластины ортогнейсов с возрастом 983 ± 6 , 956 ± 3 , 954 ± 8 (SIMS; Demoux et al., 2009), 955 ± 7 (SIMS; Kröner et al., 2010), 959 ± 8 , 944 ± 6 и 930 ± 6 млн лет (SIMS; Козаков и др., 2016, 2017a). Установлены тектонические пластины гнейсо-гранитов и гнейсо-диоритов с возрастом 498 ± 3 , 499 ± 3 и 501 ± 4 млн лет (SIMS; Demoux et al., 2009). Кроме того, в пределах этой зоны присутствуют ортогнейсы с возрастом около $953\text{--}941$, а также габбро-диориты и ортогнейсы с возрастом около $542\text{--}538$ млн лет (LA-ICP-MS; Buriánek et al., 2017).

В целом становление метаморфических поясов позднего эдиакария и раннего палеозоя Центральной Азии происходило в палеокеанической области независимо от блоков раннего докембрия и неопротерозоя, представленных в структурах ТМТ и блоках докембрия Хангайской группы.

Породы раннепротерозойских блоков выступили в качестве главных источников терригенных и метатерригенных пород позднего эдиакария и раннего палеозоя (Ковач и др., 2015; Козаков и др., 2015; Школьник и др., 2016; Rojas-Agramonte et al., 2014).

Сопоставимые значения возраста гранитоидов ортоадырского комплекса (513 ± 4 и 521 ± 12 млн лет), их сходное положение по отношению к процессам регионального метаморфизма и сопряженным с ними структурам дают основание полагать, что они определяют раннюю стадию преобразования пассивной окраины ТМТ в активную в среднем кембрии. Учитывая более точную оценку возраста ортоадырского комплекса Ханхухэйского блока 513 ± 4 млн лет, можно полагать, что собственно коллизионный процесс и связанное с ним образование надвиговых структур начались после внедрения гранитоидов ортоадырского комплекса в интервале около 516–510 млн лет назад. Его завершение фиксируют постметаморфические гранитоиды с возрастом около 490–485 млн лет, когда фрагменты метаморфического пояса повышенного давления «вошли» в структуру ТМТ. В гранитоидах ортоадырского комплекса нет признаков наложения раннего эпизода метаморфизма, но присутствуют ксенолиты мигматизированных биотитовых гнейсов. Наложение преобразования связаны только с региональным метаморфизмом низких-умеренных давлений, происходившим в позднем кембрии в интервале 505–495 млн лет. К его началу фрагмент континентальной коры, в котором представлены метаморфические породы повышенного давления, был приведен в контакт с толщами глубоководного шельфа, фундамента ТМТ и карбонатными толщами его чехла. В результате эти образования были вовлечены в раннепалеозойские метаморфические преобразования и процессы корового анатексиса. Как отмечалось, в Ханхухэйском блоке в тектонических пластинах аллохтона западной зоны установлены парагенезисы метаморфизма повышенного давления уровня ставролит-биотит-кианит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации. В них нет признаков наложения метаморфизма низких-умеренных давлений, которые регионально проявлены во всех породах восточной зоны, включая гранитоиды ортоадырского комплекса. Можно полагать, что данные толщи были расположены в верхнем структурном этаже и в ходе сочленения находились вне зоны наложенного метаморфизма. В породах восточной зоны, представленных на современном эрозионном срезе, уровень наложенного метаморфизма достигал условий амфиболитовой и переходной к гранулитовой фации. Таким образом,

в этой зоне формирование надвиговых структур, с которыми связано сочленение метаморфических пород повышенного давления с толщами ТМТ, происходило в глубинных условиях. Вследствие этого не во всех случаях удастся выделить толщи, в которых сохраняются реликтовые парагенезисы раннего метаморфизма. Однако присутствие в гранитоидах ортоадырского комплекса ксенолитов мигматизированных гнейсов дает основание полагать, что ранний эпизод метаморфизма достигал условий анатексиса.

