

УДК 552.2:551.72(571.5)

ФОРМИРОВАНИЕ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В СТРУКТУРАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

© 2021 г. И. К. Козаков^{a, *}, В. П. Ковач^a, Е. Б. Сальникова^a,
А. Н. Диденко^b, Ю. В. Плоткина^a, А. М. Федосеенко^a

^aИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

^bИнститут тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

*e-mail: ivan-kozakov@yandex.ru

Поступила в редакцию 25.05.2020 г.

После доработки 23.09.2020 г.

Принята к публикации 07.10.2020 г.

Рассматриваются результаты геохронологических (U-Pb метод, ID-TIMS), геохимических и Sm-Nd изотопных исследований гранитоидов, вулканитов и терригенных пород восточной части Дзабханского террейна, а также кислых вулканитов дзабханской серии его южной части. Установлено, что посткинematические гранитоиды Дзабхан-Мандалской зоны, Эрдэнэ-Хаирханского и Богдоингольского блоков формировались в интервале 813 ± 9 – 772 ± 3 млн лет и около 720 млн лет, а риолиты дзабханской серии – 790 ± 3 млн лет. В источниках пород южной части террейна и Богдоингольского блока преобладали древние коровые образования. Nd изотопные данные для пород Дзабхан-Мандалской зоны и Эрдэнэ-Хаирханского блока отражают смешанную природу их источников и позволяют предполагать существенный вклад раннеопротерозойского ювенильного материала. На основании полученных и опубликованных ранее данных показано, что Дзабханский террейн не является однородным блоком раннедокембрийской континентальной коры, а представляет собой неопротерозойский композитный террейн, сложенный породами островодужных, окраинно-континентальных комплексов и переработанной раннедокембрийской континентальной коры. Рассматриваются вопросы корреляции слагающих Дзабханский террейн докембрийских образований с Сонгинским, Байдарикским и Тарбагатайским террейнами, а также особенности формирования неопротерозойской континентальной коры в структурах центрального сегмента ЦАСП. Установлено, что в строении террейнов Хангайской группы широко распространены океанические, островодужные, окраинно-континентальные и рифтогенные комплексы, формировавшиеся около 960–930, 880–850 и 810–790 млн лет назад. На основе полученных данных рассматривается модель формирования и эволюции неопротерозойской коры ЦАСП на примере палеореконструкций для 925 и 825 млн лет. Предполагается, что обширный рост неопротерозойской континентальной коры региона связан с субдукционными процессами в обрамлении суперконтинента Родиния около 960–860 млн лет назад и развитием континентальных рифтов, инициировавших распад суперконтинента в середине тония около 860 и 800 млн лет назад.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, магматизм, метаморфизм, геохронология, неопротерозой, изотопная геология, корообразование

DOI: 10.31857/S0869590321020059

ВВЕДЕНИЕ

Строение Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) определяется сочетанием неопротерозойских и палеозойских палеоокеанических и островодужных комплексов и блоков с докембрийским фундаментом (Моссаковский и др., 1993; Диденко, 1994). Среди наиболее крупных блоков с раннедокембрийским фундаментом в центральном сегменте ЦАСП были выделены Дзабханский и Тувино-Монгольский террейны, которые первоначально объединялись в единый

микроконтинент (Беличенко, Боос, 1988). Однако позднее было установлено, что каждый террейн имел сложную историю амальгамации и несколько этапов формирования своих вулканогенно-осадочных чехлов (Беличенко и др., 1994; Козаков и др., 1997, 2014, 2015, 2017a; Кузьмичев, 2004; Levashova et al., 2010; Овчинникова и др., 2012; Rooney et al., 2015; Кузнецов и др., 2018 и др.). Одним из наиболее сложнопостроенных террейнов является Дзабханский (рис. 1a). В его составе объединялись Байдарикский, Тарбагатайский,

Сонгинский и, собственно, Дзабханский блоки (Беличенко, Босс, 1988; Карта геологических..., 1989; Зайцев, 1990), отнесенные позднее к “кратонным” террейнам (Badarch et al., 2002). Однако раннедокембрийские кристаллические комплексы установлены только в северо-западной части Байдарикского террейна (Митрофанов и др., 1985; Козаков, 1986; Козаков др., 1997, 2007; Kröner et al., 2017b) и идерском комплексе Тарбагатайского террейна (Козаков и др., 2011; Kröner et al., 2015b) (рис. 1б). Полученные к настоящему времени геологические, геохронологические и Sm-Nd изотопные данные позволяют сделать вывод, что Сонгинский и северная часть Дзабханского террейнов представляют собой гетерогенные структуры, в которых объединены островодужные и окраинно-континентальные комплексы неопротерозоя (Ковач и др., 2013; Козаков и др., 2013а, 2013б, 2014, 2016, 2017а, 2017б; Ярмолюк и др., 2015, 2017). В то же время для пород восточной части Дзабханского террейна получены только единичные геохронологические и Sm-Nd изотопные данные (Козаков и др., 2015а, 2017а), что не позволяет разработать интегрированную геодинамическую модель формирования как самого террейна, так и микроконтинентов центрального сегмента ЦАСП в целом.

В статье рассматриваются результаты геохронологических (U-Pb метод, ID-TIMS) и Sm-Nd изотопных исследований гранитоидов, вулканитов и терригенных пород восточной части Дзабханского террейна, а также кислых вулканитов дзабханской серии его южной части. На основании полученных и опубликованных ранее данных предложена новая схема геологического строения Дзабханского террейна, рассматриваются вопросы корреляции слагающих его докембрийских образований с Сонгинским, Байдарикским и Тарбагатайским террейнами, а также особенности формирования неопротерозойской континентальной коры в структурах центрального сегмента ЦАСП.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДЗАБХАНСКОГО ТЕРРЕЙНА

В современной структуре центрального сегмента ЦАСП Дзабханский террейн с юга и запада сочленен по системе надвигов и сдвиговых зон с эдиакарий-раннекембрийскими палеоокеаническими и островодужными комплексами Озерной зоны (рис. 2). На севере выходы пород Дзабханского террейна отделяют от Сонгинского террейна пески пустыни Монгол Элс, а с востока развиты обширные поля позднепалеозойских гранитоидов (Карта ..., 1989). На тектонической схеме (Ярмолюк и др., 2017; Ярмолюк, Дегтярев, 2019) граница между Сонгинским и Дзабханским террейнами проводится по р. Дзабхан-гол, а территория между речья Дзабхан-гол—Хунгуй-гол рассматривает-

ся как единая Дзабхан-Мандалская зона Сонгинского террейна. В работе (Badarch et al., 2002) данные террейны были отнесены к раннему докембрию и объединены с Байдарикским кратонным террейном, который коррелирует с Тарбагатайским террейном. На схеме в (Bugíánek et al., 2017) они объединены в группу нерасчлененных по возрасту метаморфических террейнов без разделения на ранне- и позднедокембрийские образования. Эти схемы в некоторых аспектах не согласуются с полученными нами данными, касающимися корреляции и возраста структурно-вещественных комплексов рассматриваемых террейнов. Образование, развитые севернее р. Хунгуй-гол, рассматриваются нами в составе Сонгинского террейна (Козаков и др., 2013а). Основанием для этого является, помимо отсутствия прямых геологических соотношений между Сонгинским и Дзабханским террейнами, различие в ориентировке главных картируемых структур (рис. 2). Кроме того, структурно-вещественные комплексы различаются по изотопным и геохимическим характеристикам и особенностям развития процессов регионального метаморфизма (см. ниже). Можно полагать, что эти террейны разделены разломами северо-западного простирания, перекрытого песками пустыни Монгол Элс.

В строении фундамента Дзабханского террейна ранее выделялись два типа структурно-вещественных комплексов: древний, предположительно, раннедокембрийский, сложенный высокометаморфизованными породами, и позднедокембрийский, представленный неметаморфизованными породами терригенной и терригенно-вулканогенной толщ дзабханской серии (Геологическая карта ..., 1982а, 1982б; Зайцев, 1990). Предполагалось, что они являются фундаментом, перекрытым терригенно-карбонатными толщами шельфового чехла, отлагавшегося с конца позднего рифея по ранний кембрий, что соответствует интервалу криогений—эдакарий—кембрий международной шкалы (Семихатов и др., 2015; Shields-Zhou et al., 2016). Полученные к настоящему времени структурно-геологические, геохронологические и Sm-Nd изотопные данные (Козаков и др., 2014, 2015, 2016, 2017а, 2017б, 2020б; настоящая работа) позволяют выделить в геологическом строении террейна зоны и блоки, различающиеся особенностями состава, возраста и обстановок формирования слагающих его структурно-вещественных комплексов (рис. 2).

В Дзабхан-Хунгуйской зоне западной (краевой) части Дзабханского террейна развиты биотитовые, биотит-мусковитовые, роговообманковые и реже гранат-биотитовые гнейсы с пластами амфиболитов, кварцитов и протяженными горизонтами мраморов, а также присутствуют тектонические пластины серпентинизированных гипербазитов (рис. 2). Породы зоны интенсивно рассланцованы и милонитизированы. Гранитоиды, фактически пре-

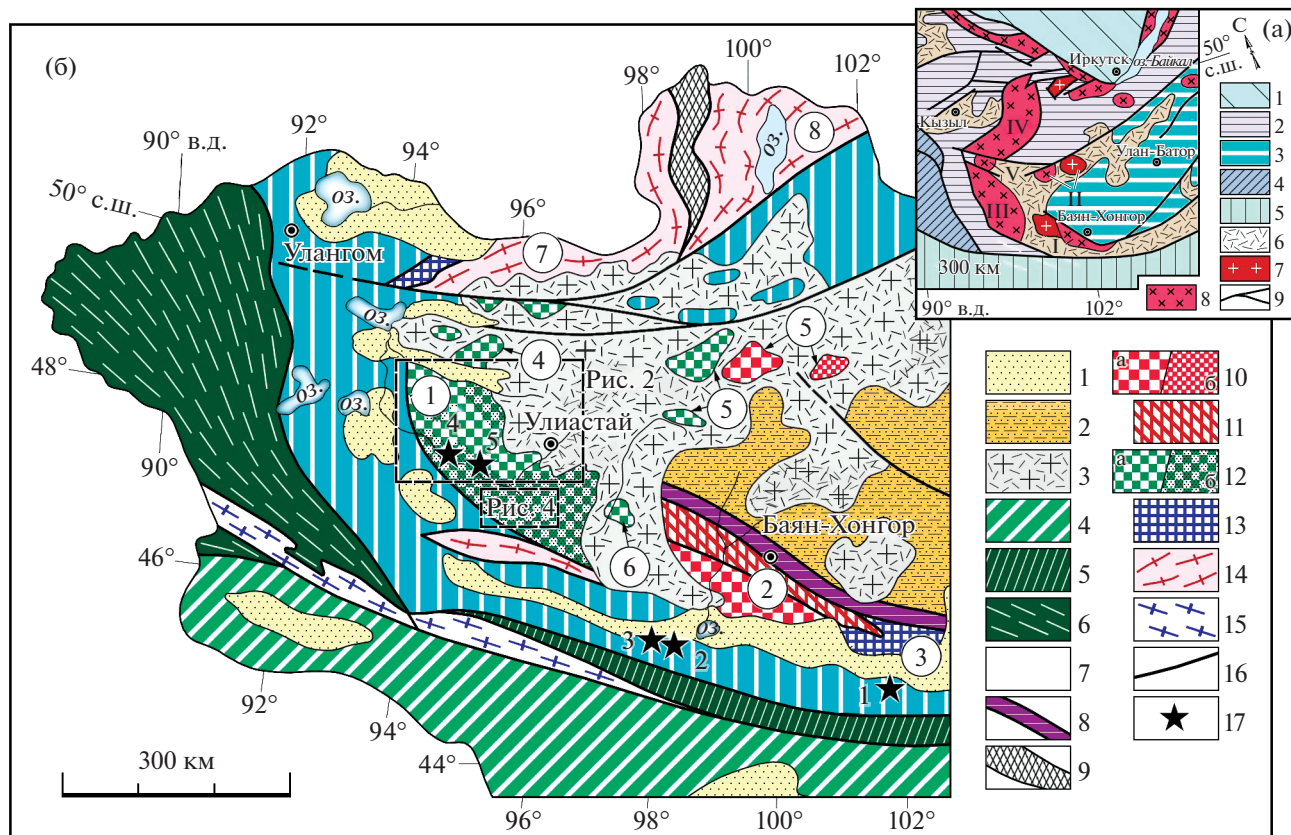


Рис. 1. Схема геологического положения блоков докембрия в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Составлена с использованием материалов (Зайцев, 1990; Карта ..., 1989; Козаков и др., 2017б). (а) Главные тектонические структуры южного обрамления Сибирской платформы. 1 – Сибирская платформа, 2 – ранние каледониды, 3 – толщи турбидитного бассейна среднего–позднего палеозоя, 4 – поздние каледониды, 5 – герциниды, 6 – вулканоплутонические пояса позднего палеозоя–мезозоя, 7, 8 – фрагменты континентальной коры: с раннедокембрийским (7) и неопротерозойским (8) основанием, 9 – главные тектонические границы. Римскими цифрами обозначены: I – Байдарикский террейн, II – Тарбагатайский террейн, III – Дзабханский террейн, IV – Тувино-Монгольский террейн, V – Сонгинский террейн.

(б) Положение высокоградных метаморфических комплексов в структурах Западной Монголии. 1 – четвертичные отложения; 2 – турбидитные отложения девона–карбона; 3 – нерасчлененные вулканоплутонические комплексы палеозоя–раннего мезозоя; 4 – палеоокеанические и островодужные герциниды Южно-Алтайской зоны; 5 – отложения континентального склона и пассивной окраины; 6 – поздние каледониды Монголо-Алтайской зоны; 7 – палеоокеанические и островодужные комплексы эдиакария–нижнего кембрия Озерной зоны; 8 – эдиакарий–неопротерозойские офиолиты Байанхонгорской зоны; 9 – раннеопротерозойские палеоокеанические и островодужные комплексы; 10–15 – блоки кристаллических пород: 10 – раннего докембрия (а – установленные, б – предполагаемые), 11 – нерасчлененные шельфовые и вулканические толщи Байанхонгорской зоны и метаморфические породы Южно-Хангайского метаморфического пояса (поздний неопротерозой), 12 – метаморфические комплексы раннего неопротерозоя (а – обнаженные, б – предполагаемые под чехлом), 13 – метаморфические комплексы позднего неопротерозоя, 14 – метаморфические комплексы раннего палеозоя, 15 – метаморфические комплексы позднего палеозоя; 16 – тектонические границы, разломы; 17 – положение объектов с возрастными интервалами около 980–930 млн лет: 1 – 983 ± 6, 956 ± 3 и 954 ± 8 млн лет (Demoux et al., 2009); 2 – 955 ± 7 млн лет (Křůner et al., 2010); 3 – 948 ± 6, 941 ± 11, 933 ± 6 млн лет (Buriáněk et al., 2017); 4 – 959 ± 8, 944 ± 6 и 930 ± 6 млн лет (Козаков и др., 2016, 2017б); 5 – положение пробы с реликтовыми эклогитовыми и глаукофансланцевыми парагенезисами.

Цифры в кружках: 1 – Дзабханский террейн; 2, 3 – блоки Байдарикского террейна: 2 – раннедокембрийский Байдарикский блок, 3 – позднеопротерозойский Тацаингольский блок; 4 – Сонгинский террейн; 5 – Тарбагатайский террейн; 6 – Отгонский блок Дзабханского террейна; 7 – Тувино-Монгольский террейн; 8 – Хамардабанский террейн.

вращенные в ортогнейсы, имеют возраст около 814 млн лет (LA-ICP-MS, неопубликованные данные авторов), близкий к возрасту большей части посткинematических гранитоидов других блоков Дзабханского террейна (Козаков и др., 2014,

2017а; настоящая работа). Деформационные процессы интенсивно проявлены только в западной части террейна и, возможно, связаны с аккрецией эдиакарий–кембрийских островодужных комплексов Озерной зоны и Дзабханского террейна.

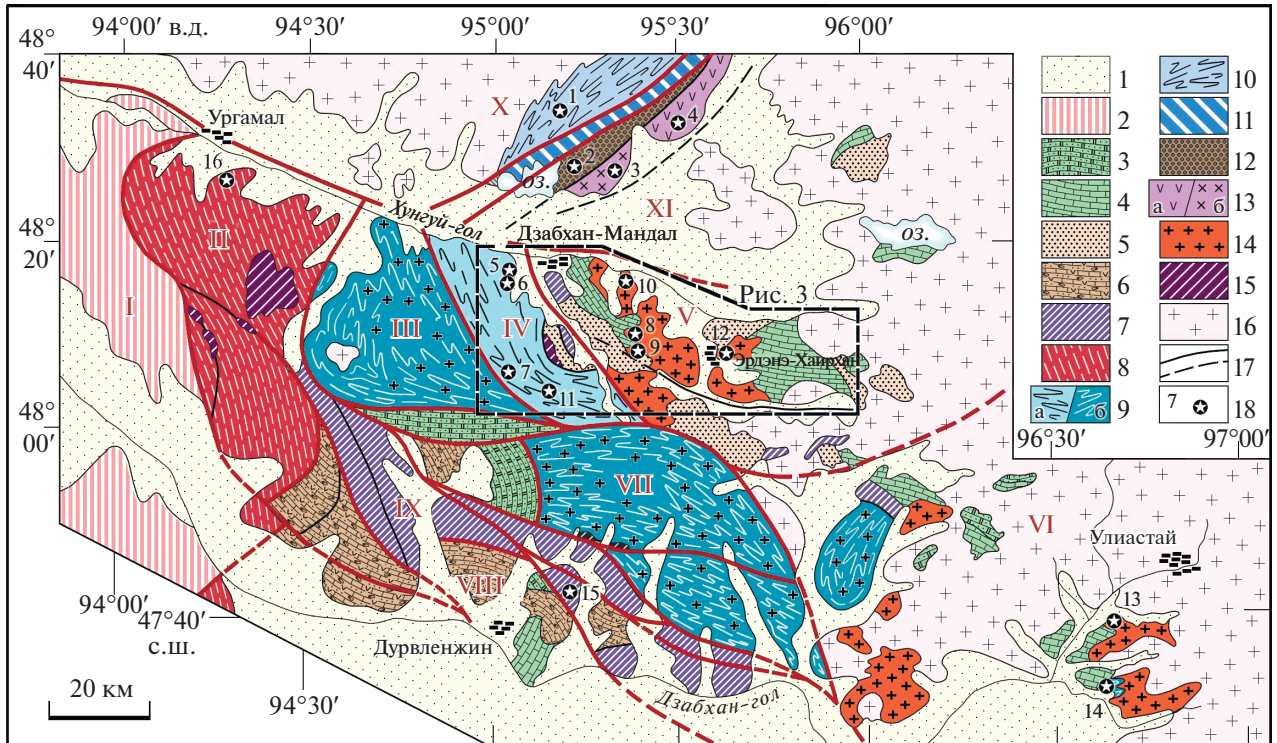


Рис. 2. Схема строения северной части Дзэбханского террейна и Байнурского блока Сонгинского террейна, с использованием (Геологическая карта ..., 1982а, 1982б, 1982в; Козаков и др., 2013, 2014, 2016, 2017б, 2019а).

