

УДК 551,24+552.3/4:551.71/72

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ТЕРРЕЙНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ТИПИЗАЦИЯ И ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

© В.В. Ярмолук¹, К.Е. Дегтярев^{2,*}

¹ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., д. 35*

² *Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7
e.mail: degtkir@mail.ru

Поступила в редакцию 2.05.2018 г.; после исправления 14.09.2018 г.; принята в печать 25.09.2018 г.

В статье рассмотрены строение и особенности тектонической эволюции докембрийских террейнов, участвующих в строении палеозойского орогенного пояса, проведены их типизация и сравнительная характеристика. Показано, что докембрийские террейны являются фрагментами структур двух типов, сложенных: ювенильной неопротерозойской корой (1); мезо- и раннеопротерозойской корой, формировавшейся в основном за счет переработки раннедокембрийских образований (2). Террейны с ювенильной неопротерозойской корой, расположенные в центральной и восточной частях пояса, возникли в океаническом секторе Земли. Их становление было связано с ранне- и позднеопротерозойскими циклами тектогенеза, продолжительностью каждого до 200 млн лет. Террейны с мезо- и раннеопротерозойской корой, находящиеся в основном на западе пояса, возникли в континентальном секторе Земли и на протяжении неопротерозоя, их эволюция происходила в основном во внутриконтинентальных обстановках. В эволюции всех рассмотренных террейнов выявлено событие в интервале 800–700 млн лет, с которым связаны формирование рифтовых зон и проявления внутриплитного магматизма, совпадающие по времени с расколом суперконтинента Родиния. Проведенные исследования позволяют связать историю формирования докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса с процессами, протекавшими в краевой Сибирско-Таримской части Родинии и прилегающем к нему секторе палеоокеана.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский орогенный пояс, докембрийские террейны, суперконтинент Родиния, мезо- и неопротерозой

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0016-853X201913-43>

ВВЕДЕНИЕ

Центрально-Азиатский орогенный пояс является крупнейшей структурой Азии. Он сформировался в результате геологической эволюции Палеоазиатского океана, который возник в конце позднего неопротерозоя и завершил свое развитие в раннем мезозое. Однако ряд структур в пределах пояса имеет значительно более длительную историю, которая определялась процессами, предшествовавшими и, в какой-то степени, предопределившими образование Палеоазиатского океана. Эти структуры представлены террейнами с докембрийской корой, которые в строении пояса образуют разного размера блоки, имеющие дискордантные соотношения с обрамляющими их палеозойскими покровно-складчатыми комплексами. Они рассредоточены по всему Центрально-Азиатскому орогенному поясу и в ряде случаев примыкают к крупным кратонам, которые ограничивают его с юга и севера, нами предпринята попытка выяснить являются

ли террейны фрагментами этих кратонов и, если нет, — то, где и как они возникли и почему оказались вовлеченными в структуру Центрально-Азиатского пояса. Целью настоящей статьи является сравнительная характеристика докембрийских террейнов разных частей пояса, их типизация по особенностям строения и тектонической эволюции, реконструкция их положения в системе структур неопротерозоя, а также расшифровка процессов, которые определили появление докембрийских террейнов в пределах Палеоазиатского океана. В основу статьи легли данные авторов по строению Хангайской группы террейнов [16–18, 38], а также результаты, полученные при исследовании ряда наиболее крупных террейнов (микроконтинентов) и их групп, участвующих в строении раннепалеозойских структур Центрально-Азиатского пояса, — Тувино-Монгольской [13, 14, 19–21, 22, 24, 60], Северо-Забайкальской [27], Исседонской и Улутау-Моюнкумской [44].