В целом строение Сангиленского и Ханхухэйского блоков определяется сочетанием тектонических пластин, сложенных метаморфическими породами повышенных и низких-умеренных давлений, и сопряженных с ними гранитоидов. Это является результатом коллизии неопротерозойского композитного террейна – ТМТ (включая толщи пассивной окраины), перекрытого карбонатными толщами шельфового чехла эдиакария–нижнего кембрия, и позднепротерозойского блока континентальной коры, в котором представлены метаморфические породы моренского комплекса. Становление последнего было завершено за пределами ТМТ, причем ко времени сочленения метаморфические породы повышенных давлений были уже сформированы (Козаков, Азимов, 2017). Об этом свидетельствует присутствие в отдельных реликтовых структурах жильных постметаморфических пегматоидных гранитов и даек диабазов, предшествующих наложенному раннепалеозойскому метаморфизму. Возможным объяснением различий *P-T* параметров метаморфизма УНТ-LP гранулитов Нижнеэргзинской пластины ($T = 910\text{--}950^\circ\text{C}$ и $P = 3\text{--}4$ кбар) и пересекающих их гранат-ортопироксеновых трондьемитов ($T = 850^\circ\text{C}$ и $P = 5.5\text{--}7$ кбар) является снижение температуры при повышении давления. Можно предположить, что УНТ-LP гранулиты на ранней стадии были сформированы в условиях повышенного теплового потока, а затем в ходе продолжающихся коллизионных процессов были перекрыты относительно холодной тектонической пластиной, что обеспечило некоторое снижение температуры и в то же время повышение давления (Азимов и др., 2018). В качестве такой пластины могли выступать образования вендского метаморфического пояса, становление которого завершилось на рубеже венд–кембрий до начала раннепалеозойского регионального метаморфизма. В ходе коллизионного процесса они были повторно вовлечены в структурно-метаморфические преобразования совместно с ранее нематаморфизованными толщами глубоководного шельфа, карбонатными толщами шельфового чехла

и фрагментов неопротерозойского фундамента. В глубинных сечениях этой новообразованной структуры *P-T* условия регионального метаморфизма достигали уровня гранулитовой фации. Источник тепла, необходимый для высокотемпературного раннепалеозойского метаморфизма низких-умеренных давлений, связан с развитием активной окраины неопротерозойского ТМТ. В этот период происходило поступление мантийного материала, что фиксирует присутствие габбро, норитов и диоритов ранних фаз Эрзинского и Баянкольского массивов, а также даек базитов, предшествующих метаморфизму низких-умеренных давлений. В ранней фазе Чжаргалантского массива граносиенитов и щелочных гранитов с возрастом 490 ± 3 млн лет, локализованном в карбонатной толще шельфового чехла, также представлены габброиды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные к настоящему времени результаты геологических, геохронологических и изотопных исследований свидетельствуют о принципиальном различии в геологическом развитии образований структурно-вещественных комплексов северной и южной частей ТМТ. В состав фундамента его северной части, как отмечалось, входят нео- и мезопротерозойские вулканоплутонические комплексы Дунжугурской дуги, неопротерозойские образования Сархойской энсиалической вулканической дуги, Шишихидской островной дуги и вулканокластические породы Окинской аккреционной призмы (Kuzmichev et al., 2005; Кузьмичев, Ларионов, 2011, 2013). Формирование северной части ТМТ фиксируют гранитоиды сумсунурского комплекса Восточного Саяна с возрастом 785 ± 11 млн лет (Кузьмичев и др., 2001), в то время как высокоградные метаморфические комплексы юго-западной части ТМТ связаны с процессами эдиакарий-раннепалеозойского тектогенеза.

Метаморфические породы Сангиленского блока нельзя рассматривать как аналоги толщ Окинской аккреционной призмы. Накопление толщ моренского комплекса происходило в интервале 750–540 млн лет (Salnikova et al., 2001). Верхнюю же возрастную границу накопления толщ Окинской аккреционной призмы определяют силлы с возрастом 753 ± 16 млн лет (SIMS, Кузьмичев, Ларионов, 2013), то есть возможный интервал накопления этих толщ составляет 820–750 млн лет. Однако в источниках пород как Окинской призмы, так и моренского комплекса значимую роль играли неопротерозойские вулканические и плутонические породы с возрастом в интервале 0.75–0.90 млрд лет (Salnikova et al., 2001).