1 – четвертичные рыхлые отложения; 2 – эдиакарий-кембрийские палеоокеанические комплексы Озерной зоны; 3–9 – Дзэбханский террейн: 3, 4 – толщи шельфового чехла Дзэбханского террейна: 3 – известняки байннурской свиты и песчаники, гравелиты, алевролиты, известняки байннурской свиты (нижний кембрий), 4 – доломиты, известняки, кварциты цаганоломской свиты (эдиакарий); 5 – эрдэнэхаирханский комплекс; 6 – нерасчлененные породы дзэбханской серии и цаганоломской свиты; 7 – зона меланжа; 8 – биотитовые, биотит-мусковитовые, роговообманковые и гранат-биотитовые гнейсы, амфиболиты, гранатовые амфиболиты, кварциты, протяженные горизонты мраморов; 9 – гнейсо-мигматитовый комплекс (мигматиты, гнейсо-граниты, амфиболиты, мраморы): 9а – полиметаморфический, 9б – монометаморфический. 10–13 – Байнурский блок Сонгинского террейна: 10 – байннурский комплекс (биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, мигматиты, амфиболовые гнейсы), 11–13 – холбонурский комплекс: 11 – породы палеоокеанической ассоциации (амфиболовые сланцы и амфиболиты (метавулканы основного и среднего состава) с горизонтами кварцитов и прослоями кремнистых пород), 12 – породы терригенной ассоциации (аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты), 13 – породы островодужной ассоциации (а – песчаники, гравелиты, конгломераты, олистолиты, риолиты, базальты, шаровые лавы, б – тоналиты и трондземиты Гашунурского массива); 14 – массивы и поля неопротерозойского тоналит-гранодиорит-тродьемитового комплекса; 15 – серпентиниты; 16 – гранитоиды позднего палеозоя; 17 – разломы, тектонические границы (а – установленные, б – предполагаемые под рыхлыми отложениями); 18 – положение геохронологических проб гранитоидов и их возраст (млн лет): 1–4 (Сонгинский террейн): 1 – 802 ± 6 , 2 – 790 ± 2 , 3 – 859 ± 3 , 4 – 888 ± 2 ; 5–16 (Дзэбханский террейн): 5 – 860 ± 3 , 6 – 856 ± 2 , 7 – 786 ± 6 , 8 – 862 ± 3 , 9 – 798 ± 7 , 10 – 813 ± 9 , 11 – 772 ± 3 , 12 – 722 ± 4 , 13 – 717 ± 5 , 14 – 847 ± 2.6 , 15 – $960-930$, 16 – 463 ± 2 . Римскими цифрами обозначены структуры Дзэбханского террейна и его обрамления: I – Озерная зона; II – Дзэбхан-Хунгуйская зона; III – Ургамалская зона; IV – Дзэбхан-Мандалская зона; V – Эрдэнэ-Хаирханский блок; VI – Богдоингольский блок; VII – неопротерозойские постметаморфические гранитоиды; VIII – Дурвлэнжинский блок; IX – зона тектонического меланжа; X–XI – Байнурский блок Сонгинского террейна: X – байннурский гнейсо-мигматитовый комплекс, XI – холбонурский комплекс.

Возрастной интервал посткинematических гранитоидов в других блоках составляет 860–720 млн лет (в том числе, 813 млн лет). Оценки возраста метаморфизма, который может быть связан с более поздним процессом – сочленением с офиолитами Озерной зоны, также различны – 860, 847, 800 млн лет.

В северной части Дзэбханского террейна выделены две зоны высокометаморфизованных по-

род, различающиеся по составу и особенностям структурно-метаморфического развития – Ургамалская и Дзэбхан-Мандалская, строение которых детально рассмотрено в работе (Козаков и др., 2014) (рис. 2). Ранее породы этих зон рассматривались как типовые образования раннекембрийского фундамента Дзэбханского террейна (Геологическая карта ..., 1982а, 1982б; Карта ..., 1989). Однако породы этих зон характеризуются значениями Nd-модельного возраста в интервале

2.2–1.3 млрд лет, что исключает их отнесение к раннему докембрию.

В строении *Ургамалской зоны* принимают участие двуслюдяные сланцы, биотитовые, гранат-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, кварциты, пластовые тела и массивы гранатовых амфиболитов, а также протяженные горизонты мраморов (Козаков и др., 2014). Ранее эти породы относились к свитам цаганнур и шубун (Геологическая карта ..., 1982а, 1982б). Простираются с юга на север от северо-западного (340° – 350°) до северо-восточного (10° – 30°). Породы зоны прогрессивно метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации. Детритовые цирконы из гранат-мусковит-биотитовых парагнейсов имеют возрастные значения в интервале 890–840 млн лет. Средневзвешенное значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет 863 ± 7 млн лет (Ковач и др., 2019б). Гнейсо-граниты имеют возраст около 820 млн лет (LA-ICP-MS, неопубликованные данные авторов). Таким образом, формирование протолитов метатерригенных пород Ургамалской зоны происходило в интервале около 0.87–0.82 млрд лет.

В *Дзабхан-Мандалской зоне* развиты в различной степени мигматизированные роговообманковые, гранат-роговообманковые, биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы с горизонтами мраморов, а также габбро-амфиболиты и порфировидные гнейсо-граниты (Козаков и др., 2014). Породы интенсивно дислоцированы в процессе трех этапов деформаций. Главные картируемые субвертикальные структуры имеют северо-западное направление (340° – 300°). Породы Дзабхан-Мандалской зоны метаморфизованы дважды: в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации, сопровождавшейся мигматизацией, и в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации, изофациальной по условиям метаморфизма пород Ургамалской зоны. Оценка возраста раннего метаморфизма определяют синметаморфические габбро-диориты с возрастом 860 ± 3 млн лет, а верхнюю возрастную границу этого метаморфизма – рассланцованные субщелочные граниты с возрастом 856 ± 2 млн лет (Козаков и др., 2014). Наложенный метаморфизм Дзабхан-Мандалской зоны и прогрессивный метаморфизм Ургамалской зоны можно коррелировать с метаморфизмом, проявленным в баяннурском комплексе Сонгинского террейна (802 ± 6 млн лет, Козаков и др., 2013) (рис. 2). Посткинematические гранитоиды Ургамалской и Дзабхан-Мандалской зон имеют возраст 786 ± 6 млн лет (Козаков и др., 2014), в Сонгинском террейне они имеют близкое значение возраста – 790 ± 2 млн лет (Козаков и др., 2013) (рис. 2). Конкордантные оценки возраста детритовых цирконов из биотит-гранатовых плагиогнейсов Дзабхан-Мандалской зоны находятся преимущественно в интервале 844–901 млн

лет, средневзвешенное значение по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет 871 ± 8 млн лет (Ковач и др., 2019б). Таким образом, формирование протолитов метатерригенных пород Дзабхан-Мандалской зоны происходило в интервале около 880–860 млн лет.

В северо-восточной части Дзабханского террейна высокометаморфизованные породы Дзабхан-Мандалской зоны ограничены разломом, который приурочен к долине, выходящей к реке Хунгуй-гол (рис. 2, 3). В западном борту долины развиты тектонические линзы серпентинитов, рассланцованных мигматитов, гнейсо-гранитов, роговообманковых метагабброидов, характерных для Дзабхан-Мандалской зоны, а также амфиболовых сланцев и неметаморфизованных терригенных пород (песчаников, гравелитов). К северо-востоку от разлома широко развиты криогений-кембрийские карбонатные породы цаганоломской свиты, которые полого залегают на неметаморфизованных терригенных и вулканогенных породах и гранитоидах. Терригенная толща сложена песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами и кварцитами. В вулканогенной толще развиты базальты, андезибазальты, реже андезиты, дациты и граувакки. В гальках конгломератов преобладают вулканы (андезибазальты, риолиты, гранодиорит-порфиры) и трондьемиты, гальки высокометаморфизованных пород и гнейсо-гранитов отсутствуют. Ранее эти толщи были отнесены к неопротерозойской дзабханской серии, более поздней по отношению к высокометаморфизованным породам Дзабхан-Мандалской зоны (свита будун по (Геологическая карта ..., 1982а, 1982б; Карта ..., 1989). Терригенная и терригенно-вулканогенная толща прорваны недеформированными массивами гранитоидов с возрастом 862 ± 3 млн лет (Козаков и др., 2017). Конкордантные значения возрастов детритовых цирконов из песчаников и гравелитов терригенной толщи имеют максимумы на кривой вероятности возрастов около 0.92, 1.38, 2.04, 2.20, 2.32, 2.46, 2.62, 2.72 и 3.43 млрд лет (Ковач и др., 2019б). Таким образом, возможный интервал накопления пород этой толщи составляет около 0.92–0.86 млрд лет. В то время как риолиты дзабханской серии центральной и южной частей Дзабханского террейна (рис. 4) имеют возраст в интервале 802–787 млн лет (Levashova et al., 2010; Bold et al., 2016b; настоящая работа). Следовательно, терригенные и терригенно-вулканогенные толщи северо-восточной части Дзабханского террейна не могут коррелировать с образованиями дзабханской серии. Это послужило основанием для их отнесения к самостоятельному более древнему эрдэнэхаирханскому комплексу и выделению Эрдэнэ-Хаирханского блока.

С востока Дзабханский террейн ограничен полем позднепалеозойских гранитоидов Хангайского батолита (Ярмлюк и др., 2016, 2019), среди которых расположен *Богдоингольский блок* (рис. 2).

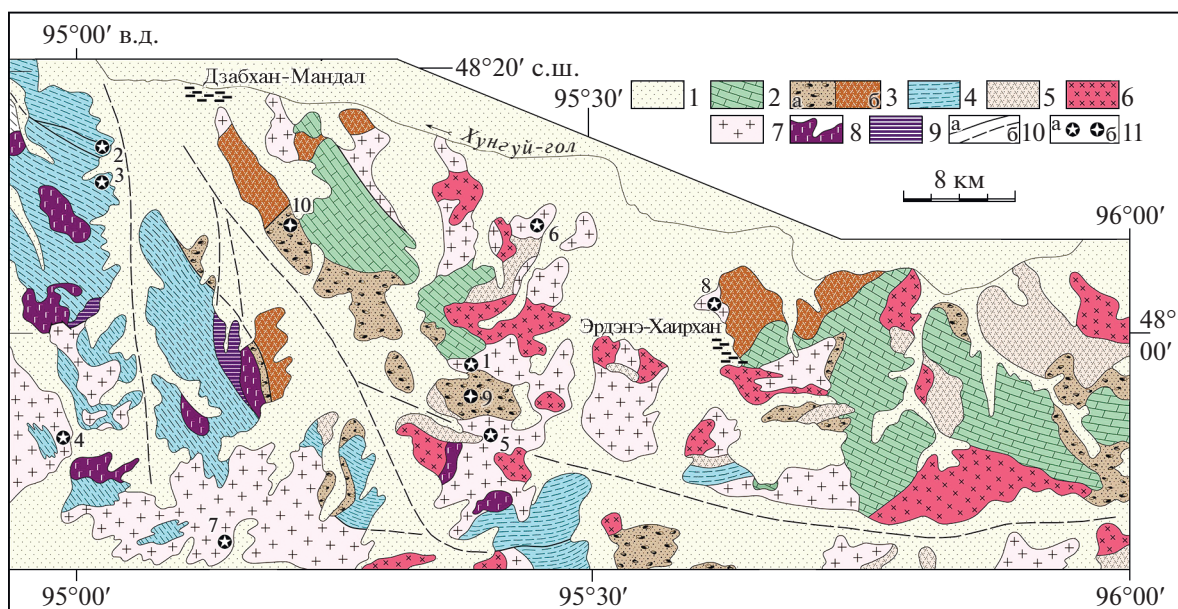


Рис. 3. Схема положения неопротерозойских гранитоидов северо-восточной части Дзабханского террейна, с использованием (Геологическая карта..., 1982б, Козаков и др., 2014).

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – карбонатные толщи цаганоломской свиты; 3 – толщи терригенной (а) и терригенно-вулканогенной (б) ассоциаций эрдэнэхайрханского комплекса; 4 – биотитовые и роговообманковые гнейсы локально с пластами мраморов, мигматиты; 5 – нерасчлененные вулканы позднего палеозоя; 6 – гранитоиды позднего палеозоя; 7 – неопротерозойские гранитоиды; 8 – метагабброиды; 9 – серпентинизированные гипербазиты; 10 – разломы, тектонические границы (а), под чехлом (б); 11 – положение геохронологических проб и их возраст (млн лет): 11а – гранитоидов: 1 – 862 ± 3 , 2 – 860 ± 3 , 3 – 856 ± 2 , 4 – 786 ± 6 , 5 – 798 ± 7 , 6 – 813 ± 9 , 7 – 772 ± 4 , 8 – 722 ± 4 ; 11б – терригенных пород Эрдэнэ-Хайрханского блока: 9 – песчаники; 10 – гравелиты.

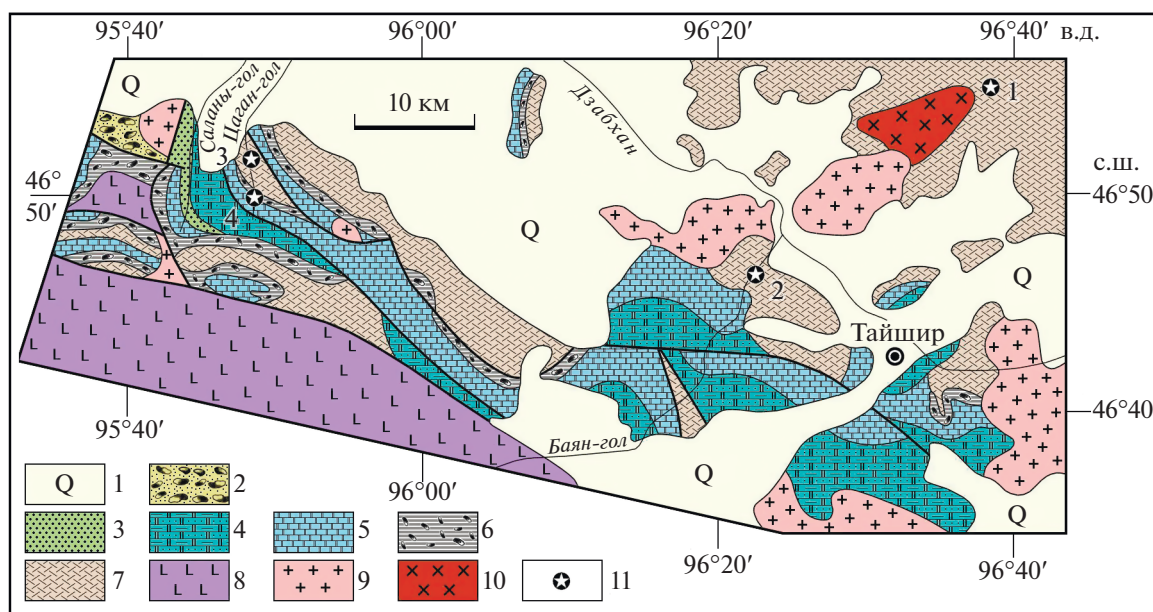


Рис. 4. Схема геологического строения хребта Хасагт-Хайрхан и бассейна р. Дзабхан, с использованием (Ярмолюк и др., 2008; Овчинникова и др., 2012; Ковач и др., 2019а).

1 – кайнозойские отложения; 2 – ордовикские конгломераты; 3 – терригенная саланыгольская свита; 4 – терригенно-карбонатная баянгольская свита; 5 – карбонатные толщи цаганоломской свиты; 6 – тиллиты майханулской пачки; 7 – вулканогенные породы дзабханской серии; 8 – эдиакарий-кембрийский офиолитовый комплекс Озерной зоны; 9 – палеозойские гранитоиды; 10 – щелочные граниты (755 ± 3 млн лет, Ярмолюк и др., 2008); 11 – положение объектов датирования: 1 – риолиты пробы ДЗ-7, 790 ± 3 млн лет; 2 и 3 – вулканы нижней (803 ± 8 млн лет, LA-ICP-MS, Levashova et al., 2010) и верхней частей разреза дзабханской серии; 4 – известняки цаганоломской свиты (635 ± 23 млн лет, U-Pb метод, Овчинникова и др., 2012; Bold et al., 2016а).

В его пределах карбонатные породы цаганоломской свиты полого залегают на мигматизированных биотитовых гнейсах с телами синметаморфических кварцевых диоритов с возрастом 847 ± 3 млн лет (Козаков и др., 2020б) и посткинematических гранитоидов с возрастом 717 ± 5 млн лет (Козаков и др., 2015). Это отличает фундамент Богдоингольского блока от Эрдэнэ-Хаирханского блока, в котором не проявлены неопротерозойские структурно-метаморфические преобразования. Дзабхан-Мандалская и Ургамалская зоны отличаются отсутствием криогений-кембрийского шельфового чехла.

Посткинematические гранитоиды Дзабханского террейна, объединявшиеся при геологической съемке в позднекембрийский гранитоидный комплекс (Геологическая карта ..., 1982а, 1982б, 1982в), развиты во всех вышеописанных зонах и блоках. Изначально мы предполагали, что они близки по возрасту к постметаморфическим гранитоидам Баяннурского массива (~790 млн лет) Сонгинского террейна. Однако при более поздних исследованиях для этих сходных по составу и структуре массивов гранитоидов было установлено, что их возраст варьирует от 862 ± 3 до 717 ± 5 млн лет (Козаков и др., 2014, 2015, 2020б). Для всех массивов Эрдэнэ-Хаирханского блока породы рамы неметаморфизованы, имеют субвертикальную ориентировку и перекрыты полого ориентированной толщей карбонатных пород венда. В Богдоингольском блоке эта толща залегают интенсивно метаморфизованных (мигматизированных) гнейсах (Козаков и др., 2020б). При этом в обоих блоках близкие по составу посткинematические гранитоиды имеют сходные значения возраста ~720 млн лет. Общим для массивов этих гранитоидов является внедрение после завершения складчатости, определяющей структуру вмещающих пород конкретного блока, и отсутствие наложенных структурных преобразований (рис. 2, 3). Это свидетельствует об относительной стабильности блоков, в которых локализованы гранитоиды, ко времени их внедрения. Для получения дополнительной информации об их возрасте и обстановках формирования были отобраны пробы посткинematических гранитоидов Эрдэнэ-Хаирханского и Богдоингольского блоков, а также Дзабхан-Мандалской зоны, в которой гранитоиды с возрастом 856 млн лет метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации (Козаков и др., 2012) (рис. 3). Полученные к настоящему времени данные свидетельствуют о неоднократности проявления регионального метаморфизма в неопротерозойских комплексах различных блоков, входящих в террейны Хангайской группы (Козаков и др., 2011, 2014, 2020б).