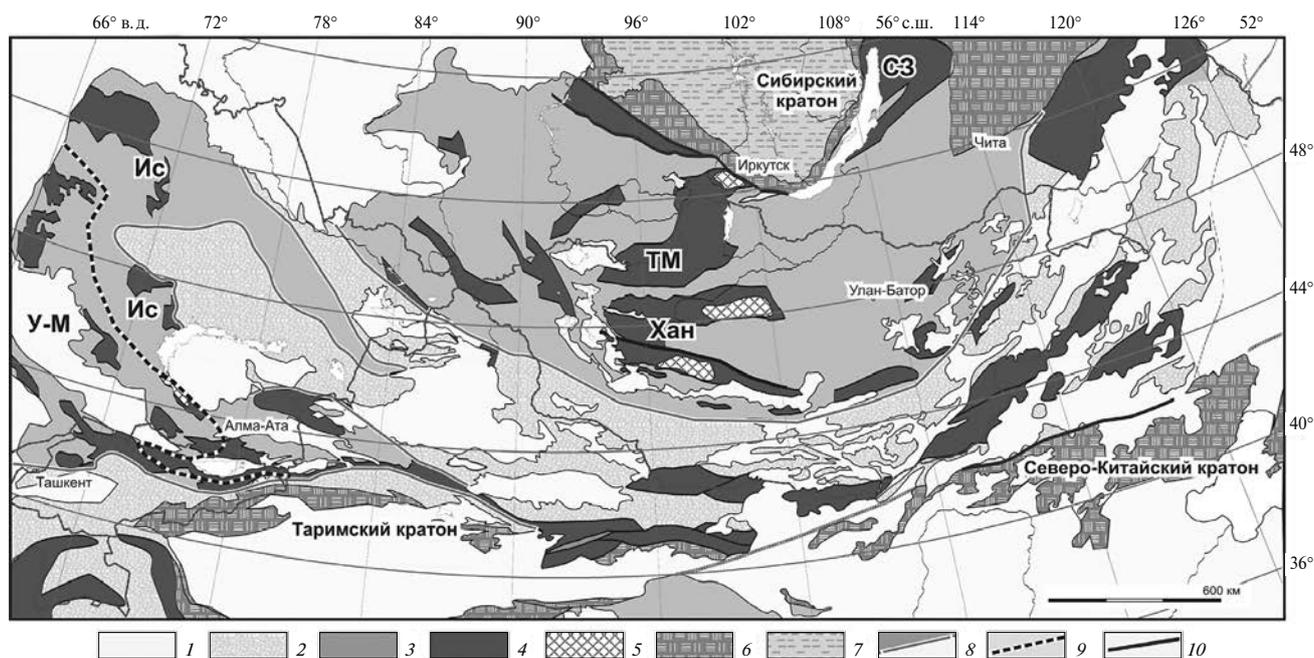


Рис. 1. Схема расположения докембрийских террейнов в Центрально-Азиатском орогенном поясе. Тувино-Монгольский террейн — ТМ. Группы террейнов: Северо-Забайкальская — СЗ, Хангайская — Хан, Исседонская — Ис, Улутау-Моюнкуская — У-М. 1 — мезозойско-кайнозойские впадины; 2–3 — палеозойские складчатые структуры Центрально-Азиатского пояса: 2 — средне-позднепалеозойские (герцинские), 3 — раннепалеозойские (каледонские); 4–5 — докембрийские террейны: 4 — неопротерозойские, 5 — раннедокембрийские; 6 — кратоны; 7 — чехол Сибирской платформы; 8 — границы складчатых поясов; 9 — граница между группами террейнов, расположенных в западной части Центрально-Азиатского пояса; 10 — крупнейшие разломы

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРЕЙНОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА

Докембрийские террейны рассредоточены по всей территории Центрально-Азиатского пояса, входя в состав как раннепалеозойских, так и средне-позднепалеозойских складчатых структур (рис. 1). Существующие различия в строении и истории формирования последних позволяют предполагать, что и связанные с ними докембрийские террейны могли иметь разное происхождение, поэтому мы рассмотрим террейны, которые участвуют в строении раннепалеозойской (каледонской) области пояса. В соответствии с закономерностями их пространственного распределения и особенностями строения исследуемые террейны могут быть объединены в группы:

- Хангайскую и Тувино-Монгольскую в центральной части пояса;
- Северо-Забайкальскую, включающую Байкало-Муйский пояс и Баргузино-Витимский супертеррейн, в северо-восточной части пояса;
- Исседонскую и Улутау-Моюнкускую в западной части пояса.