Проявление регионального метаморфизма в породах моренского комплекса на рубеже эдиакария–раннего кембрия не позволяет относить их к фундаменту карбонатных толщ шельфового чехла ТМТ. Метаморфические породы повышенного давления, представленные в Сангиленском, Ханхухэйском и Каахемском блоках, можно рассматривать в составе метаморфического пояса, сформированного за пределами неопротерозойского композитного террейна на рубеже эдиакария–раннего кембрия (Козаков и др., 2017б). Можно полагать, что коллизия блока новообразованной континентальной коры и неопротерозойского композитного террейна, перекрытого к этому времени карбонатными толщами шельфового чехла эдиакария–нижнего кембрия, сопровождалась региональным метаморфизмом низких-умеренных давлений. Этот метаморфизм был проявлен как наложенный на кристаллические породы моренского комплекса, включая гранитоиды ортоадырского комплекса с возрастом 513 ± 4 млн лет и прорывающие их жильные граниты. По отношению к образованиям глубоководного шельфа и карбонатного чехла ТМТ этот метаморфизм является прогрессивным.

В том, что касается соотношения ТМТ с блоками Сонгинского и Дзабханского террейнов, нужно отметить следующее. Во-первых, эти структуры разделены палеоокеаническими и островодужными образованиями Джидинской зоны, переходящей в Озерную зону (Ильин, 1982). Во-вторых, формирование структуры Сангиленского и Ханхухэйского блоков ТМТ связано с процессами эдиакарского и раннепалеозойского метаморфизма, а региональный метаморфизм и складчатость Сонгинского террейна (как и Дзабханского) происходили около 800–810 млн лет, его завершение фиксируют посткинematические гранитоиды с возрастом 790–780 млн лет. Таким образом, в эдиакарий–раннепалеозойское время ТМТ и Дзабханский террейн были пространственно разобщены. В-третьих, процессы эдиакарского регионального метаморфизма и магматизма не проявлены в сопредельных поздне- и раннедокембрийских структурах Хангая: Сонгинском, Тарбагатайском, Дзабханском, Байдарикском террейнах. Это также свидетельствует о пространственной разобщенности метаморфических поясов эдиакария и фрагментов ранее сформированной докембрийской континентальной коры. Следует подчеркнуть, что в раннедокембрийских блоках не проявлены процессы раннепротерозойского (880–780 млн лет) регионального метаморфизма и/или коллизионного и надсубдукционного магматизма, хотя в современной структуре

Центральной Азии блоки пород раннего и позднего докембрия практически совмещены. Можно полагать, что в этот период зоны конвергенции, в которых шло формирование новообразованной континентальной коры, развивались независимо от структур древних кратонов. Положение блоков ранне- и неопротерозойской континентальной коры в современной структуре Центральной Азии, по-видимому, обусловлено более поздними палеозойскими сдвиговыми движениями.

Источники финансирования. Исследования проведены в рамках Госзадания НИР № 0153-2018-0003.