Структуры северной и южной частей Дзабханского террейна разделены зоной *тектонического меланжа* северо-западного простирания (рис. 2).

В ней совмещены тектонические пластины, сложенные как высокометаморфизованными породами (амфиболиты, амфиболовые кристаллические сланцы, кварцито-гнейсы, мраморы), так и слабометаморфизованными и неметаморфизованными вулканитами (базальты, в том числе шаровые, андезибазальты, реже андезиты и дациты). Низкоглиноземистые слабометаморфизованные метатрондьемиты Хараулинского блока имеют возраст 959 ± 8 и 944 ± 6 млн лет, а для секущих дайки метагabbро — 930 ± 6 млн лет (U-Th-Pb метод, SIMS; Козаков и др., 2016, 2017б; 2019б; Kovach et al., 2017) (рис. 1б). Метатрондьемиты имеют геохимические характеристики, типичные для “океанических” плагиогранитов, а базальты и андезибазальты сопоставимы с островодужными вулканитами. В юго-восточной части зоны меланжа в горизонтах амфиболитов среди кварцито-гнейсов (точка 5 на рис. 1б) установлены реликтовые парагенезисы эклогитовой и глаукофансланцевой фации (Азимов, Козаков, 2019).

В *Дурвлэнжинском блоке* южной части Дзабханского террейна среди выходов карбонатных пород цаганоломской свиты шельфового чехла присутствуют тектонические линзы неметаморфизованных вулканитов, относимых к дзабханской серии (андезибазальты, риолиты, дациты), а также амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы (рис. 2). В этой части террейна прямых стратиграфических соотношений между породами дзабханской серии и цаганоломской свиты не установлено. Также не установлены выходы высокометаморфизованных пород, которые можно отнести к докембрийскому фундаменту Дзабханского террейна.

В юго-западной части террейна для цирконов из риолитов дзабханской серии были получены оценки возраста от 802 до 787 млн лет в нижней и верхней частях разреза соответственно (LA-ICP-MS, Levashova et al., 2010; ID-TIMS, Bold et al., 2016b) (рис. 4). Возраст щелочных гранитов Яманульского массива юго-восточной части террейна равен 755 ± 3 млн лет (Ярмолюк и др., 2008). В связи с тем, что для аналогичных по составу вулканитов восточной части Дзабханского террейна, относившихся ранее к дзабханской серии, установлен более древний интервал возрастов (см. выше), нами для получения информации о возрасте и источниках расплавов риолитов дзабханской серии юго-восточной части террейна была отобрана проба ДЗ-7 (рис. 4). Карбонатный чехол, перекрывающий вулканиты дзабханской серии, имеет криогений-раннекембрийский возраст, согласно U-Pb возрасту известняков 632 ± 14 млн лет (Овчинникова и др., 2012) и Sr-изотопным характеристикам (0.7067–0.7087, Крамчанинов, Кузнецов, 2014). Позднее Re-Os методом было получено значение 659 ± 4 млн лет (Rooney et al., 2015).

Образования южной и западной частей Дзабханского террейна контактируют с неметаморфизованными вулканитами эдиакария–раннего кембрия Озерной зоны (рис. 1, 4). В зоне сочленения эти вулканиты совмещены с тектоническими пластинами ортогнейсов с возрастными 1967 ± 13 , 811 ± 1 и 800 ± 19 млн лет (LA-ICP-MS, Bold et al., 2016a), а также мигматизированных гнейсов с включениями гранулитов (510 млн лет) и гранитов, сопряженных с метаморфизмом амфиболитовой фации (490 млн лет) (ID-TIMS, Козаков и др., 2002).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

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 M HNO_3 . При этом после каждой ступени эти кристаллы промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности циркона использовалась аэроабразивная обработка (Krogh, 1982) и метод предварительной кислотной обработки (Mattinson, 1994), а также метод предварительного высокотемпературного отжига в муфельной печи “SNOL E5CC” в керамических тиглях при температуре 850°C в течение 48 ч (Mattinson, 2005) с последующей кислотной обработкой циркона. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI как в статическом, так и динамическом режимах (при помощи счетчика ионов). Для изотопных исследований использовался трассер ^{235}U - ^{202}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 с помощью программ “PbDAT” (Ludwig, 1991) и “ISOPLOT” (Ludwig, 2008). 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 .

Sm-Nd изотопные исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. 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 отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511115$ в

Nd стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512108 ± 7 ($n = 10$). Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. 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) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Циркон из гранодиорита южной части *Эрдэнэ-Хаирханского блока* (проба 8057) представлен субидиоморфными, реже идиоморфными, короткопризматическими прозрачными, полупрозрачными кристаллами серовато-розового цвета. Кристаллы огранены сочетанием призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111}, {103} (рис. 5а, I–III). Поверхности граней часто корродированы. Размер кристаллов изменяется от 50 до 250 мкм, $K_{\text{удл}} = 1.5$ – 2.0 . Циркон обладает зональным внутренним строением, содержит большое количество минеральных, расплавных и флюидных включений (рис. 5а, IV–VI), а также реликты унаследованных ядер, обнаруженные в отдельных зернах. Кроме того, внешние участки зерен часто обладают пониженным двупреломлением.

Для проведения U-Pb геохронологических исследований наиболее чистые и идиоморфные зерна из фракций 50–75, 75–100 и >100 мкм были подвергнуты предварительной кислотной обработке, в том числе с применением предшествующего ей высокотемпературного отжига (№ 1–4 в табл. 1). Как видно на рис. 6а, точки изотопного состава этого циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 798 ± 7 млн лет (нижнее пересечение – 353 ± 28 млн лет, СКВО = 0.42). Учитывая, что морфологические особенности циркона указывают на его магматическое происхождение, мы рассматриваем полученную оценку возраста 798 ± 7 млн лет в качестве возраста кристаллизации расплавов, родоначальных для данных гранодиоритов.

Акцессорный циркон трондьемита северо-западной части *Эрдэнэ-Хаирханского блока* (проба 8059) представлен прозрачными идиоморфными и субидиоморфными кристаллами желтоватого цвета, габитус которых изменяется от коротко- до длиннопризматического. Размер зерен составля-

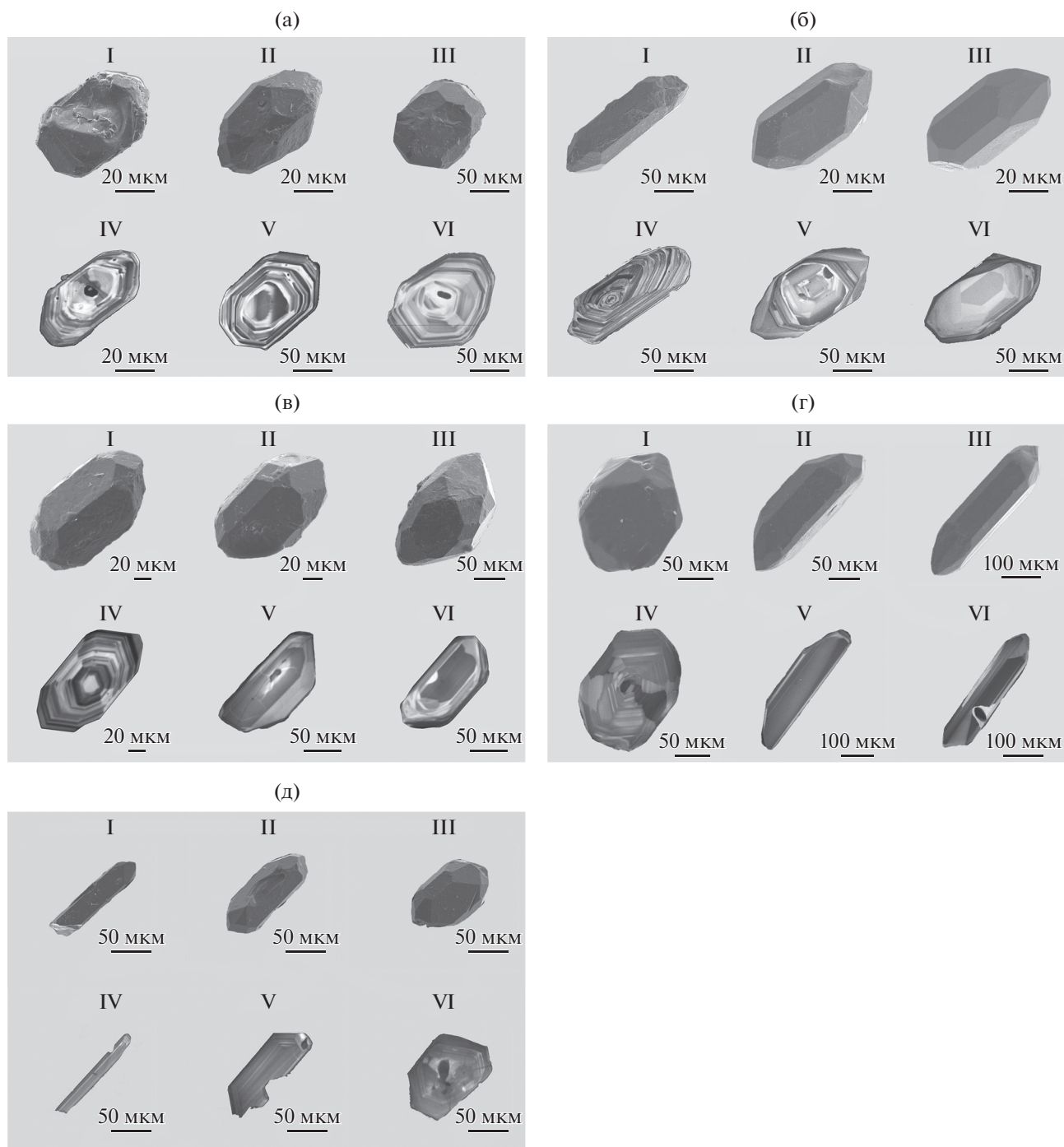


Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона из гранитоидов Дзабханского террейна, выполненные на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3.

I–III – в режиме вторичных электронов; IV–VI – в режиме катодолуминесценции: (а) проба 8057, (б) проба 8059, (в) проба 8016, (г) проба 7214, (д) проба Д3-7.

ет 30–200 мкм, $K_{удл.} = 1.0–5.0$. Огранка кристаллов представлена сочетанием призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111}, {211} (рис. 5б, I–III). Для внутреннего строения циркона характерна тонкая магматическая зональность (рис. 5б, IV–VI) и секториальность (рис. 5б, VI). В большинстве зе-

рен наблюдаются унаследованные ядра различной сохранности (рис. 5б, IV–VI), часто занимающие доминирующий объем кристалла.

Для геохронологических исследований был использован циркон из размерных фракций 50–85, 50–100 и 85–100 мкм (№ 5–10 в табл. 1). Часть

Таблица 1. Результаты U–Pb изотопных исследований циркона

| Номер п/п | Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона | Навеска, мг | Pb, мкг/г | U, мкг/г | Изотопные отношения | | | | | Возраст, млн лет | | | |
|--|--|-------------|-------------|----------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|------------------|----------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|
| | | | | | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | Rho | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ |
| проба 8057 (координаты: 47° 06'23" с.ш., 95°23'25" в.д.) | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 75–100, ВО, кисл. обр. = 3.0 | * | U/Pb = 8.5 | 586 | 0.0661 ± 1 | 0.2904 ± 1 | 0.9628 ± 58 | 0.1094 ± 6 | 0.97 | 685 ± 4 | 669 ± 4 | 736 ± 3 | |
| 2 | >100, кисл. обр. = 4.0 | * | U/Pb = 7.8 | 10135 | 0.0640 ± 1 | 0.2584 ± 1 | 0.9769 ± 13 | 0.1106 ± 1 | 0.96 | 692 ± 1 | 676 ± 1 | 743 ± 1 | |
| 3 | 75–100, кисл. обр. = 3.0 | * | U/Pb = 6.7 | 1559 | 0.0652 ± 1 | 0.2864 ± 1 | 1.1126 ± 21 | 0.1239 ± 1 | 0.97 | 760 ± 1 | 753 ± 1 | 779 ± 1 | |
| 4 | 50–75, 20 крист., ВО кисл. обр. = 3.0 | * | U/Pb = 6.7 | 131 | 0.0655 ± 6 | 0.2718 ± 1 | 1.1518 ± 90 | 0.1276 ± 4 | 0.54 | 778 ± 8 | 774 ± 4 | 790 ± 19 | |
| проба 8059 (координаты: 48°14'04" с.ш., 95°26'20" в.д.) | | | | | | | | | | | | | |
| 5 | 50–85, ВО, кисл. обр. = 3.0 | * | U/Pb = 7.2 | 4188 | 0.0726 ± 1 | 0.1683 ± 1 | 1.5010 ± 21 | 0.1500 ± 1 | 0.93 | 931 ± 1 | 901 ± 1 | 1003 ± 1 | |
| 6 | 85–100, кисл. обр. = 3.0 | * | U/Pb = 11.7 | 563 | 0.0708 ± 1 | 0.1622 ± 1 | 1.4200 ± 28 | 0.1455 ± 1 | 0.82 | 897 ± 2 | 876 ± 1 | 951 ± 3 | |
| 7 | 50–100, 30 крист., A = 30% | 0.02 | 276 | 1521 | 0.0700 ± 1 | 0.2067 ± 1 | 1.4107 ± 85 | 0.1459 ± 8 | 0.46 | 893 ± 2 | 878 ± 2 | 933 ± 4 | |
| 8 | 50–85, 20 крист. | 0.14 | 133 | 345 | 0.0737 ± 1 | 0.1970 ± 1 | 1.3932 ± 22 | 0.1370 ± 1 | 0.84 | 886 ± 1 | 828 ± 1 | 1034 ± 2 | |
| 9 | 85–100, 50 крист. | 0.08 | 116 | 1284 | 0.0685 ± 1 | 0.1600 ± 1 | 1.2866 ± 44 | 0.1361 ± 2 | 0.82 | 840 ± 3 | 823 ± 2 | 885 ± 4 | |
| 10 | 50–100, 30 крист. | 0.43 | 135 | 1069 | 0.0675 ± 1 | 0.1764 ± 1 | 1.2775 ± 24 | 0.1373 ± 5 | 0.89 | 836 ± 2 | 829 ± 5 | 853 ± 2 | |
| проба 8016 (координаты: 48°11'46" с.ш., 95°36'60" в.д.) | | | | | | | | | | | | | |
| 11 | >100, 20 крист. | * | U/Pb = 5.9 | 167 | 0.0654 ± 4 | 0.4044 ± 1 | 1.0850 ± 98 | 0.1203 ± 5 | 0.56 | 746 ± 7 | 732 ± 3 | 788 ± 15 | |
| 12 | 50–75, 30 крист. | 0.06 | 218 | 590 | 0.0656 ± 1 | 0.3157 ± 1 | 1.0962 ± 33 | 0.1213 ± 2 | 0.68 | 751 ± 2 | 738 ± 1 | 792 ± 5 | |
| 13 | <60, 20 крист. | * | U/Pb = 6.8 | 300 | 0.0672 ± 1 | 0.2945 ± 1 | 1.1268 ± 22 | 0.1216 ± 1 | 0.73 | 766 ± 2 | 740 ± 1 | 845 ± 3 | |
| 14 | 50–75, кисл. обр. = 2.0 | 0.07 | 55.3 | 1055 | 0.0883 ± 4 | 0.2818 ± 1 | 1.7966 ± 72 | 0.1475 ± 3 | 0.58 | 1044 ± 4 | 887 ± 2 | 1390 ± 7 | |
| проба 7214 (координаты: 48°02'22" с.ш., 95°08'18" в.д.) | | | | | | | | | | | | | |
| 15 | 80–100 дл-призм., 30 крист. | 0.36 | 7.03 | 58.8 | 204 | 0.0657 ± 2 | 0.2398 ± 1 | 0.7574 ± 23 | 0.0836 ± 2 | 0.58 | 573 ± 2 | 517 ± 1 | 798 ± 6 |
| 16 | 100–200 изом., 20 крист. | 0.27 | 6.00 | 41.0 | 405 | 0.0664 ± 1 | 0.1816 ± 1 | 1.1214 ± 22 | 0.1225 ± 1 | 0.77 | 764 ± 2 | 745 ± 1 | 818 ± 2 |
| 17 | 150–200, кисл. обр. = 3.0 | * | U/Pb = 6.8 | 4039 | 0.0650 ± 1 | 0.2597 ± 1 | 1.1388 ± 11 | 0.1270 ± 1 | 0.95 | 772 ± 1 | 771 ± 1 | 775 ± 1 | |
| проба ДЗ-7: (координаты: 46°53.8151' с.ш., 96°37.2051' в.д.) | | | | | | | | | | | | | |
| 18 | <100, ВО, кисл. обр. = 3.0. | * | U/Pb = 6.6 | 2565 | 0.0654 ± 1 | 0.3860 ± 1 | 1.1531 ± 17 | 0.1278 ± 1 | 0.98 | 778 ± 1 | 775 ± 1 | 788 ± 2 | |
| 19 | 75–100, кисл. обр. = 3.0 | * | U/Pb = 6.5 | 5070 | 0.0655 ± 1 | 0.3002 ± 1 | 1.1677 ± 14 | 0.1292 ± 1 | 0.96 | 786 ± 1 | 784 ± 1 | 792 ± 1 | |
| 20 | 50–70, ВО, кисл. обр. = 3.0 | * | U/Pb = 6.4 | 635 | 0.0656 ± 1 | 0.2846 ± 1 | 1.1770 ± 34 | 0.1301 ± 2 | 0.78 | 790 ± 2 | 788 ± 2 | 794 ± 4 | |
| 21 | <100, кисл. обр. = 3.0 | * | U/Pb = 6.5 | 2764 | 0.0662 ± 1 | 0.2861 ± 1 | 1.1843 ± 14 | 0.1298 ± 1 | 0.92 | 793 ± 1 | 787 ± 1 | 811 ± 1 | |

Примечание. ²⁰⁷Pb – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U; ВО – высокотемпературный отжиг циркона; кисл. обр. = 3.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы); A = 30% – циркон, подвергнутый абразивной обработке; дл-призм. изом. – габитус кристаллов циркона. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

* Навеска циркона не определялась.