Хангайская группа террейнов

Хангайская группа террейнов расположена в центральной части пояса и включает Сонгинский, Тарбагатайский и Дзабханский блоки (рис. 2).

Важной характеристикой этих террейнов является преобладание в их строении комплексов, сформированных в результате неопротерозойских процессов ювенильного корообразования.

Сонгинский террейн. Он включает три структурные зоны (рис. 3, врезка): Баяннурскую, сложенную метатерригенными породами, Холбонурскую, образованную в основном вулканогенными толщами, и Дзабхан-Мандалскую, в строении которой участвуют те же комплексы пород, что и в Холбонурской зоне, но более глубоко переработанные метаморфическими процессами [17, 18, 38].

Холбонурская зона. Наиболее полно природу магматических комплексов Сонгинского блока отражают вулканогенные и вулканогенно-осадочные тощи Холбонурской зоны [38]. В ее строении участвуют три тектонические пластины разного строения (см. рис. 3) при мощности заключенных в их пределах стратифицированных единиц до 2000 м и более. Одна из них сложена метабазами ОИВ типа, вторая — метабазами E-MORB типа с прослоями кремнистых сланцев и кварцитов, реже карбонатов. Третья пластина образована эффузивами базальт-андезит-риолитовой островодужной серии, мощной толщей терригенных пород, которая сопоставляется с образованиями аккреционной призмы, а также массивами плагиогранитоидов холбонурского комплекса [17]. Для пород островодужной серии U–Pb методом по циркону получены оценки возраста в интер-

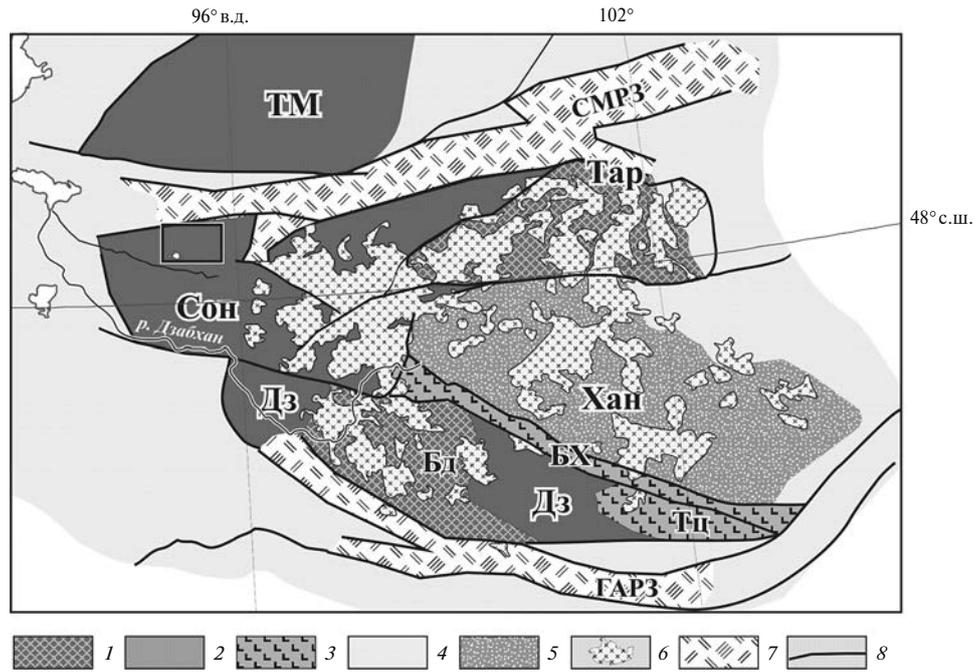


Рис. 2. Схема строения Хангайской группы террейнов.

Показано (прямоугольник) положение Холбонурской зоны Сонгинского террейна. Террейны: Тувинно-Монгольский — ТМ, Сонгинский — Сон, Тарбагатайский — Тар, Дзабханский — Дз, Байдарагский — Бл, Баян-Хонгорский — БХ, Хангайский — Хан, Тацаингольский — Тц. Рифтовые зоны: Северо-Монгольская — СМРЗ, Гоби-Алтайская — ГАРЗ.