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.
- Анисимова И.В., Левицкий И.В., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. I. СПб.: Центр информационной культуры, 2009. С. 34–35.
- Беличенко В.Г., Боос Р.Г.* Боксон-Хубсугул-Дзабханский палеомикроконтинент в структуре центрально-азиатских палеозоид // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 20–28.
- Бибилова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др.* U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.
- Владимиров А.Г., Волкова Н. И., Мехоношин А. С. и др.* Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Докл. АН. 2011. Т. 436. № 6. С. 793–799.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др.* Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 571–588.
- Донская Т.В., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П. и др.* Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. АН. 2000. Т. 374. № 1. С. 79–83.
- Ильин А.В.* Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии–кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.
- Ковач В.П., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. и др.* Источники терригенных пород цаганоломской свиты шельфового чехла Дзабханского микроконтинента // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. 2–5 июня 2015 г., ИГД РАН, СПб.: Sprinter, 2015. С. 106–108.
- Козаков И.К.* Структурные особенности и метаморфизм докембрийских гранитоидов Сангиленского нагорья Тувы // Геология и геофизика. 1976. № 12. С. 159–160.
- Козаков И.К., Азимов П.Я.* Геодинамическая обстановка формирования гранулитов Сангиленского блока ТМТ (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 635–645.
- 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., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др.* Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80–92.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.* Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–512.
- Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б. и др.* Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 1–20.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В. и др.* Конвергентные границы и связанные с ними магматические и метаморфические комплексы в структуре каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 2012. № 1. С. 19–41.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др.* Основные этапы развития и геодинамическая обстановка формирования Южно-Хангайского метаморфического пояса Центральной Азии // Петрология. 2015. Т. 23. № 4. С. 339–362.
- Козаков И.К., Kröner A., Ковач В.П.* Раннеопротерозойский этап в формировании фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: IX Косыгинские чтения, 2016. Материалы Всероссийской конференции. Хабаровск: ИТ и ГДВО РАН, 2016. С. 35–38.
- Козаков И.К., Kröner A., Ковач В.П. и др.* Неопротерозойский этап (~ 960–930 млн. лет) в формировании островодужного комплекса фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017а. С. 181–184.
- Козаков И.К., Кузнецов А.Б., Эрдэнэжаргал Ч. и др.* Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового

- чехла Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 5. С. 3–16.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 380–393.
- Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Вишневецкая И.А. и др. Sr-хемостратиграфия карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Докл. АН. 2010. Т. 432. № 3. С. 350–355.
- Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 191 с.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский этап (770–800 млн лет), вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 7. С. 875–895.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.
- Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З., Бибикина Е.В., Кирилова Т.И. Верхнерифейские (790 млн лет) гранитоиды в Тувино-Монгольском массиве: свидетельство раннебайкальского орогенеза // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 10. С. 1379–1383.
- Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В. и др. Этапы метаморфизма и гранитообразования в неопротерозойском аккреционно-коллизийном поясе северо-западной части Восточного Саяна // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Тез. докл. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 339–341.
- Руднев С.Н., Серов П.А., Киселев В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1572–1600.
- Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А., Маркова Н.Г. Тектоника Южной Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. Тр. Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. М.: Наука, 1990. Вып. 49. С. 11–122.
- Школьник С.И., Станевич А.М., Резницкий Л.З., Савельева В.Б. Новые данные о строении и временном диапазоне формирования Хамардабанского террейна: свидетельство U-Pb LA-ICP-MS датирования цирконов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 23–43.
- Aranovich L.Y., Berman R.G. Optimized standard state and solution properties of minerals. II. Comparisons, predictions, and applications // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. № 1–2. P. 25–37.
- Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for Phanerozoic crustal growth of Central Asia // Journal of Asian Earth Science. 2002. V. 21. P. 87–110.
- Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂ // J. Petrol. 1988. V. 29. № 2. P. 445–522.
- Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineral. 1991. V. 29. № 4. P. 833–855.
- Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals. I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂ // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. № 1–2. P. 1–24.
- Bold U., Crowley J.A., Smith E.F. et al. Neoproterozoic to early Paleozoic tectonic evolution of the Zavkhan terrane of Mongolia: Implications for continental growth in the Central Asian orogenic belt // Lithosphere. 2016. Doi: 10.1130/L549.1
- Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K. et al. Geochemical and geochronological constraints on distinct Early-Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag Continent in western Mongolia // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 200–227.
- Demoux A., Kröner A., Liu D., Badarch G. Precambrian crystalline basement in Southern Mongolia as revealed by SHRIMP zircon dating // Intern. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). 2009. V. 98. P. 1365–1380.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S. et al. Pre-collisional (≥ 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. V. 42. P. 243–263.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // J. Geol. Soc. Lond. 2008. V. 165. P. 235–246.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
- Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. P. 27–41.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A. et al. The most ancient ophiolite of Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 199. № 3–4. P. 311–325.
- Kovach V.P., Matukov D.I., Berezhnaya N.G. et al. SHRIMP zircon age of the Gargan block tonalites – find early precambrian basement of the Tuvino-Mongolian microcontinent,