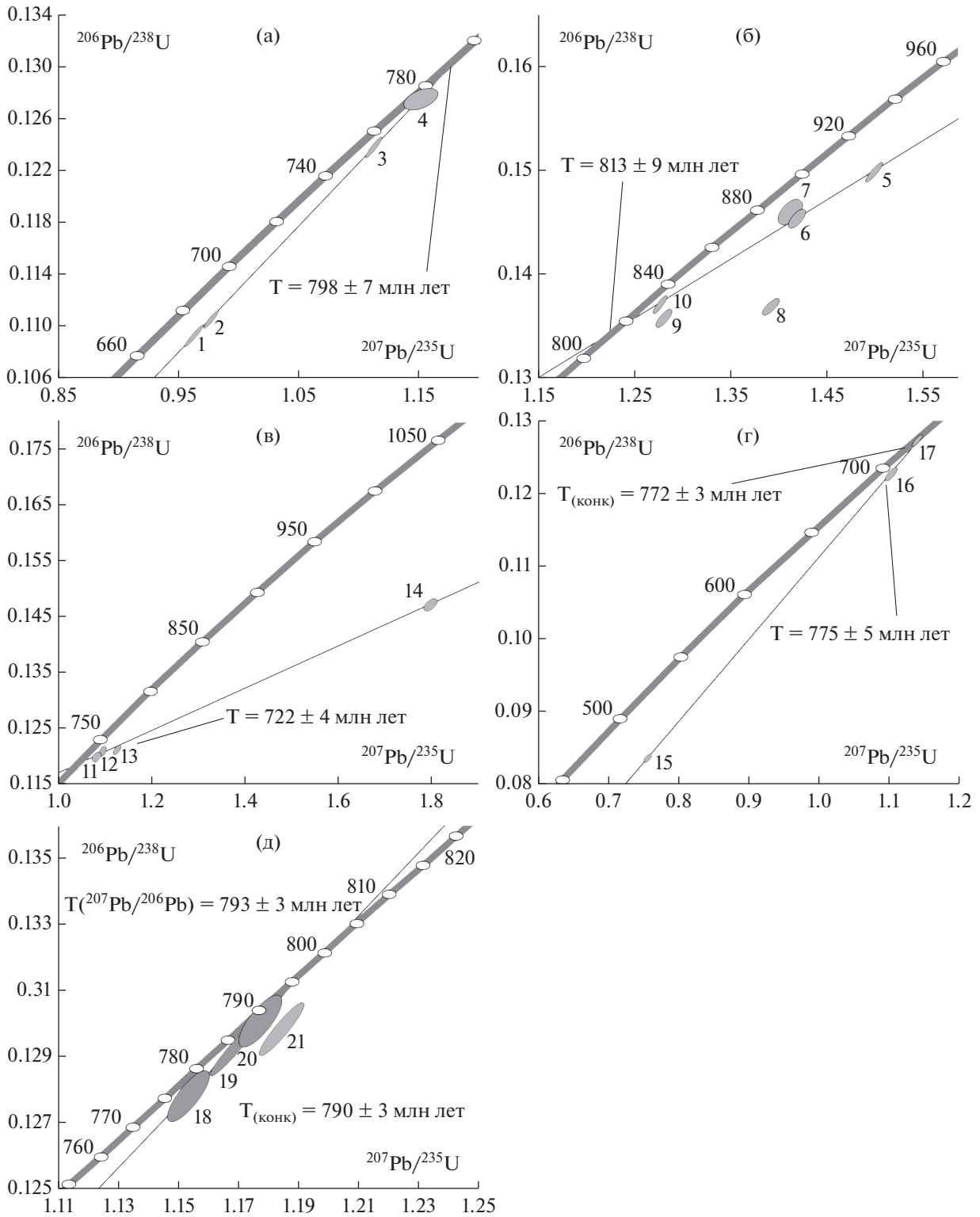


Рис. 6. Диаграммы с конкордией для цирконов из посткинematических гранитоидов. (а) проба 8057, (б) проба 8059, (в) проба 8016 Эрдэнэ-Хаирханского блока, (г) проба 7214 Дзабхан-Мандалской зоны, (д) проба ДЗ-7 риолитов дзабханской серии. Номера точек соответствуют порядковым таковым в табл. 1.

зерен была подвергнута аэроабразивной (Krogh, 1982) или кислотной (Mattinson, 1994) обработке, в том числе сопровождавшейся предварительным высокотемпературным отжигом. Как видно из табл. 1 и рис. 6б, изученный циркон характеризуется дискордантными U/Pb отношениями, возрастная дискордантность при этом вызвана не только присутствием различной доли унаследованной компоненты радиогенного свинца (№ 5–7, 10 в табл. 1), но и интегральным эффектом унаследованного свинца и посткристаллизационных его потерь (№ 8, 9 в табл. 1). Следует отметить, что точки изотопного состава циркона, подвергнутого предварительной обработке, а также необработанный циркон, характеризующийся наименьшей возрастной дискордантностью (№ 5, 6, 10 в табл. 1), аппроксимируются дискордией, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 813 ± 9 млн лет (СКВО = 0.17, верхнее пересечение – 1588 ± 84 млн лет) (рис. 6б). Полученные результаты являющиеся примером успешного применения предварительной кислотной обработки (в том числе с использованием высокотемпературного отжига) для циркона, содержащего унаследованные ядра и испытывающего посткристаллизационные потери радиогенного свинца. Таким образом, значение возраста 813 ± 9 млн лет можно рассматривать в качестве оценки возраста кристаллизации изученного циркона.

В гранитах северной части Эрдэнэ-Хаирханского блока (проба 8016) присутствует акцессорный циркон, представленный полупрозрачными, реже прозрачными кристаллами, цвет которых изменяется от бежевого до рыжевато-желтого. Идиоморфные и субидиоморфные зерна имеют призматический габитус и огранены призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111}, {112} (рис. 5в, I–III). Поверхность граней в основной массе кристаллов гладкая, ребра четкие, но в пробе присутствуют также отдельные зерна с сильно поврежденной поверхностью и сглаженными ребрами (рис. 5в). Циркон характеризуется зональным строением, (рис. 5в, IV–VI), секториальностью (рис. 5в, VI), а также присутствием унаследованных ядер различной сохранности и размера (рис. 5в, V–VI).

U-Pb геохронологические исследования проведены для наиболее прозрачного и идиоморфного циркона из четырех микронавесок, отобранного из размерных фракций <60, 50–75 и >100 мкм, причем циркон одной из них был подвергнут предварительной кислотной обработке (№ 11–14 в табл. 1). Как видно из табл. 1 и рис. 6в, точки изотопного состава циркона аппроксимируются дискордией, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 722 ± 4 млн лет (верхнее пересечение – 2429 ± 54 млн лет (СКВО = 2.1)). Различная степень дискордантности циркона из пробы 8016 определяется долей унаследованной компоненты радиогенного свинца. Значение возраста 722 ± 4 млн

лет можно рассматривать в качестве оценки возраста изученного циркона.

Из кварцевого диорита *Дзабхан-Мандалской зоны* (проба 7214) выделены идиоморфные прозрачные кристаллы циркона желто-рыжеватой окраски. Габитус меняется от короткопризматического до игольчатого. Огранены призмами {100}, {110} и дипирамидами {111}, {101}, {201} (рис. 5г, I–III). Ребра граней призм четкие и поверхность в большинстве случаев гладкая, ребра дипирамид несколько сглажены и поверхность их граней в некоторых случаях тоже слегка сглажена. Циркон имеет зональное строение, также проявлена секториальность (рис. 5г, IV–VI).

Для U-Pb геохронологических исследований использован циркон различного облика, отобранный из размерных фракций 80–100, 100–200 и 150–200 мкм (№ 15–17 в табл. 1). При этом циркон наиболее крупного размера был подвергнут предварительной кислотной обработке в течение 3 ч. Точка изотопного состава этого циркона располагается на конкордии (рис. 6г), а его конкордантный возраст составляет 772 ± 3 млн лет (СКВО = 1.02, вероятность = 0.31). Дискордия, рассчитанная для трех точек состава циркона, имеет верхнее пересечение с конкордией, соответствующее возрасту 775 ± 5 млн лет (СКВО = 3.8, нижнее пересечение практически отвечает нулю – 60 ± 26 млн лет). Морфологические особенности циркона указывают на его кристаллизацию из расплава, следовательно конкордантный возраст 772 ± 3 млн лет можно рассматривать в качестве оценки возраста образования кварцевых диоритов.

В риолитах *дзабханской серии* (проба ДЗ-7) преобладает акцессорный циркон, который представлен идиоморфными и субидиоморфными полупрозрачными, реже прозрачными длиннопризматическими, призматическими и короткопризматическими кристаллами светло-желтого цвета. Огранены призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111}, {211} (рис. 5д, I–III). Размер зерен изменяется от 20 до 300 мкм, $K_{удл} = 1.5–6.0$. В режиме катодолюминесценции наблюдается четко проявленная осцилляторная зональность (рис. 5д, IV–VI), а также метамиктизированные реликты унаследованных ядер, отмеченные в отдельных зернах короткопризматического облика (рис. 5д, VI).

Выбранный для U-Pb геохронологических исследований циркон из фракций 50–70, 75–100 и <100 мкм был подвергнут предварительной кислотной обработке, в том числе с использованием предшествующего ей высокотемпературного отжига. Изученный циркон (№ 18–21 в табл. 1) характеризуется минимальной дискордантностью U/Pb отношений (1–2%) или конкордантен (№ 20 в табл. 1) (рис. 6д). Величина конкордантного возраста 790 ± 3 млн лет (СКВО = 1.4, вероятность = 0.24) согласуется со средним значением

возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), рассчитанным для этого циркона и составляющим 793 ± 3 млн лет (СКВО = 0.84). Несколько более древним возрастом ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 811$ млн лет) характеризуется циркон после кислотной обработки из фракции <100 мкм (№ 21 в табл. 1), что связано, по-видимому, с присутствием унаследованной компоненты радиогенного свинца. Следует отметить, что циркон из этой же фракции, предварительная обработка которого включала также и высокотемпературный отжиг (№ 18 в табл. 1), не обнаруживает признаков присутствия унаследованной компоненты. Очевидно, что в результате предварительного высокотемпературного отжига происходит не только восстановление кристалличности цирконов с низкой и средней степенью радиационных повреждений, но также обеспечивается и максимальный доступ к захваченным минеральным и флюидным фазам зерен.

Морфологические особенности изученного циркона безусловно указывают на его магматическое происхождение, таким образом, величина конкордантного возраста 790 ± 3 млн лет принимается нами в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации расплавов, родоначальных для риолитов дзабханской серии.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Содержания петрогенных и редких элементов в исследованных породах Эрдэнэ-Хаирханского и Богдоингольского блоков восточной части Дзабханского террейна, а также дзабханской серии его южной части приведены в табл. 2 и на рис. 7. Результаты Sm-Nd изотопных исследований приведены в табл. 3 и на рис. 8.

Исследованные терригенные породы эрдэнэхаирханского комплекса соответствуют по составу кварцито-песчаникам, известковистым песчаникам и грауваккам (табл. 2). Они характеризуются умеренно- и сильнофракционированным распределением редких элементов ($(\text{Th}/\text{Yb})_n = 8.2\text{--}34.1$) с отчетливыми отрицательными аномалиями Nb-Ta и Ti (рис. 7в), фракционированным распределением РЗЭ с обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 6.4\text{--}17.2$), слабофракционированным распределением тяжелых РЗЭ ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.3\text{--}1.8$), отсутствием или слабо выраженной Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.8\text{--}1.0$) (рис. 7г).

Песчаники имеют отрицательные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -11.0$ и -5.5 , рассчитанные на максимально возможный возраст осадконакопления около 0.92 млрд лет (Ковач и др., 2019б), и Nd-модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.2\text{--}2.1$ млрд лет (табл. 3, рис. 8). Эти данные согласуются с результатами U-Th-Pb LA-ICP-MS геохронологических исследований детритовых цирконов, которые

свидетельствуют о существенном (около 40–60% от общего числа конкордантных оценок возраста) вкладе раннедокембрийских источников сноса. В то же время палеопротерозойские значения Nd-модельных возрастов рассматриваемых песчаников и присутствие значительного количества детритовых цирконов с возрастными около 0.94–0.92 млрд лет, по-видимому, отражают вклад неопротерозойского ювенильного материала (Ковач и др., 2019б).

Исследованная граувакка (проба 7938 в табл. 3) существенно отличается от песчаников положительной величиной $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +3.1$ и мезопротерозойским Nd-модельным возрастом около 1.3 млрд лет, отражающими преобладание более ювенильных источников сноса, предположительно неопротерозойского возраста. Необходимо отметить, что эта проба отобрана в зоне сочленения Эрдэнэ-Хаирханского блока и Дзабхан-Мандалской зоны и характеризуются преимущественно положительными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от +1.9 до +5.6 (Козаков и др., 2014). Однако граувакки могут представлять и продукты размыва вулканических пород (андезибазальтов, андезитов) эрдэнэхаирханского комплекса с мантийными Nd изотопными характеристиками.

Сходные с терригенными породами геохимические характеристики имеют андезибазальты и дациты эрдэнэхаирханского комплекса ($(\text{Th}/\text{Yb})_n = 11.6\text{--}12.3$, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5.3\text{--}6.7$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.3\text{--}1.5$, отрицательные аномалии Nb-Ta и Ti) (табл. 2, рис. 7в, 7г). Андезибазальты имеют положительную величину $\epsilon_{\text{Nd}}(0.92) = +4.3$ и мезопротерозойский Nd-модельный возраст 1.3 млрд лет, тогда как дациты характеризуются слабой отрицательной величиной $\epsilon_{\text{Nd}}(0.92) = -1.8$ и палеопротерозойским модельным возрастом $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.7$ млрд лет (табл. 3). Несмотря на формирование дацитов в условиях островных дуг, геохимические характеристики, бимодальный состав вулканитов эрдэнэхаирханского комплекса, ассоциация с грубозернистыми терригенными породами (конгломераты, граувакки, песчаники) с палеопротерозойскими Nd-модельными возрастными, а также отрицательные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ позволяют предполагать, что формирование исходных расплавов вулканитов эрдэнэхаирханского комплекса происходило посредством плавления неопротерозойского метасоматизированного мантийного клина и раннедокембрийского (палеопротерозойского–мезоархейского) корового материала в обстановке рифтогенеза энсиалической островной дуги или активной континентальной окраины в интервале около 0.92–0.86 млрд лет. Необходимо отметить, “субдукционные” геохимические особенности характерны и для других рифтовых структур ЦАСП, в частности вулканитов Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны Южной Монголии (Козловский и др., 2006; Yarmolyuk et al., 2008).

Таблица 2. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (мкг/г) элементов в породах Дзабханского террейна

| Компо- ненты | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|
| | 8016* | 8057 | 8059 | 7912 | 7866 | 7976 | 8058 | 7503 | 7914 | 7938 | 8024-1 |
| SiO ₂ | 71.56 | 65.77 | 66.19 | 64.36 | 67.84 | 66.55 | 55.52 | 56.77 | 72.96 | 48.92 | 58.18 |
| TiO ₂ | 0.33 | 0.61 | 0.42 | 0.53 | 0.32 | 0.51 | 0.68 | 0.57 | 0.49 | 0.40 | 0.24 |
| Al ₂ O ₃ | 13.39 | 14.50 | 16.71 | 15.91 | 16.54 | 14.76 | 15.71 | 17.81 | 8.93 | 6.53 | 11.47 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.73 | 5.05 | 3.37 | 4.30 | 3.13 | 4.53 | 8.52 | 8.11 | 4.30 | 10.11 | 2.02 |
| MnO | 0.06 | 0.09 | 0.06 | 0.08 | 0.04 | 0.06 | 0.16 | 0.14 | 0.05 | 0.56 | 0.17 |
| MgO | 0.92 | 1.61 | 0.81 | 1.71 | 0.96 | 1.19 | 4.64 | 2.09 | 0.47 | 6.39 | 3.93 |
| CaO | 2.04 | 3.94 | 3.59 | 3.73 | 1.73 | 6.82 | 6.09 | 6.12 | 4.22 | 15.54 | 9.71 |
| Na ₂ O | 3.57 | 3.68 | 5.74 | 4.47 | 5.67 | 1.18 | 3.58 | 3.95 | 1.18 | 0.66 | 2.90 |
| K ₂ O | 4.46 | 2.46 | 1.55 | 2.60 | 2.24 | 1.77 | 1.94 | 1.49 | 2.18 | 0.63 | 1.76 |
| P ₂ O ₅ | 0.07 | 0.17 | 0.15 | 0.18 | 0.12 | 0.14 | 0.16 | 0.20 | 0.12 | 0.08 | 0.06 |
| П.п.п. | 0.72 | 1.96 | 1.21 | 1.85 | 1.36 | 2.30 | 2.83 | 3.33 | 4.90 | 10.03 | 9.42 |
| Сумма | 99.85 | 99.84 | 99.80 | 99.72 | 99.95 | 99.81 | 99.83 | 100.58 | 99.80 | 99.85 | 99.86 |
| Sc | 5.8 | 13 | 4.9 | 2.0 | — | — | 21 | — | 1.3 | <1 | 2.8 |
| V | 37 | 93 | 38 | 70 | 42 | 66 | 191 | 101 | 82 | 106 | 18 |
| Co | 5.1 | 9.9 | 4.3 | 9.2 | 4.8 | 7.6 | 21 | 16 | 9.4 | 44 | 2.4 |
| Cu | 28 | 14 | — | 3.1 | 22 | 10 | — | 111 | 4.5 | 2.7 | 9.6 |
| Rb | 109 | 65 | 25 | 97 | 50 | 96 | 33 | 54 | 114 | 74 | 22 |
| Y | 13 | 21 | 16 | 17 | 8.8 | 26 | 15 | 18 | 16 | 24 | 12 |
| Nb | 6.8 | 6.9 | 7.0 | 7.0 | 5.8 | 6.2 | 3.8 | 4.5 | 8.0 | 3.0 | 4.3 |
| Ba | 661 | 726 | 683 | 971 | 769 | 538 | 575 | 952 | 546 | 261 | 684 |
| La | 26 | 25 | 27 | 26 | 26 | 22 | 14.7 | 18.9 | 40 | 22 | 14.4 |
| Ce | 52 | 49 | 60 | 54 | 45 | 44 | 31 | 38 | 69 | 37 | 28 |
| Pr | 5.7 | 5.8 | 7.3 | 6.4 | 4.7 | 5.2 | 3.8 | 4.5 | 7.5 | 4.1 | 3.3 |
| Nd | 20 | 22 | 27 | 23 | 16.3 | 21 | 15.7 | 17.7 | 26 | 15.6 | 12.4 |
| Sm | 3.3 | 4.3 | 4.8 | 4.1 | 2.6 | 4.1 | 3.3 | 3.4 | 4.1 | 3.4 | 2.3 |
| Eu | 0.60 | 0.99 | 1.11 | 1.13 | 0.84 | 1.05 | 0.86 | 1.14 | 1.01 | 1.02 | 0.74 |
| Gd | 2.6 | 4.1 | 3.6 | 3.5 | 2.3 | 4.4 | 2.9 | 3.3 | 3.5 | 3.4 | 2.1 |
| Tb | 0.38 | 0.61 | 0.52 | 0.50 | 0.29 | 0.66 | 0.45 | 0.54 | 0.47 | 0.59 | 0.34 |
| Dy | 2.2 | 3.8 | 2.8 | 2.8 | 1.59 | 4.5 | 2.6 | 3.0 | 2.9 | 3.7 | 2.1 |
| Ho | 0.43 | 0.76 | 0.55 | 0.57 | 0.31 | 0.90 | 0.53 | 0.64 | 0.57 | 0.80 | 0.42 |
| Er | 1.30 | 2.2 | 1.59 | 1.66 | 0.89 | 2.7 | 1.50 | 1.88 | 1.70 | 2.2 | 1.17 |
| Tm | 0.21 | 0.33 | 0.24 | 0.23 | 0.13 | 0.38 | 0.23 | 0.29 | 0.22 | 0.35 | 0.17 |
| Yb | 1.38 | 2.2 | 1.54 | 1.79 | 0.88 | 2.8 | 1.49 | 2.0 | 1.56 | 2.1 | 1.11 |
| Lu | 0.22 | 0.35 | 0.23 | 0.29 | 0.14 | 0.41 | 0.25 | 0.31 | 0.25 | 0.31 | 0.17 |
| Hf | 3.8 | 5.0 | 4.5 | 3.6 | 3.7 | 4.4 | 3.5 | 2.7 | 4.3 | 1.8 | 1.9 |
| Ta | 0.63 | 0.43 | 0.47 | 0.80 | 0.37 | 0.53 | 0.23 | 0.31 | 0.81 | 0.22 | 0.3 |
| Th | 12 | 7.1 | 3.5 | 6.6 | 4.0 | 5.9 | 3.4 | 3.0 | 9.8 | 3.9 | 2.1 |
| U | 2.2 | 1.1 | 0.81 | 1.4 | 0.76 | 1.6 | 0.80 | 0.88 | 1.5 | 1.3 | 0.35 |