1 — палеопротерозойские блоки; 2–5 — складчатые структуры: 2 — раннепротерозойские, 3 — позднепротерозойские, 4 — раннепалеозойские, 5 — ранне-среднепалеозойские; 6 — граниты Хангайского батолита; 7 — позднепалеозойские рифтовые зоны; 8 — разломы

вале 860–890 млн лет [17, 38]. Можно полагать, что в этом же возрастном интервале, но в иной геодинамической обстановке происходило формирование комплексов пород, связанных с активностью мантийного плюма в океане (ОИВ тип лав), и базальтов, характерных для спрединговых центров (Е-MORB тип лав). Вулканиды и гранитоиды всех этих комплексов, включая сопряженные с ними осадочные породы, характеризуются преимущественно положительными значениями $\epsilon Nd(0.86)$ (для вулканидов +2.6 — +6.5) [38].

Дзабхан-Мандалская зона. Данная зона образована серией тектонических пластин, сложенных в основном такими же породными ассоциациями, что и Холбонурская зона, и с теми же возрастными рубежами их формирования [18, 38]. Кроме того, получены возрастные оценки в интервале 930–959 млн лет для пироксенит-габбро-плагиогранитной ассоциации [58], которая по своим геохимическим и изотопным ($\epsilon Nd(0.95) = +5.8 — +6.1$) характеристикам отвечает комплексу пород внутриокеанической дуги. Эти оценки позволяют считать, что формирование островодужного комплекса Сонгинского блока началось не позднее 960 млн лет назад. При сходстве породных ассоциаций с Холбонурской зоной, породы Дзабхан-Мандалской зоны отличаются существенно более высокой степенью метаморфизма. В них установлен более ранний (856 млн лет) метаморфизм. Возраст этого метаморфизма и сопря-

женных с ним диоритов и гнейсогранитов совпадает с возрастом гранитоидов холбонурского комплекса, что позволяет предположить принадлежность пород обеих зон к разным уровням общей для них островной дуги. Такое предположение подтверждается сходством изотопных характеристик пород Дзабхан-Мандалской ($\epsilon Nd(0.86) = +1.9 — +6.1$) и Холбонурской зон [18]. Умеренно отрицательные значения ϵNd свойственны только некоторым метаосадочным породам, что свидетельствует о привносе в область их аккумуляции продуктов с древнекорковыми характеристиками.

Баяннурская зона. В отличие от Холбонурской и Дзабхан-Мандалской зон метатерригенные породы Баяннурской зоны характеризуются отрицательными значениями $\epsilon Nd(0.86) = -10 — -4.0$ и модельными изотопными возрастными $t_{Nd}(DM) = 2.3—1.8$ млрд лет [17]. Область накопления пород этой зоны, по-видимому, может быть сопоставлена с турбидитовым или задуговым бассейном, который отделял океанические и островодужные комплексы Холбонурской и Дзабхан-Мандалской зон от континентальных источников сноса с характеристиками палеопротерозойской коры [38].

Формирование структуры Сонгинского блока произошло около 800 млн лет назад вследствие аккреции комплексов, развивавшихся до этого автономно, — островной дуги, океанического острова, спредингового центра и задугового бассейна.