- Central Asia mobile belt // 32th Intern. Geological Congress. Abstract. 2004.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.
- Krogh T.E.* Improved accuracy of U–Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1982. V. 46. P. 637–649.
- Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z.* Neoproterozoic (~ 800 Ma) orogeny in the Tuva–Mongolia Massif (Siberia): island arc – continent collision at the northeast Rodinia margin // *Precamb. Res.* 2001. V. 110. P. 109–126.
- Kuzmichev A., Kröner A., Hegner E. et al.* The Shishkhd ophiolite, northern Mongolia: a key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // *Precamb. Res.* 2005. V. 138. P. 125–150.
- 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.
- Lehmann J., Schulmann K., Lexa O. et al.* Structural constraints on the evolution of the Central Asian orogenic belt in SW Mongolia // *Amer. J. Sci.* 2010. V. 310. P. 575–628.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
- Ludwig K.R.* Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. V. 4.
- Macdonald F.A., Jones D. S., Schrag D.P.* Stratigraphic and tectonic implications of a newly discovered glacial diamictite–cap carbonate couplet in southwestern Mongolia // *Geology.* 2009. V. 37. № 2. P. 123–126.
- Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V. et al.* Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // *Gondwana Res.* 2014. V. 26. P. 957–974.
- 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.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E.* Subcommission of Geochronology: Convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
- Wilhem C., Brian F. Windley B.F., Stampfli G.M.* The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review // *Earth Sci. Rev.* 2012. V. 113. P. 303–341.

Tectonic Position of the Early Neoproterozoic–Early Paleozoic Metamorphic Belts within the Tuva–Mongolian Terrane of the Central Asian Orogenic Belt

**I. K. Kozakov*, E. B. Salnikova, I. V. Anisimova, P. Ya. Azimov,
Yu. V. Plotkina, M. V. Stifeeva, A. M. Fedoseenko**

*Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS
Makarova emb., 2, Saint-Petersburg, 199034, Russia*

The Tuva–Mongolian terrane (TMT) of the Central Asian Orogenic Belt is a composite structure with a Vendian–Cambrian terrigenous-carbonate cover. The formation of the northern part of TMT is marked by the granitoids of the Sumsunur Complex with an age of 785 ± 11 Ma. The Sangilen and Khan-Khukhay blocks of its southern part also form a composite structure, which originated during Early Paleozoic (500–490 Ma) low-moderate pressure regional metamorphism reaching amphibolites-granulite facies. The earlier high-pressure metamorphism was established in the Moren Complex of both the blocks. In the Sangilen block, this metamorphism reached conditions of kyanite-garnet-biotite-orthoclase subfacies of amphibolites facies (temperature $\sim 750^\circ\text{C}$, pressure 9–10 kbar). The upper age limit of this metamorphism is determined by granites with an age of 536 ± 6 Ma, which cut across migmatized biotite gneisses of the Moren Complex. The latter are intruded by the granitoids of the Ortoadir pluton, which were previously dated at 521 ± 12 Ma (U–Pb method, TIMS). Its emplacement predated the Early Paleozoic low-moderate pressure metamorphism, the timing of which is constrained by syn- and postmetamorphic granitoids with ages of 496 ± 4 and 489 ± 3 Ma. The age of 513 ± 4 Ma established for the granitoids of the Ortoadir Complex in the Khan-Khukhay Block more accurately constrains the lower age boundary of collision processes. This determined the amalgamation of the fragments of the high-pressure metamorphic belt with basement and carbonate-shelf cover units of the Tuva–Mongolian terrane, as well as the upper age boundary of early metamorphism. The timing of the main mappable structure of the Khan–Khukhay Block and low-moderate pressure regional metamorphism is marked by the synmetamorphic granitoids with an age of 505 ± 2 Ma. In general, the metamorphic rocks of the Sangilen, Khan–Khukhay, and Kaakhem blocks can be considered as fragments of the Late Ediacaran high-pressure metamorphic belt, which were amalgamated to the western margin of TMT within 515–505 Ma, after emplacement of the granitoids of the Ortoadir Complex, and were reworked by regional Early Paleozoic low-moderate pressure metamorphism.

Keywords: Central Asian Orogenic Belt, Tuva–Mongolian terrane, early Paleozoic, geochronology, zircon, regional metamorphism, magmatism