Таблица 2. Окончание

| Компо- ненты | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|---------|--------|
| | 7736 | 7738 | 7939 | 8134 | 7682 | 7690 | ДЗ-7/1 | ДЗ-1/3 | ДЗ-3/10 | ДЗ-5/4 |
| SiO ₂ | 68.23 | 67.43 | 67.85 | 61.99 | 67.02 | 67.91 | 75.95 | 67.98 | 75.91 | 77.15 |
| TiO ₂ | 0.27 | 0.33 | 0.33 | 0.54 | 0.41 | 0.37 | 0.18 | 0.53 | 0.28 | 0.28 |
| Al ₂ O ₃ | 16.46 | 16.62 | 16.09 | 17.39 | 16.62 | 15.81 | 12.14 | 14.66 | 13.16 | 12.45 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.73 | 3.16 | 2.42 | 5.07 | 2.76 | 3.11 | 2.08 | 4.69 | 2.16 | 1.75 |
| MnO | 0.04 | 0.04 | 0.06 | 0.07 | 0.06 | 0.04 | 0.05 | 0.09 | 0.05 | 0.03 |
| MgO | 0.64 | 0.82 | 0.51 | 2.14 | 0.81 | 1.03 | 0.15 | 1.23 | 0.05 | 0.30 |
| CaO | 2.76 | 2.18 | 1.73 | 4.08 | 4.25 | 2.74 | 0.39 | 3.04 | 0.37 | 0.39 |
| Na ₂ O | 4.91 | 5.09 | 5.21 | 4.75 | 4.77 | 5.29 | 3.90 | 3.58 | 4.21 | 3.90 |
| K ₂ O | 2.40 | 2.36 | 3.88 | 1.53 | 1.88 | 1.55 | 4.45 | 2.83 | 3.21 | 3.03 |
| P ₂ O ₅ | 0.09 | 0.10 | 0.35 | 0.14 | 0.10 | 0.09 | 0.03 | 0.14 | 0.03 | 0.03 |
| П.п.п. | 1.03 | 1.62 | 1.17 | 1.97 | 0.91 | 1.83 | 0.52 | 1.03 | 0.51 | 0.60 |
| Сумма | 99.56 | 99.75 | 99.60 | 99.67 | 99.59 | 99.77 | 99.84 | 99.79 | 99.93 | 99.90 |
| Sc | — | — | — | 8.3 | — | — | 5.5 | 6.4 | 3.3 | — |
| V | 30 | 35 | 23 | 74 | 33 | 41 | <2.5 | 53 | 3.8 | 11 |
| Co | 4.2 | 5.3 | 2.6 | 12 | 4.0 | 8.0 | 1.6 | 5.9 | 0.81 | 0.85 |
| Cu | 27 | 39 | 3.7 | — | 29 | 21 | — | 15 | 3.3 | 8.9 |
| Rb | 44 | 37 | 118 | 25 | 25 | 51 | 76 | 41 | 61 | 70 |
| Y | 10 | 12 | 16 | 9.0 | 20 | 9.7 | 27 | 17 | 24 | 38 |
| Nb | 6.1 | 7.3 | 6.7 | 3.6 | 9.1 | 5.7 | 8.6 | 6.6 | 9.1 | 11 |
| Ba | 1550 | 1400 | 1600 | 996 | 1520 | 609 | 914 | 646 | 812 | 1009 |
| La | 35 | 35 | 43 | 25 | 30 | 33 | 42 | 19.4 | 30 | 56 |
| Ce | 62 | 65 | 72 | 48 | 62 | 57 | 76 | 40 | 68 | 87 |
| Pr | 6.9 | 7.4 | 8.3 | 5.1 | 7.6 | 6.6 | 8.9 | 4.7 | 7.2 | 10.2 |
| Nd | 24 | 26 | 28 | 17.7 | 29 | 22 | 31 | 17.1 | 28 | 41 |
| Sm | 3.7 | 4.2 | 4.6 | 3.4 | 5.3 | 3.8 | 5.8 | 3.5 | 5.0 | 7.7 |
| Eu | 1.02 | 1.07 | 0.81 | 1.17 | 1.37 | 1.02 | 1.23 | 0.94 | 1.01 | 1.36 |
| Gd | 2.6 | 3.1 | 3.5 | 2.5 | 4.5 | 3.1 | 5.4 | 3.3 | 4.8 | 7.4 |
| Tb | 0.34 | 0.39 | 0.51 | 0.36 | 0.66 | 0.39 | 0.82 | 0.55 | 0.76 | 0.99 |
| Dy | 1.66 | 2.1 | 2.8 | 1.83 | 3.6 | 2.1 | 4.6 | 3.3 | 4.5 | 6.1 |
| Ho | 0.33 | 0.41 | 0.53 | 0.34 | 0.73 | 0.36 | 0.99 | 0.71 | 1.02 | 1.22 |
| Er | 0.93 | 1.08 | 1.59 | 0.90 | 2.1 | 0.97 | 2.9 | 2.0 | 3.2 | 3.7 |
| Tm | 0.14 | 0.16 | 0.22 | 0.12 | 0.31 | 0.14 | 0.45 | 0.33 | 0.50 | 0.54 |
| Yb | 0.88 | 1.02 | 1.51 | 0.82 | 2.0 | 0.87 | 3.3 | 1.9 | 3.6 | 3.7 |
| Lu | 0.13 | 0.15 | 0.24 | 0.11 | 0.30 | 0.12 | 0.54 | 0.26 | 0.44 | 0.61 |
| Hf | 4.0 | 4.0 | 6.0 | 2.5 | 6.9 | 3.3 | 3.8 | 1.9 | 3.9 | 6.9 |
| Ta | 0.42 | 0.50 | 0.58 | 0.28 | 0.60 | 0.63 | 0.63 | 0.39 | 0.59 | 0.75 |
| Th | 5.4 | 3.9 | 9.8 | 3.3 | 3.5 | 10 | 7.7 | 4.6 | 7.6 | 11 |
| U | 0.77 | 0.62 | 1.3 | 0.71 | 0.66 | 1.2 | 1.3 | 0.78 | 1.1 | 2.0 |

Примечание. 1–10: *Эрдэнэ-Хаирханский блок*: 1–5 – гранитоиды; *эрдэнэхаирханский комплекс*: 6 – дацит, 7 – андезибазальт, 8 – граувакка, 9 – песчаник, 10 – известковистый песчаник. 11–17: *Богдоингольский блок*: 11 – песчаник, 12–15 – гранитоиды, 16, 17 – биотитовые гнейсы. 18–21 – вулканиты дзабханской серии. 19–21 – анализы по данным (Ярмолюк и др., 2016).

*Номер пробы.

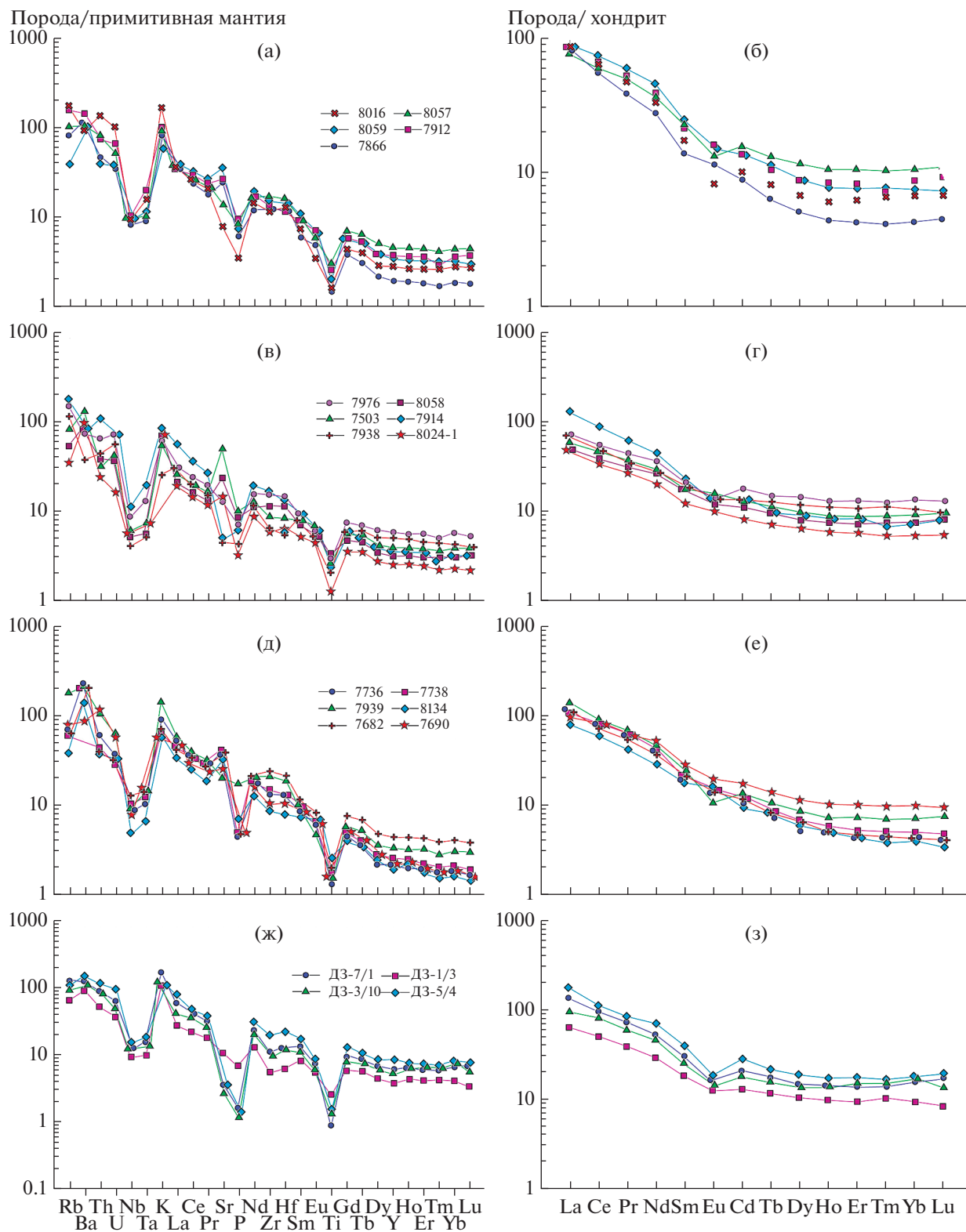


Рис. 7. Нормированные к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) и хондрита (Taylor, McLennan, 1985) распределения редких и редкоземельных элементов в породах Эрдэнэ-Хаирханского (а–г) и Богдоингольского (д–е) блоков, а также дзабханской серии Дзабханского террейна. (а, б) – гранитоиды; (в, г) – терригенные осадочные породы и вулканиты Эрдэнэ-Хаирханского блока; (д, е) – гранитоиды Богдоингольского блока; (ж, з) – кислые вулканиты дзабханской серии.

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для пород Дзабханского террейна

| № п/п | Номер пробы | Возраст, млн лет | Sm, мкг/г | Nd, мкг/г | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$ изм.) | $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ | $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млрд лет | $T_{\text{Nd}}(\text{C})$, млрд лет |
|-------------------------|-------------|------------------|-----------|-----------|-----------------------------------|---|---------------------------|---------------------------|---------------------------------------|--------------------------------------|
| Эрдэнэ-Хаирханский блок | | | | | | | | | | |
| 1 | 8016 | 720 | 3.80 | 23.2 | 0.0989 | 0.512336 ± 5 | -5.9 | 3.1 | 1082 | 1164 |
| 2 | 8057 | 798 | 4.70 | 23.9 | 0.1187 | 0.512340 ± 4 | -5.8 | 2.2 | 1300 | 1307 |
| 3 | 8059 | 813 | 5.19 | 29.2 | 0.1074 | 0.512122 ± 6 | -10.1 | -0.8 | 1474 | 1562 |
| 4 | 7912 | 862 | 3.56 | 19.53 | 0.1102 | 0.512125 ± 2 | -10.0 | -0.5 | 1509 | 1577 |
| 5 | 7866 | 862 | 2.67 | 16.00 | 0.1009 | 0.512110 ± 5 | -10.3 | 0.3 | 1405 | 1516 |
| 6 | 7976 | 920 | 3.18 | 16.50 | 0.1164 | 0.512061 ± 2 | -11.3 | -1.8 | 1704 | 1734 |
| 7 | 8058 | 920 | 3.45 | 16.64 | 0.1252 | 0.512425 ± 2 | -4.2 | 4.3 | 1250 | 1232 |
| 8 | 7503 | 920 | 3.46 | 17.75 | 0.1178 | 0.512323 ± 4 | -6.1 | 3.1 | 1315 | 1325 |
| 9 | 7914 | 920 | 4.03 | 24.7 | 0.0987 | 0.511485 ± 3 | -22.5 | -11.0 | 2200 | 2490 |
| 10 | 7938 | 920 | 2.54 | 12.16 | 0.1262 | 0.511930 ± 5 | -13.8 | -5.5 | 2120 | 2041 |
| Богдоингольский блок | | | | | | | | | | |
| 11 | 8024-1 | 660 | 2.54 | 13.51 | 0.1138 | 0.511857 ± 3 | -15.2 | -8.2 | 1968 | 2054 |
| 12 | 7736 | 717 | 3.50 | 23.4 | 0.0902 | 0.511641 ± 3 | -19.4 | -9.7 | 1859 | 2220 |
| 13 | 7738 | 717 | 4.21 | 25.9 | 0.0983 | 0.511666 ± 4 | -19.0 | -10.0 | 1956 | 2242 |
| 14 | 8134 | 847 | 3.39 | 19.72 | 0.1040 | 0.511819 ± 3 | -16.0 | -5.9 | 1847 | 2017 |
| 15 | 7682 | 860 | 6.02 | 31.8 | 0.1143 | 0.511880 ± 4 | -14.8 | -5.7 | 1944 | 2009 |
| 16 | 7690 | 860 | 3.87 | 21.1 | 0.1106 | 0.511816 ± 3 | -16.0 | -6.6 | 1968 | 2079 |
| Дзабханская серия | | | | | | | | | | |
| 17 | ДЗ-7 | 790 | 6.08 | 33.8 | 0.1087 | 0.511406 ± 5 | -24.0 | -15.2 | 2522 | 2729 |
| 18 | ДЗ-1/3 | 800 | 5.58 | 29.9 | 0.1127 | 0.511433 ± 2 | -23.5 | -14.9 | 2579 | 2717 |
| 19 | ДЗ-3/10 | 800 | 6.50 | 35.4 | 0.1110 | 0.511744 ± 2 | -17.4 | -8.7 | 2081 | 2204 |
| 20 | ДЗ-5/4 | 800 | 8.27 | 43.9 | 0.1138 | 0.511749 ± 3 | -17.3 | -8.9 | 2132 | 2220 |

Примечание. 1–5 – гранитоиты; 6 – дацит, 7 – андезибазальт, 8 – граувакка, 9 – песчаник, 10 – известковистый песчаник эрдэнэхаирханского комплекса; 11 – песчаник; 12–14 – гранитоиды; 15, 16 – биотитовые гнейсы; 17–20 – вулканиты дзабханской серии. 12, 13 и 15, 16 – анализы из работы (Козаков и др., 2015), 18–20 – из работы (Ярмолюк и др., 2016).

Посткинематические гранитоиды Эрдэнэ-Хаирханского блока соответствуют по химическому составу тоналитам и гранодиоритам, реже гранитам I-типа ($A/CNK = 0.91-1.1$).

Гранитоиды характеризуются умеренно-фракционированным распределением редких элементов ($(\text{Th}/\text{Yb})_n = 12.3-25.0$ и 47.3) с отчетливыми отрицательными аномалиями Nb-Ta, P и Ti (рис. 7а), умеренно-фракционированным распределением РЗЭ с обогащением легкими РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 7.5-19.7$, $(\text{La}/\text{Sm})_n = 3.5-6.1$), фракционированным слабо вогнутым распределением тяжелых РЗЭ ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.5-2.1$), варьирующей Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.6-1.0$) (рис. 7б). Характер распределения тяжелых РЗЭ позволяет предполагать нахождение амфибола в остатке от плавления источника основного состава или может просто отражать геохимические особенности коровых источников расплавов рассматриваемых гранитов.

Гранитоиды этого блока обладают величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от -0.8 до $+0.3$ и от $+2.2$ до $+3.1$ и мезо-

протерозойскими значениями $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ в интервале $1.5-1.1$ млрд лет (табл. 3). Полученные данные свидетельствуют о том, что исходные расплавы гранитоидов могли формироваться при плавлении короткоживущих неопротерозойских источников и пород с раннедокембрийскими Nd изотопными характеристиками.

Биотитовые гнейсы Богдоингольского блока соответствуют по химическому составу высокоглиноземистым тоналитам и имеют в различной степени фракционированное распределение редких ($(\text{Th}/\text{Yb})_n = 9.5-63.1$) и редкоземельных элементов ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 9.9-25.6$, $(\text{La}/\text{Sm})_n = 3.6-5.5$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.8-2.9$) с отчетливыми отрицательными аномалиями Nb-Ta, P и Ti (рис. 7д, 7е). Несмотря на значительную разницу в характере распределения редких элементов, биотитовые гнейсы обладают близкими отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(0.86)$ от -5.7 до -6.6 и палеопротерозойскими значениями Nd-модельных возрастов $2.0-1.9$ млрд лет (табл. 3).