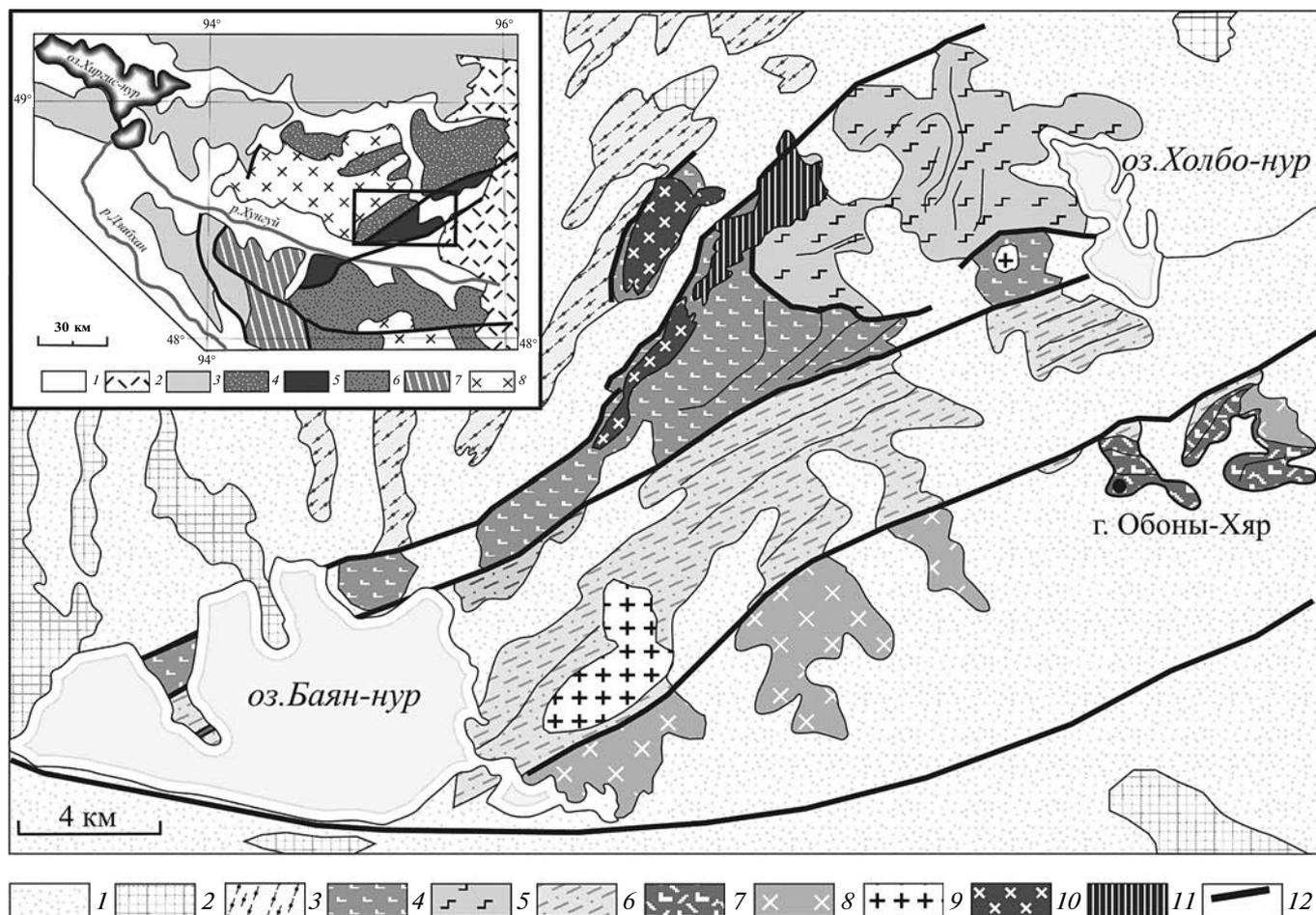


Рис. 3. Строение Холбонурской зоны Сонгинского теерейна.

Показано (на врезке) положение района в системе структур Сонгинского теерейна.

На врезке: 1 — кайнозойские отложения; 2 — породы Хангайского батолита, 3 — ранние каледониды Озерной зоны; 4–7 — неопротерозойские комплексы: 4 — Баяннурской зоны, 5 — Холбонурской зоны, 6 — Дабхан-Мандалской зоны, 7 — Ургамалской зоны; 8 — нерасчлененные гранитоиды палеозоя