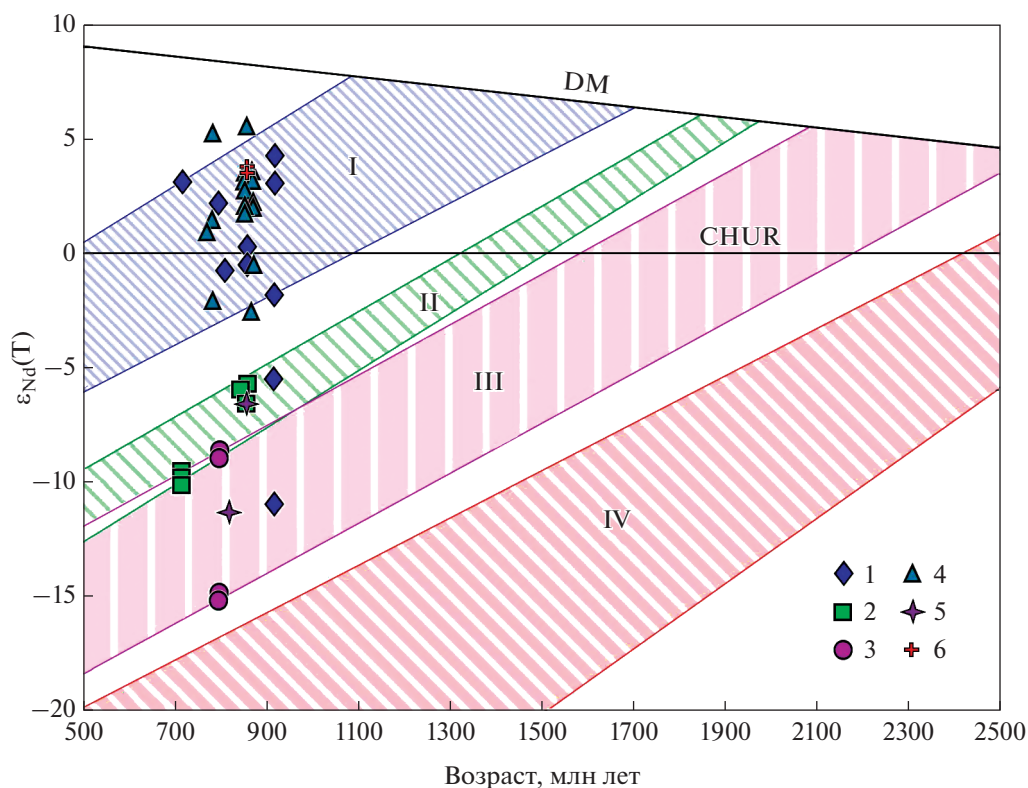


Рис. 8. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ –Возраст для пород Дзабханского террейна и Отгонского блока.

Изотопные составы Nd для пород: 1 – Эрдэнэ-Хаирханского блока, 2 – Богдоингольского блока, 3 – риолитов дзабханской серии, 4 – Дзабхан-Мандалской зоны, 5 – Ургамалской зоны, 6 – Отгонского блока. Поля эволюции изотопного состава Nd для пород: I – Эрдэнэ-Хаирханского блока, II – Богдоингольского блока, III – кислых вулканитов дзабханской серии, IV – раннедокембрийских пород Байдарикского террейна и идерского комплекса Тарбагатайского террейна. Использованы данные (Козаков и др., 1997, 2011, 2014; Ярмолюк и др., 2016; Kröner et al., 2015b, 2017c).

Посткинематические кварцевые диориты, тоналиты-трондьемиты и гранодиориты Богдоингольского блока характеризуются более фракционированным, чем гранитоиды Эрдэнэ-Хаирханского блока, распределением редких элементов ($(Th/Yb)_n = 21.8–35.2$) с отрицательными аномалиями Nb-Ta, P и Ti (рис. 7д), фракционированным распределением РЗЭ с обогащением легкими и обеднением тяжелыми РЗЭ ($(La/Yb)_n = 19.2–27.1$, $(La/Sm)_n = 4.5–6.0$, $(Gd/Yb)_n = 1.9–2.5$), варьирующей Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.6–1.2$) (рис. 7е). Эти гранитоиды отличаются от посткинематических гранитоидов других блоков Дзабханского террейна отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ от -5.9 до -10.0 и палеопротерозойскими значениями $T_{Nd}(DM)$ в интервале 2.0–1.8 млрд лет, близкими к Nd изотопным характеристикам вмещающих биотитовых гнейсов (табл. 3). Nd изотопные и геохимические данные позволяют предполагать, что исходные расплавы гранитоидов были образованы посредством плавления либо коровых пород с палеопротерозойскими (2.0–1.8 млрд лет) модельными возрастными, либо при смешении ювенильных источников раннепротерозойского

возраста и раннедокембрийских коровых источников.

Кислые вулканиты дзабханской серии южной части террейна соответствуют дацитам и риолитам нормального ряда (табл. 2). Они обладают умеренно-фракционированным распределением редких элементов ($(Th/Yb)_n = 11.4–15.4$) с отрицательными аномалиями Nb-Ta, Sr, P и Ti (рис. 7ж), умеренно-фракционированным распределением РЗЭ ($(La/Yb)_n = 5.6–10.0$, $(La/Sm)_n = 3.5–4.5$, $(Gd/Yb)_n = 1.1–1.6$) с отрицательными Eu-аномалиями ($Eu/Eu^* = 0.5–0.8$) (рис. 7з). Необходимо отметить, что по своим геохимическим особенностям вулканиты дзабханской серии сходны с вулканитами эрдэнэхаирханского комплекса (табл. 2, рис. 7в, 7г), однако существенно отличаются по Nd изотопным характеристикам (табл. 3). Вулканиты дзабханской серии обладают отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ от -8.7 до -15.1 и раннедокембрийскими значениями Nd-модельных возрастов $T_{Nd}(DM) = 2.6–2.0$ млрд лет ($T_{Nd}(C) = 2.7–2.2$ млрд лет). Nd изотопные и геохимические данные свидетельствуют о том, что в источниках

расплавов кислых вулканитов дзабханской серии преобладал раннедокембрийский коровый материал. Вопрос о тектонических обстановках формирования дзабханской серии является предметом дебатов — предполагаются как условия активной континентальной окраины, так и континентального рифтогенеза (Ильин, 1982; Руженцев, Бурашников, 1995; Levashova et al., 2010).

По мнению (Bold et al., 2016b), геохимические особенности циркона из вулканитов дзабханской серии, такие как низкие отношения Nb/Hf и высокие Th/Nb, согласуются с их формированием в обстановках островных дуг. С наших позиций наиболее вероятными представляются условия рифтогенеза энсиалической островной дуги. Важно отметить, что U-Pb-Th характеристика известняков цаганоломской свиты, представляющей карбонатный чехол дзабханской серии, показывает, что в областях сноса Дзабханского палеобассейна преобладали ювенильные породы, для которых изотопный состав Pb был близок к мантийному (Овчинникова и др., 2012). В любом случае геологические и геохимические данные позволяют предполагать, что сходные палеотектонические обстановки существовали в Эрдэне-Хаирханском блоке около 0.92–0.86 млрд лет, а на юге Дзабханского террейна около 802–787 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные геологические, геохронологические и изотопные данные для пород Эрдэнэ-Хаирханского и Богдоингольского блоков, а также риолитов дзабханской серии южной части Дзабханского террейна позволяют уточнить схему его геологического строения, наметить возрастные рубежи формирования структурно-вещественных комплексов и провести их корреляцию с докембрийскими образованиями Сонгинского, Байдарикского и Тарбагатайского террейнов. На этой основе предложена геодинамическая модель формирования неопротерозойской континентальной коры центрального сегмента ЦАСП.

Возрастные рубежи формирования и источники пород структурно-вещественных комплексов Дзабханского террейна

Результаты выполненных исследований и полученные ранее данные (Козаков и др., 2014, 2015, 2016, 2017а, 2020б; Ковач и др., 2019а, 2019б; Bold et al., 2016а, 2016б) свидетельствуют о том, что породы раннедокембрийского возраста установлены только в зоне сочленения Дзабханского террейна с эдиакарий-раннекембрийскими островодужными и палеоокеаническими комплексами Озерной зоны. Здесь установлен возраст тектонических пластин мусковит-биотитовых гранито-гнейсов — 1967 ± 13 млн лет и метадиоритов — 811 ±

± 1 млн лет, секущихся кембрийскими гранитами (LA-ICP-MS и CA-ID-TIMS, Bold et al., 2016а). В южной части террейна для риолитов дзабханской серии с возрастом 802–787 млн лет (CA-ID-TIMS, Bold et al., 2016б) получены и наиболее древние Nd-модельные возрасты $T_{Nd}(DM) = 2.6–2.0$ млрд лет (рис. 8), отражающие существенный вклад раннедокембрийских источников в образование расплавов риолитов. Здесь же для терригенных пород дзабханской серии установлены неопротерозойские и палеопротерозойские—палеоархейские источники сноса с возрастными около 0.78, 2.04, 2.22, 2.49, 2.59, 2.69, 2.94 и 3.36 млрд лет (Ковач и др., 2019а; пересчитано по данным (Bold et al., 2016б)). Это свидетельствует о значимом присутствии раннедокембрийских образований в источниках пород южной части Дзабханского террейна. Тем не менее все породы Дзабханского террейна существенно отличаются от архейских-палеопротерозойских пород Байдарикского террейна и идерского комплекса Тарбагатайского террейна (рис. 8), для которых Nd-модельный возраст находится в интервале 3.3–2.7 млрд лет (Козаков и др., 1997, 2011; Kröner et al., 2015б).

Преобладание раннедокембрийских источников установлено для тоналитовых гнейсов и посткинematических гранитоидов Богдоингольского блока ($\epsilon_{Nd}(0.85)$ от –5.7 до –10.0, $T_{Nd}(DM) = 2.0–1.8$ млрд лет) (рис. 8). Необходимо подчеркнуть, что породы фундамента Богдоингольского блока претерпели одноактный метаморфизм амфиболитовой фации и мигматизацию на рубеже 847 ± 3 млн лет (Козаков и др., 2020б), тогда как ранний метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации в Дзабхан-Мандалской зоне происходил 860 ± 3 млн лет назад, а повторно — в условиях эпидот-амфиболитовой фации — около 800 млн лет назад (Козаков и др., 2014). Можно предполагать, что кристаллические породы Богдоингольского блока не связаны с метаморфическим поясом, в котором были сформированы образования Дзабхан-Мандалской и Ургамалской зон. К началу периода накопления карбонатных толщ цаганоломской свиты позднего неопротерозоя Богдоингольский блок, по-видимому, был относительно сближен с Эрдэнэ-Хаирханским блоком и областью развития вулканитов дзабханской серии южной части Дзабханского террейна.

Породы фундамента и посткинematические гранитоиды Дзабхан-Мандалской зоны отличаются от гнейсов и гранитоидов Богдоингольского блока также и по Nd изотопным характеристикам. Гнейсы и гранитоиды Дзабхан-Мандалской зоны характеризуются преимущественно положительными, реже слабо отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ от +5.2 до –2.5 и Nd-модельными возрастными в интервале 1.8–1.3 млрд лет (рис. 8). Предполагается, что формирование протолитов

метаморфических пород Дзабхан-Мандалской зоны происходило в окраинно-континентальной и, возможно, во внутриплитной обстановках (Козаков и др., 2014). Неодимовые изотопные данные для пород Дзабхан-Мандалской зоны отражают смешанную — ювенильную и коровую — природу их источников и позволяют предполагать существенный вклад раннепротерозойского ювенильного материала.

В отличие от Дзабхан-Мандалской зоны, образования Ургамалской зоны метаморфизованы одноактно в условиях эпидот-амфиболитовой фации на рубеже около 800 млн лет назад (Козаков и др., 2014). Они также отличаются отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ от -6.7 до -11.3 и палеопротерозойским Nd-модельным возрастом 2.2 млрд лет (Козаков и др., 2014; неопубликованные данные авторов) (рис. 8).

Особое положение в структуре северной части Дзабханского террейна занимает Эрдэнэ-Хаирханский блок. Формирование неметаморфизованных терригенных и вулканогенных пород эрдэнэхаирханской толщи происходило в интервале около 0.92–0.86 млрд лет, т.е. синхронно или даже ранее накопления протолитов метаосадочных пород (0.88–0.86 млрд лет; Ковач и др., 2019б) и раннего метаморфизма Дзабхан-Мандалской зоны (860 ± 3 – 856 ± 2 млн лет; Козаков и др., 2014). Вулканиды и посткинematические гранитоиды Эрдэнэ-Хаирханского блока обладают сходными с породами Дзабхан-Мандалской зоны Nd изотопными характеристиками блока ($\epsilon_{Nd}(T)$ от -1.8 до $+4.3$, $T_{Nd}(C) = 1.7$ – 1.1 млрд лет) (рис. 8). В то же время источниками сноса песчаников терригенной толщи эрдэнэхаирханского комплекса являлись породы неопротерозойского (0.92–0.94 млрд лет), мезопротерозойского (1.38 млрд лет) и раннедокембрийского (2.04–2.72 и 3.43 млрд лет) возраста (Ковач и др., 2019б), что нашло отражение в Nd изотопных параметрах песчаников — $\epsilon_{Nd}(T) = -11.0$ до -5.5 , $T_{Nd}(DM) = 2.2$ – 2.1 млрд лет. Геологические, геохимические и Nd изотопные данные позволяют предполагать, что расплавы вулканидов эрдэнэхаирханского комплекса были образованы при плавлении неопротерозойских ювенильных и раннедокембрийских коровых источников в процессе рифтогенеза энсиалической островной дуги или континентальной окраины в интервале около 0.92–0.86 млрд лет.

Принципиальное значение имеет выделение в структуре Дзабханского террейна зоны тектонического меланжа северо-западного простирания, которая разделяет структуры северо-западной и южной частей террейна (рис. 2). Образование слабометаморфизованных вулканидов (базальтов, андезибазальтов, реже андезитов и дацитов) и низкоглиноземистых метатрондьемитов Хараулинского блока происходило около 960–930 млн

лет назад в обстановке внутритрокеанической островной дуги и отражает ранние этапы формирования ювенильной раннепротерозойской коры региона (Козаков и др., 2016, 2017б; Kovach et al., 2017; Kröner et al., 2017a).

Становление массивов посткинematических тоналитов, трондьемитов и гранодиоритов, объединявшихся ранее в единый комплекс (Геологическая ..., 1982а, 1982б), происходило 786 ± 6 и 772 ± 3 млн лет назад в Дзабхан-Мандалской зоне, 813 ± 9 , 798 ± 7 и 722 ± 4 млн лет назад в Эрдэнэ-Хаирханском блоке и 717 ± 5 млн лет назад в Богдоингольском блоке (Козаков и др., 2014, 2015, настоящая работа), а щелочных гранитов Яманульского массива южной части террейна — 755 ± 3 млн лет назад (Ярмолюк и др., 2008). Эти события отражают процессы внутриплитного магматизма на рубеже около 820–770 и 720 млн лет. Nd изотопные характеристики гранитоидов свидетельствуют о том, что ведущими источниками их расплавов являлись породы, подобные породам вмещающих блоков.

Полученные и ранее опубликованные данные (Ковач и др., 2019б; Козаков и др., 2014, 2015, 2016, 2017а, 2017б, 2020б; Ярмолюк и др., 2008; Bold et al., 2016а, 2016б) позволяют выделить следующие этапы формирования и эволюции континентальной коры Дзабханского террейна: 1) 960–930 млн лет — формирование внутритрокеанической островной дуги зоны меланжа; 2) 0.92–0.86 млрд лет — накопление терригенной и терригенно-вулканогенной толщ Эрдэнэ-Хаирханского блока в обстановке рифтогенеза активной континентальной окраины или энсиалической островной дуги; 3) 0.88–0.86 млрд лет — формирование пород Дзабхан-Мандалской зоны в обстановке активной континентальной окраины или энсиалической островной дуги, ранний метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации в Дзабхан-Мандалской зоне и становление субщелочных гранитов (856 ± 2 млн лет). Накопление терригенных пород Ургамалской зоны происходило не ранее 0.87 млрд лет назад за счет источников с палеопротерозойскими в среднем Nd-модельными возрастными (2.2 млрд лет); 4) 847 ± 3 млн лет — метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации в гнейсо-мигматитовом фундаменте Богдоингольского блока, наложенный на породы с палеопротерозойскими значениями Nd-модельных возрастов 2.0–1.9 млрд лет; 5) 802–787 млн лет — накопление терригенных и вулканогенных пород дзабханской серии в рифтогенной обстановке на фрагменте раннедокембрийской коры; 6) ~820–770, 755 и ~720 млн лет — становление массивов посткинematических гранитоидов, отражающее многоэтапное развитие внутриплитных процессов и рифтогенеза.

Таким образом, Дзабханский террейн не является однородным блоком раннедокембрийской континентальной коры, а представляет собой неопротерозойский композитный террейн, сложенный породами островодужных, окраинно-континентальных комплексов и переработанной раннедокембрийской континентальной коры.

Корреляция структурно-вещественных комплексов докембрийских террейнов Хангайской группы

В террейнах Хангайской группы ЦАСП раннедокембрийские кристаллические комплексы установлены только в северо-западной части Байдарикского террейна и идерском комплексе Тарбагатайского террейна (Ранний докембрий ..., 1993; Козаков и др., 1997, 2007, 2011, Kröner et al., 2015b, 2017b) (рис. 1). Здесь проявлены неархейские и палеопротерозойские магматические и метаморфические события, которые типичны для многих кратонов, в том числе Сибирского и Северо-Китайского. Структура раннедокембрийских кристаллических комплексов Хангайской группы террейнов сформирована в ходе палеопротерозойского тектогенеза около 1855 млн лет назад, а стадию стабилизации определяют посткинematические граниты с возрастом около 1825 млн лет и анортозиты с возрастaми 1784–1772 млн лет (Козаков, 1986; Козаков и др., 1997, 2020a). Характерной особенностью этих комплексов является отсутствие структурно-метаморфической переработки и магматизма неопротерозойского возраста. Это дает основание полагать, что данные блоки раннедокембрийских пород были пространственно разобщены с областями развития позднедокембрийских процессов, а их положение в современной структуре ЦАСП обусловлено более поздними сдвиговыми деформациями (Метелкин, 2012).

Байдарикский и Дзабханский террейны разделены полем позднепалеозойских вулканитов и гранитоидов Хангайского батолита, среди которых расположен Отгонский блок (рис. 1б). Слагающие его высокометаморфизованные породы имеют Nd-модельный возраст $T_{Nd}(DM) = 1.2$ млрд лет, т.е. не могут иметь возраст древнее стенийского (Козаков и др., 2014, 2015). Кристаллические породы Отгонского блока и анортозиты Олонхдукского массива Байдарикского террейна (1773 ± 5 млн лет; Козаков и др., 2020a) определяют приблизительное положение границы, разделяющей блоки раннего и позднего докембрия.

Формирование неопротерозойской континентальной коры докембрийских террейнов Хангайской группы началось около 980–930 млн лет назад. Образования этого возраста представлены остро-

водужными вулканитами и трондьемитами (960–930 млн лет; Козаков и др., 2016, 2017a, 2017b; Kovach et al., 2017) Хараулинского блока сдвиговой зоны южной части Дзабханского террейна. Она прослеживается в юго-восточном направлении до южного обрамления Байдарикского террейна (рис. 1). Здесь в зонах меланжа среди эдиакарий-кембрийских островодужных комплексов Озерной зоны присутствуют тектонические пластины, сложенные супрасубдукционными офиолитами (973 ± 12 млн лет), ортогнейсами окраинно-континентального комплекса (950 ± 16 – 933 ± 6 млн лет) и ортогнейсами аккреционного клина (939 ± 6 млн лет) (Kröner et al., 2010; Buriánek et al., 2017). В районе хребта Бага Богд Гобийского Алтая на продолжении сдвиговой зоны установлены гранитоиды с возрастом 983 ± 6 – 954 ± 8 млн лет (Demoux et al., 2009; Kröner et al., 2017a).

С этапом около 890–860 млн лет связано формирование ювенильной коры, представленной палеоокеаническими и островодужными породами холбонурского комплекса (зоны по (Ярмлюк и др., 2017)) Сонгинского террейна (рис. 1, 2) (Ковач и др., 2013; Козаков и др., 2013a; Ярмлюк и др., 2015, 2017; Ярмлюк, Дегтярев, 2019). Приблизительно в этот же период (0.92–0.86 млрд лет) происходило накопление терригенных и терригенно-вулканогенных толщ Эрдэнэ-Хаирханского блока, формирование пород Дзабхан-Мандалской (0.88–0.86 млрд лет) и, вероятно, Ургамалской (0.87–0.82 млрд лет) зон Дзабханского террейна. К рубежу 0.86 млрд лет образования Дзабхан-Мандалской зоны были метаморфизованы и сформирована зрелая континентальная кора раннего неопротерозоя.

Породы фундамента Богдоингольского блока подверглись метаморфизму 847 ± 3 млн лет назад (Козаков и др., 2020b). В то же время здесь не проявлен метаморфизм и гранитоидный магматизм с возрастом около 810–790 млн лет. По-видимому, кристаллические породы Богдоингольского блока не были непосредственно связаны с метаморфическим поясом, развитым в Дзабхан-Мандалской и Ургамалской зонах Дзабханского и баяннурском комплексе Сонгинского террейнов.

К началу периода накопления криогений-кембрийских карбонатных толщ шельфового чехла Богдоингольский блок, по-видимому, был пространственно сближен с Эрдэнэ-Хаирханским блоком и областью развития вулканитов дзабханской серии южной части Дзабханского террейна. Исходя из этого, отнесение гнейсо-мигматитовых комплексов раннего неопротерозоя других блоков, входящих в террейны Хангайской груп-

пы, к фундаменту шельфового чехла микроконтинента достаточно условно. Это относится и к раннедокембрийским блокам Байдарикского и Тарбагатайского террейнов, в которых отсутствуют карбонатные толщи позднего неопротерозоя.

Накопление терригенных пород баяннурского комплекса Сонгинского террейна происходило в интервале около 0.83–0.80 млрд лет (Ковач и др., 2019б), т.е. позднее становления холбонурского комплекса. Также не исключено, что накопление эрдэнэхаирханского комплекса происходило несколько ранее накопления терригенных пород и метаморфизма Дзабхан-Мандалской зоны. Исходя из этого, можно предполагать, что в строении Сонгинского и северной части Дзабханского террейнов более древними толщами являются не высокотемпературные гнейсо-мигматитовые породы, а неметаморфизованные породы терригенной и терригенно-вулканогенной ассоциаций холбонурского и эрдэнэхаирханского комплексов.

Наиболее масштабно процессы формирования зрелой континентальной коры в террейнах Хангайской группы проявились в интервале около 810–790 млн лет. На этом этапе происходили метаморфизм амфиболитовой фации баяннурского комплекса Сонгинского террейна (802 ± 6 млн лет) и джаргалантского комплекса Тарбагатайского террейна (809 ± 4 млн лет), становление посткинematических гранитоидов Дзабханского террейна (813 ± 9 , 798 ± 7 и 786 ± 6 млн лет) в баяннурском комплексе Сонгинского террейна (790 ± 2 млн лет) и джаргалантском комплексе Тарбагатайского террейна (797 ± 3 и 793 ± 4 млн лет), вулканитов дзабханской серии (802–787 млн лет; Bold et al., 2016b; настоящая работа) в южной части Дзабханского террейна (Козаков и др., 2011, 2013а, 2014; настоящая работа).

Необходимо отметить, что развитие процессов регионального метаморфизма в Дзабханском и Сонгинском террейнах имеет некоторые различия. В Ургамалской зоне Дзабханского террейна происходил одноактный прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации, локально достигающий уровня мигматизации, который можно коррелировать с метаморфизмом в баяннурском комплексе Сонгинского террейна (802 ± 6 млн лет, Козаков и др., 2013а) (рис. 2). В Дзабхан-Мандалской зоне ему предшествует более ранний метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации с возрастом 860 ± 3 млн лет. Посткинematические гранитоиды обоих террейнов имеют сходные значения возраста 786 ± 6 и 790 ± 2 млн (Козаков и др., 2013а, 2014). Можно полагать, что в период раннего эпизода регионального метаморфизма толщи Урга-

малской и Дзабхан-Мандалской зон были пространственно разобщены, а впоследствии тектонически совмещены и метаморфизованы около 800 млн лет назад. В другом варианте предполагается, что на раннем этапе около 860 млн лет назад шло развитие зонального метаморфического пояса, в глубинных сечениях которого были сформированы высокометаморфизованные породы, а в верхних структурных этажах метаморфической зональности были развиты слабометаморфизованные породы. К началу позднего эпизода метаморфизма произошло совмещение тектонических пластин разных уровней метаморфической зональности и, соответственно, прогрессивный региональный метаморфизм происходил в баяннурском комплексе Сонгинского террейна и Ургамалской зоне, а наложенный – в Дзабхан-Мандалской зоне.

В это же время (806 ± 10 млн лет назад) в океаническом бассейне, который разделял континентальную кору (баяннурский комплекс) и палеоокеанические и островодужные образования (холбонурский комплекс), происходило формирование габбро-гипербазитового комплекса (Козаков и др., 2019а). В ходе закрытия этого бассейна при формировании надвигов породы габбро-гипербазитового комплекса были приведены в контакт с образованиями баяннурского и холбонурского комплексов. Аккреционный процесс происходил после регионального метаморфизма, проявленного в баяннурском комплексе (802 ± 6 млн лет), в узком интервале времени. Его завершение фиксируют постметаморфические граниты Баяннурского массива (790 ± 3 млн лет), которые не вовлечены в процессы надвигообразования (Козаков и др., 2013, 2019а).

Формирование в Дзабханском и Сонгинском террейнах более поздних габброидов и анортозитов с возрастaми 784–782 млн лет (Козаков и др., 2013а, 2019а), посткинematических гранитоидов (~770 и ~720 млн лет), а также щелочных гранитов с возрастом 755 ± 3 млн лет (Ярмлюк и др., 2008) связано с развитием внутриплитных процессов и рифтогенеза.

*Положение области формирования
неопротерозойской континентальной коры
Центральной Азии: палеотектонические
реконструкции*

В последнее время появляется все больше данных о проявлении раннеопротерозойских процессов формирования ювенильной и переработки древней континентальной коры. Объем вновь образованной континентальной коры в неопротерозое

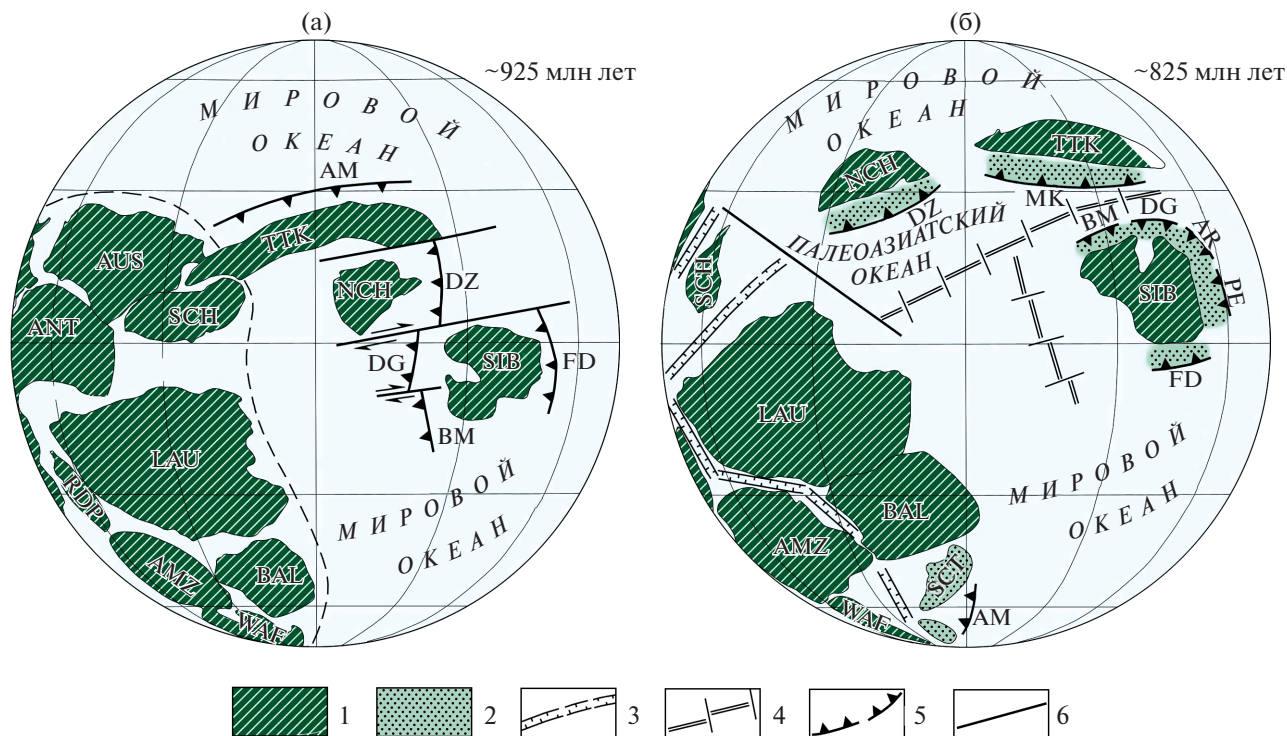


Рис. 9. Палеогеодинамические реконструкции для временных интервалов 950–900 и 850–800 млн лет, с использованием (Хераскова и др., 2010; Metelkin et al., 2012; Merdith et al., 2017).

1 – кратоны и континентальные блоки с донеопротерозойской корой, 2 – участки формирования неопротерозойской коры, 3 – континентальные рифты, 4 – зоны спрединга, 5 – зоны субдукции, 6 – трансформные разломы.

Кратоны и континентальные блоки: AMZ – Амазония, ANT – Антарктида, AUS – неразделенные австралийские кратоны, BAL – Балтика, LAU – Лаврентия, NCH – Северный Китай, RDP – Рио-де-ла-Плата, SCH – Южный Китай, SCT – Скифия, SIB – Сибирь, TTK – Таримо-Тянь-Шань-Казахстанский, WAF – Западная Африка. Островные дуги и краевые вулканические пояса: AM – Актау-Моинтинский, AR – Арзыбейская, BM – Байкало-Муйская, DG – Дунжугурская, DZ – Дзабханский, FD – Фаддеевская, МК – Малый Каратау, PE – Приенесейская.

составляет почти 17% от общей площади континентальной коры (Stern, 2008). Основной объем вновь образованной неопротерозойской континентальной коры в Азии приходится на территорию ЦАСП (Зоненшайн и др., 1990).

Образование новой континентальной коры происходит двумя путями – это андерплейтинг и аккреция террейнов, представляющих фрагменты океанических плато, энсиалических и энсиматических островных дуг, аккреционных призм, турбидитовых бассейнов. Соответственно, новообразованная континентальная кора или добавки ювенильного материала к древней коре – это магматические породы плюмов, континентальных рифтов и островных дуг. Полагаем, что именно с широким развитием последних в структуре ЦАСП в раннем неопротерозое и развитием континентальных рифтов, инициировавших распад суперконтинента Родиния в середине тония, связан обширный рост неопротерозойской континентальной коры центрального сегмента ЦАСП. Ранее к такому же

выводу пришли В.В. Ярмолюк и К.Е Дегтярев (2019), предложившие модель формирования докембрийских террейнов ЦАСП на основе палеореконовструкций (Li et al., 2008).

Нами рассмотрена модель формирования и эволюции неопротерозойской коры ЦАСП на примере палеореконовструкций для 925 и 825 млн лет (рис. 9) на основе таковых из статьи (Хераскова и др., 2010). Между реконструкциями для этого времени других авторов (Гордиенко, Метелкин, 2016; Metelkin et al., 2012; Stewart, 2009; Cawood et al., 2016; Merdith et al., 2017) нет существенных принципиальных разногласий. Считается общепринятым, что суперконтинент Родиния образовался в результате коллизии большинства древних кратонов в ходе гренвильской орогении (1090–930 млн лет) и существовал почти до конца тония (720 млн лет). Вопрос о вхождении Сибирского и Северо-Китайского кратонов в состав Родинии остается дискуссионным до настоящего времени. В работе (Хераскова и др., 2010) приведены аргументы то-

го, что на этапе 950–900 млн лет Сибирь не входила в состав Родинии. Об этом свидетельствует наличие пород океанического и островодужного генезиса с возрастом от 1050 до 950 млн лет на западной, южной и северной окраинах (современные координаты) Сибирского кратона. На глобальных неопротерозойских реконструкциях, опубликованных в одной из последних обобщающих работ (Merdith et al., 2017), Сибирь и Северный Китай также отделены от основного тела суперконтинента.

На реконструкции для 925 млн лет (рис. 9а) Сибирь и Северный Китай находятся в тропических широтах и примерно 30°–40° к востоку от Лаврентии. Севернее Северного Китая в тропических широтах показан композитный Таримо-Тянь-Шань-Казахстанский континентальный блок. На реконструкции для этого времени показаны три субдукционные зоны, аналогично (Хераскова и др., 2010): 1) Фаддевская, в которой океаническая кора Мирового океана субдуцировала под восточную (ныне северную) окраину Сибири; 2) протяженная зона, состоящая из Дунжугурского, Дзобханского и, возможно, Байкало-Муйского сегментов у западной (ныне южной) окраины Сибири, причем в Дзобханском сегменте субдукция, вероятно, была под Северно-Китайский кратон; 3) Актау-Моинтинская зона, имевшая субширотное, в отличие от двух других, простирание, в которой океаническая кора Мирового океана субдуцировала под северную (древние координаты) окраину Таримо-Тянь-Шань-Казахстанского континентального блока.

За время порядка 100 млн лет Сибирь из приэкваториальных южных широт сместилась примерно на 20° на север с одновременным поворотом почти на 90° по часовой стрелке, и на реконструкции для 825 млн лет показана в приэкваториальных северных широтах ориентированной байкальской окраиной (ныне южная) на север (рис. 9б). Характер миграции Северо-Китайского кратона был примерно таким же, как и для Сибири: миграция на север примерно на 20° и разворот по часовой стрелке примерно на 90° (рис. 9б). На рубеже ~850 млн лет, вероятно в связи с начавшимся распадом Родинии и закрытием Мирового океана, произошло образование нового океанического бассейна – Палеоазиатского, ось спрединга которого показана между Северо-Китайским кратоном и Таримо-Тянь-Шань-Казахстанским континентальным блоком, располагавшимися севернее, и Сибирию на юге (рис. 9б).

На реконструкции для 825 млн лет помимо существовавших с 925 млн лет назад зон субдукции (Фаддевская, Дунжугурская, Дзобханская и Байкало-Муйская) показаны новые – это Арзыбей-

ская у северо-восточной (ныне юго-западной) окраины Сибири и Мало-Каратауская у южной (древние координаты) окраины Таримо-Тянь-Шань-Казахстанского (Хераскова и др., 2010) континентального блока. Предполагается, что именно над этими зонами и в их тылу происходило формирование новой континентальной коры как в результате андерплейтинга, так и в результате аккреции террейнов к континентальным массивам (см. условное обозначение 2 на рис. 9б). Имеющиеся данные о возрасте пород, формировавшихся в этих субдукционных зонах и аккрецированных в виде террейнов к кратонам, не противоречит нашим предположениям.

Актау-Моинтинская зона (AM на реконструкции). Ранее было показано, что в пределах Актау-Моинтинского массива в интервале 963–925 млн лет имел место надсубдукционный кремнекислый вулканизм (Хераскова и др., 2010). Позднее это было подтверждено: “... в позднем рифее (тоний и криогений) появились вулканы кислого состава, которые слагают фрагменты окраины андийского типа” (Самыгин, Хераскова, 2019), и был установлен U-Pb возраст кислых вулканитов, перекрывающих древний догренивильский осадочный чехол, и рвущих гранитов – 925 ± 9 и 917 ± 6 млн лет (Третьяков и др., 2015).

Арзыбейская зона (AR на реконструкции) – это островная дуга, формировавшаяся около 960–900 млн лет назад, фрагменты которой исследованы на северо-западе Восточного Саяна (Turkina, Rodionov, 2017). Эта зона показана на реконструкции только для времени 825 млн лет.

Байкало-Муйская зона (BM на реконструкции) принимается нами в интерпретации Ю.А. Зорина с соавторами (Зорин и др., 2009). Зону формируют многочисленные вулканические дуги и рифты неопротерозоя. Кислые вулканы келянской свиты имеют возраст 824 ± 2 млн лет, а гранитоиды муйского комплекса – 812 ± 19 млн лет (Рыцк и др., 2001). Корообразующие процессы раннего неопротерозоя в Байкало-Муйской зоне происходили в интервале около 825–725 млн лет (Рыцк и др., 2011; Kröner et al., 2015a).

Дунжугурская зона (DG на реконструкции). Это наиболее известная древняя субдукционная структура Восточного Саяна. Нижний возрастной рубеж ее формирования составляет около 1040–1020 млн лет (Khain et al., 2002; Кузьмичев, Ларионов, 2013). Детритовые цирконы из песчаников дунжугурской свиты имеют конкордантные возрасты около 974 млн лет (пересчитано по данным (Кузьмичев, Ларионов, 2013)). Породы зоны надвинуты на раннедокембрийские гнейсы Гарганской

глыбы (террейна) и прорваны тоналитами, возраст которых 811 ± 7 млн лет (Ковач и др., 2012).

Дзабханская зона (DZ на реконструкции) (включая Дзабханский и Сонгинский террейны, а также джаргалантский комплекс Тарбагатайского террейна) формировалась с 960–930 до 780 млн лет.

Фаддеевская зона (FD на реконструкции). Островодужные плагиориодациты и плагиограниты Центрально-Таймырского аккреционного пояса кристаллизовались 961 ± 3 и 969 ± 17 млн лет назад (Верниковский и др., 2011), граниты Фаддеевского террейна имеют возраст 846 ± 11 млн лет (Vernikovskiy et al., 2004), а плагиограниты Челюскинского офиолитового пояса, находящегося севернее Фаддеевского террейна, — 740 ± 38 млн лет (Vernikovskiy et al., 2004).

Малый Каратау зона (МК на реконструкции). Возраст сохранившихся надсубдукционных комплексов Малокаратауской зоны занимает более узкий временной интервал от 831 до 766 млн лет (Самыгин, Хераскова, 2019; Хераскова и др., 2010).

Данные по тонийским субдукционным системам в структуре ЦАСП отчетливо свидетельствуют о существовании большинства из них на протяжении длительного времени — до 200 млн лет, что способствовало образованию раннеопротерозойской ювенильной коры, входящей в состав аккрецированных к палеоконтинентам террейнов, и переработке древней континентальной коры. Этот процесс весьма сходный с тем, который отмечается многими исследователями для мезозойских континентальных окраин Восточной Евразии, западной части Северной Америки (Saleeby, 1983 и др.) и современной Юго-Западной Пацифики (archipelago-type модель (Hall, 2010)).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные свидетельствуют о том, что докембрийские террейны Хангайской группы центрального сегмента ЦАСП представляют собой гетерогенные структуры, сложенные тектоническими пластинами и блоками пород разного возраста, состава и происхождения. Присутствие в их структуре пород островодужных комплексов, сформированных около 960–930 и 880–860 млн лет назад, предполагает проявление корообразующих процессов в палеоокеанической области в период относительно стабильного существования суперконтинента Родиния — 1000–860 млн лет назад. Предполагается также и существование субдукционных зон в палеоокеанической области обрамления Родинии в конце мезопротерозоя—начале неопротерозоя (Li et al., 2008a; Sawood et al., 2016; Ярмолюк, Дегтярев, 2019). С этим же геодинами-

ческим процессом связано исчезновение шельфов и удаление континентальных осадков в зоны субдукции, что фиксируется резким уменьшением концентрации континентального стронция и низкой амплитудой вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Мировом океане в период 1000–860 млн лет назад (Семихатов и др., 2002; Kuznetsov et al., 2017).

С периода около 860 млн лет в структурах древних кратонов фиксируются процессы дивергенции, определяющие ранние стадии распада Родинии (Богданова и др., 2009; Хераскова и др., 2010; Li et al., 2003, 2008; Lu et al., 2008a, 2008b и др.). Так, например, в блоке Катазия Южного Китая установлено проявление процессов континентального рифтогенеза в интервале около 860–830 млн лет (Shu et al., 2011). Формирование зрелой континентальной коры в период 860–850 млн лет установлено в Дзабхан-Мандалской зоне и Богдоингольском блоке Дзабханского террейна. Преобладающие значения Nd-модельных возрастов в интервале 2.0–1.2 млрд лет в метатерригенных породах и гранитоидах в рассматриваемых комплексах отражают процессы смещения источников, включая ювенильные неопротерозойские и более древние раннедокембрийские.

В интервале 850–780 млн лет продолжалось развитие зон конвергенции и формирование зрелой континентальной коры докембрийских террейнов Хангайской группы около 810–790 млн лет и ее сочленение с комплексами палеоокеанического бассейна (Козаков и др., 2019a).

Геохронологические данные для пород тонийских субдукционных систем в структурах Палеоазиатского океана свидетельствуют о длительном существовании большинства из них — это порядка 200 млн лет. Такое длительное существование способствовало образованию ювенильной коры раннего неопротерозоя, входящей в состав террейнов Хангайской группы ЦАСП и их возможных аналогов.

Благодарности. Авторы признательны и выражают искреннюю благодарность В.В. Ярмолюку и А.Б. Кузнецову за детальный разбор и предложения, сделанные при подготовке рукописи, что позволило улучшить ее содержание и изложение полученных результатов.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 18-17-00229; U-Pb и Sm-Nd изотопные исследования), а также в рамках Государственного задания ИГГД РАН № FMNU-2019-0005 (геохимические исследования) и ИТиГ ДВО РАН № АААА-А18-118020790046-0 (палеорекострукции).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Азимов П.Я., Козаков И.К.* Первая находка высокобазических пород в композитном Дзабханском террейне (Западная Монголия): признак конвергентных обстановок // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. С. 20–22.
- Беличенко В.Г., Боос Р.Г.* Боксон-Хубсугул-Дзабханский палеомикроконтинент в структуре центрально-азиатских палеозойд // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 20–28.
- Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томурто-гоо О.* Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 29–40.
- Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х.* Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29–45.
- Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е. и др.* Древнейшие островодужные комплексы Таймыра: вопросы формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамические реконструкции в Арктике // Докл. АН. 2011. Т. 436. № 5. С. 647–653.
- Геологическая карта Монгольской Народной Республики. М-6 1 : 200000, М-46-XXXV. М.: Всесоюзное экспортно-импортное объединение “Техноэкспорт”, 1982а.
- Геологическая карта Монгольской Народной Республики. М-6 1 : 200000, М-46-XXXVI. М.: Всесоюзное экспортно-импортное объединение “Техноэкспорт”, 1982б.
- Геологическая карта Монгольской Народной Республики. М-6 1 : 200000, L-47-I. М.: Министерство геологии СССР, Зарубежгеология, 1982в.
- Гордиенко И.В., Метелкин Д.В.* Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 91–108.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.
- Зайцев Н.С.* Тектоника Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 15–22.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.
- Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М.* Механизм развития системы островная дуга–задуговой бассейна и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее–раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 209–226.
- Ильин А.В.* Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии–кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.
- Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. М-6 1 : 1500000 // Под ред. А.Л. Яншина. М.: ГУГК СССР, 1989.
- Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. и др.* Новые U-Pb (TIMS) геохронологические данные о возрасте тоналитов сумсунурского комплекса Гарганской глыбы – к дискуссии о палеозойской органике в древних толщах Восточного Саяна // V Российская конференция по изотопной геохронологии “Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов”. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 158–160.
- Ковач В.П., Козаков И.К., Ярмолюк В.В. и др.* Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: II. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 451–469.
- Ковач В.П., Козаков И.К., Ван К.-Л. и др.* Возраст и источники терригенных пород базальной пачки цаганоломской свиты Дзабханского террейна, Центрально-Азиатский складчатый пояс: результаты U-Th-Pb геохронологических, Lu-Hf и Sm-Nd изотопных исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019а. Т. 27. № 5. С. 63–81.
- Ковач В.П., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст и источники сноса метатерригенных пород Дзабханского и Сонгинского террейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. “Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика”. СПб.: ИГД РАН, “Свое издательство”, 2019б. С. 96–97.
- Козаков И.К.* Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б.* Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 240–248.
- 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., Сальникова Е.Б., Вонг Т. и др.* Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3–24.
- Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др.* Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 445–464.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В. и др.* Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Цен-

тральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2013а. Т. 21. № 3. С. 227–246.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В. и др. Позднерифейский возраст конгломератов холбонурского комплекса Сонгинского блока каледонид Центральной Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013б. Т. 21. № 5. С. 21–35.

Козаков И.К., Ковач В.П., Бибилова Е.В. и др. Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзабханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd изотопно-геохимические данные // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 516–545.

Козаков И.К., Кирнозова Т.И., Ковач В.П. и др. Позднерифейский возраст кристаллического фундамента карбонатного чехла Дзабханского микроконтинента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 3. С. 3–12.

Козаков И.К., Kröner A., Ковач В.П. Раннепротерозойский этап в формировании фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тектоника, глубинное строение и минералогия Востока Азии: IX Косыгинские чтения. Материалы Всероссийской конференции. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2016. С. 35–38.

Козаков И.К., Кузнецов А.Б., Эрдэнэжаргал Ч. и др. Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017а. Т. 25. № 5. С. 3–16.

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 акад. Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017б. С. 181–184.

Козаков И.К., Лыхин Д.А., Эрдэнэжаргал Ч. и др. Тектоническая позиция неопротерозойских габбро-гипербазитового и габброидного комплексов Баяннурского блока Сонгинского выступа (Центрально-Азиатский складчатый пояса) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019а. Т. 27. № 2. С. 31–51.

Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н. Неопротерозойский этап в формировании неопротерозойского супертеррейна Центральной Азии // Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. “Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика”. СПб.: ИГД РАН, “Свое издательство”, 2019б. С. 99–100.

Козаков И.К., Анисимова И.В., Сальникова Е.Б. и др. Анортозиты Олонхудукского массива Байдарикского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическое положение, возраст // Петрология. 2020а. Т. 28. № 2. С. 139–149.

Козаков И.К., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. и др. Неопротерозойский возраст кристаллического фундамента шельфового чехла Богдоингольского блока Дзабханского террейна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020б. Т. 28. С. 67–75.

Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Ковач В.П. Источники базальтоидного магматизма в условиях рифтогенеза на активной континентальной окраине (на примере бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост позднепалеозойской Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, Южная Монголия) // Петрология. 2006. Т. 14. № 4. С. 358–383.

Крамчанинов А.Ю., Кузнецов А.Б. Вариации $\delta^{88}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в неопротерозойских осадочных карбонатах (цаганоломская свита, Западная Монголия) // Докл. АН. 2014. Т. 455. № 4. С. 447–452.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.

Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластиков по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.

Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Ситкина Д.Р. и др. Возраст карбонатных пород и фосфоритов в чехле Тувино-Монгольского микроконтинента // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 1. С. 44–48.

Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2012. 460 с.

Митрофанов Ф.П., Бибилова Е.В., Козаков И.К. и др. Архейский изотопный возраст тоналитовых “серых” гнейсов в структурах каледонид Центральной Монголии // Докл. АН СССР, 1985. Т. 284. № 2. С. 670–674.

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.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М. и др. U-Pb возраст и Sr-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 28–40.

Руженцев С.В., Бурашников В.В. Тектоника салаирид Западной Монголии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 25–40.

Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3–15.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.

- Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геологическое строение и этапы тектонической эволюции палеозойд Казахстана // Литосфера. 2019. Т. 19. № 3. С. 347–371.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гренвилевском и пост-грнвилевском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифей и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н. и др. Неопротерозойская анорогенная риолит-гранитная вулканоплутоническая ассоциация Актау-Моинтинского сиалического массива (Центральный Казахстан): возраст, источники и палеотектоническая позиция // Петрология. 2015. Т. 23. № 1. С. 26–49.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 1–24.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В. и др. Позднерифейские щелочные граниты Дзавханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2008. Т. 420. № 3. С. 375–381.
- Ярмолюк В. В., Козловский А. М., Сальникова Е. Б. и др. Строение, возраст и условия формирования раннеопротерозойских магматических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса на примере Холбонурской зоны Сонгинского террейна // Докл. АН. 2015. Т. 465. № 1. С. 73–77.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. и др. Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 468–498.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Лебедев В.И. Неопротерозойские магматические комплексы Сонгинсакого блока (Монголия): проблема формирования и корреляции докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 362–394.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Травин А.В. и др. Длительность формирования и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского батолита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 1. С. 70–102.
- 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 Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87–110.
- Bold U., Crowley J.L., 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. 2016a. V. 8. № 6. P. 729–750.
- Bold U., Smith E.F., Rooney A.D. et al. Neoproterozoic stratigraphy of the Zavkhan terrane of Mongolia: The backbone for Cryogenian and Early Ediacaran chemostratigraphic records // Amer. J. Sci. 2016b. V. 316. P. 1–63.
- 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 Res. 2017. V. 47. P. 200–227.
- Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A. et al. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 449. P. 118–126.
- Demoux A., Kröner A., Liu D., Badarch G. Precambrian crystalline basement in southern Mongolia as revealed by SHRIMP zircon dating // Int. J. Earth Sci. 2009. V. 98. P. 1365–1380.
- 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.
- Hall R.M. Australia-SE Asia collision: plate tectonics and crustal flow // Eds. R. Hall, M.A. Cottam, M.E.J. Wilson. The SE Asian gateway: history and tectonics of Australia-Asia collision. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2010. V. 355. P. 75–109.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A. et al. The most ancient ophiolite of the 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., Kozakov I.K., Kroner A. et al. Early Neoproterozoic crust formation in the Dzavkhan microcontinent, Central Asian Orogenic Belt // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. P. 499–501.
- 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.
- Kröner A., A.A. Fedotova A.A., Khain E.V. et al. Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal-Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications // J. Asian Earth Sci. 2015a. V. 111. P. 138–160.
- Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K. et al. Zircon ages and Nd-Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: A cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in

- NW Mongolia // *Gondwana Res.* 2015b. V. 27. P. 1392–1406.
- Kröner A., Kovach V., Alexeiev D. et al.* No excessive crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Further evidence from field relationships and isotopic data // *Gondwana Res.* 2017a. V. 50. P. 135–166.
- Kröner A., Kovach V., Kozakov I. et al.* Granulites and Palaeoproterozoic lower crust of the Baidarik Block, Central Asian Orogenic Belt of NW Mongolia // *J. Asian Earth Sci.* 2017b. V. 145. Pt. B. P. 393–407.
- 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.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V. et al.* Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // *Precambrian Res.* 2017. V. 298. P. 157–173.
- Levashova N.M., Kalugin V.M., Gibsher A.S. et al.* The origin of the Baidaric microcontinent, Mongolia: Constraints from paleomagnetism and geochronology // *Tectonophysics.* 2010. V. 485. P. 306–320.
- Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D. et al.* Geochronology of Neoproterozoic synrift magmatism in the Yangtze craton South China, and correlations with other continents evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia // *Precambrian Res.* 2003. V. 122. P. 85–109.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precambrian Res.* 2008. V. 160. P. 179–210.
- Lu S., Li H., Zhang Ch., Niu G.* Geological and Geochronological evidence for the Precambrian evolution of the Tarim Craton and surrounding continental fragments // *Precambrian Res.* 2008a. V. 160. Iss. 1–2. P. 94–107.
- Lu S., Zhao G., Wang Hu., Hao G.* Precambrian metamorphic basement and sedimentary cover of the North China Craton: A review // *Precambrian Res.* 2008b. V. 160. P. 77–93.
- Ludwig K.R.* Isoplot v. 4.15: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Special Publication. № 4. Berkeley Geochronology Center. 2008. 76 p.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rep. 88-542. 1991. 35 p.
- Mattinson J.M.* A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 116. P. 117–129.
- Mattinson J.M.* Zircon U-Pb chemical abrasion “CA-TIMS” method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved and accuracy of zircon ages // *Chem. Geology.* 2005. V. 220. P. 47–66.
- Merdith A.S., Alan S. Collins A.S., Williams S.E. et al.* A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic // *Gondwana Res.* 2017. V. 50. P. 84–134.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu.* Tectonic evolution of the Siberian paleocontinent from the Neoproterozoic to the Late Mesozoic: paleomagnetic record and reconstructions // *Russian Geology and Geophysics.* 2012. V. 53. P. 675–688.
- Rooney A.D., Strauss J.V., Brandon A.D., Macdonald F.A.* A Cryogenian chronology: Two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations // *Geology.* 2015. V. 43. № 5. P. 459–462.
- Saleeby J.B.* Accretionary tectonics of the North American Cordillera // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1983. V. 15. P. 45–73
- Shields-Zhou G., Porter S.A., Halverson G.P.* A new rock-based definition for the Cryogenian Period (circa 720–635 Ma) // *Episodes.* 2016. V. 39. P. 3–9.
- Stern R.J.* Neoproterozoic crustal growth: The solid Earth system during a critical episode of Earth history // *Gondwana Res.* 2008. V. 14. № 1–2. P. 33–50.
- 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.* Subcommittee of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Stewart J.H.,* Reconstructing Rodinia by fitting Neoproterozoic continental margins // U.S. Geol. Survey Open-File Rep. 2009-1191. 2009. 94 p.
- Shu L.S., Faure M., Yu J.H., Jahn B.M.* Geochronological and geochemical features of the Cathaysia block (South China): new evidence for the Neoproterozoic breakup of Rodinia // *Precambrian Res.* 2011. V. 187. P. 263–276.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
- Turkina O.M., Rodionov N.V.* A Late Neoproterozoic ocean island arc complex of the Arzybei terrane, Eastern Sayan // *Geology and magmatism of the Altai orogen. Special session at the 14th International Workshop on Present Earth Surface Processes and Long-term Environmental Changes in East Eurasia. Novosibirsk.* 2017. Abstract. V. 2. P. 41–42.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G.* Neoproterozoic orogeny along the margins of Siberia // *Geol. Soc. London Mem.* 2004. V. 30. P. 233–247.
- Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozlovskiy A.M. et al.* Crust-Forming Processes in the Hercynides of the Central Asian Foldbelt // *Petrology.* 2008. V. 16. № 7. P. 679–709.

Neoproterozoic Continental Crust Formation in Structures of the Central Segment of the Central Asian Fold Belt

I. K. Kozakov¹, V. P. Kovach¹, E. B. Salnikova¹,
A. N. Didenko², Yu. V. Plotkina¹, and A. M. Fedoseenko¹

¹*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, Russia*

²*Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russia*

The results of geochronological (U-Pb method, ID-TIMS), geochemical and Sm-Nd isotopic studies of granitoids, volcanics and terrigenous rocks of the eastern part of the Dzabkhan terrane, as well as felsic volcanics of the Dzabkhan Formation in the southern part are considered. It is established that the post-kinematic granitoids of the Dzabhan-Mandal zone, the Erdenekhairkhan and Bogdoingol blocks were formed in the range of 813 ± 9 – 772 ± 3 and about 720 Ma, and the rhyolites of the Dzabkhan Formation were formed at 790 ± 3 Ma. The sources of the rocks in the southern part of the terrane and in the Bogdoingol block were dominated by ancient crustal formations. Nd isotopic data for the rocks of the Dzabhan-Mandal zone and the Erdenekhairkhan block reflect the mixed nature of their sources and suggest a significant contribution of Early Neoproterozoic juvenile material. Based on the data obtained and published earlier, it is shown that the Dzabkhan terrane is not a homogeneous block of the Early Precambrian continental crust, but is a Neoproterozoic composite terrane composed of rocks of island-arc and continental margin complexes, and reworked Early Precambrian continental crust. The correlation of the Precambrian formations composing the Dzabkhan terrane with the Songino, Baidarik, and Tarbagatai terranes is considered, as well as the features of the formation of the Neoproterozoic continental crust in the structures of the central segment of the Central Asian fold belt. It is established that oceanic, island-arc, continental margin, and riftogenous complexes formed at about 960–930, 880–850, and 810–790 Ma ago are widely distributed in the structure of the Khangai group terranes. Based on the data obtained, a model of the formation and evolution of the Neoproterozoic crust of the Central Asian fold belt is considered on the example of paleoreconstructions for 925 and 825 Ma. It is assumed that the extensive growth of the Neoproterozoic continental crust of the region is associated with subduction processes in the frame of the Rodinia supercontinent at about 960–860 Ma ago and the development of continental rifts that initiated the breakup of the supercontinent in the middle of the tonian at about 860 and 800 Ma ago.

Keywords: Central Asian fold belt, magmatism, metamorphism, geochronology, Neoproterozoic, isotope geology, crust formation