На рисунке: 1 — кайнозойские отложения; 2 — позднепалеозойские граниты; 3 — комплексы Баяннурской зоны; 4–8 — комплексы Холбонурской зоны: 4 — метабазитовый, 5 — кремнисто-метабазитовый (свита шубун), 6 — терригенный осадочно-вулканогенный (островодужный); 7 — вулканогенный осадочно-вулканогенный (островодужный), 8 — гранитоиды гашуннурского комплекса; 9–11 — посткинematические интрузивные образования: 9 — граниты Баяннурского комплекса, 10 — габбро-диориты, диориты; 11 — расслоенный комплекс Онцулинского массива; 12 — разломы

Аккреция сопровождалась метаморфизмом, складчатостью и тектоническим совмещением пластин разного состава, которые зафиксированы синметаморфическими гранитоидами с возрастом около 800 млн лет в Баяннурской и Дабхан-Мандалской зонах, а также посткинematическими гранитами Баяннурского и Дабханского массивов с возрастaми 786–790 млн лет и расслоенными базитами Онцулинского массива с возрастом 784 млн лет [17, 18]. Для посткинematических гранитоидов характерны широкие вариации изотопного состава Nd ($\epsilon\text{Nd}(0.8) = -8 \text{ — } +3.5$), которые, очевидно, свидетельствуют о тектоническом перемешивании в источнике плавления пород всех комплексов, участвовавших в аккреции [38].

Посткинematические магматические породы Сонгинского блока имеют внутриплитные геохи-

мические характеристики, а породы Баяннурского массива в значительной степени соответствуют гранитоидам А-типа [38]. Габброиды Онцулинского массива геохимически близки к продуктам обогащенных мантийных источников (PM-OIB), хотя их производные, слагающие отдельные тела габбро-диоритов, формировались при существенном участии коровой контаминации исходных магм [38].

Тарбагатайский блок. Он отделен от Сонгинского выходами позднепалеозойских гранитоидов Хангайского батолита, что делает границу между ними неопределенной (см. рис. 2). В строении блока выделяется две зоны — раннедокембрийская и раннепротерозойская. Раннедокембрийская зона сложена в основном эндербитовыми гнейсами идерского комплекса, протолит которых сформировался около 2550 млн лет назад [57]

Эпохи тектогенеза	Структурные зоны, блоки и комплексы пород			
	Баяннурская	Холбонурская	Дзабхан-Мандалская	Тарбагатайский
Палео-протерозойская	—	—	—	<ul style="list-style-type: none"> • гнейсо-граниты идерского комплекса 2219 • анортозиты Хунжилингольского массива 1784
Ранне-неопротерозойский (ранне-байкальский)	<p>Доаккреционная стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • гнейсово-мигматитовый (метатерригенный) комплекс <p>Изотопные параметры гнейсы $\epsilon Nd(800) = -4 - -10$ $t_{Nd}(DM) = 1800 - 2200$</p>	<p>Доаккреционная стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • океанические (метабазитовый и кремнисто-метабазитовый) комплексы • островодужные комплексы вулканыты 888 гапуннурский комплекс > 890 – 856 <p>Изотопные параметры магматические породы $\epsilon Nd(800) = -1.0 - +7.0$ осадочные породы $\epsilon Nd(800) = -8 - +5$ $t_{Nd}(DM) = 1300 - 2200$</p>	<p>Доаккреционная стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • бимодальный (амфиболит-гнейсовый) комплекс с островодужными характеристиками пород: пироксенит-гранитная ассоциация 959–944 габбро-диориты 860 гнейсограниты 856 граниты 862 <p>Изотопные параметры магматические породы $\epsilon Nd(800) = -2 - +6.1$ осадочные породы $\epsilon Nd(800) = -3.2 - +2.9$ $t_{Nd}(DM) = 1300 - 1800$</p>	<p>Доаккреционная стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • Джаргалантская зона: ортогнейсы и амфиболиты с островодужными характеристиками разгнейсованные граниты 809 <p>Изотопные параметры гранитоиды $\epsilon Nd(800) = -4.2 - +1.0$ осадочные породы $\epsilon Nd(800) = -5.1 - -2.6$ $t_{Nd}(DM) = 1700 - 1900$</p>
	<p>Аккреционная стадия синкинематические граниты 802</p>	<p>Аккреционная стадия ~ 800</p>	<p>Аккреционная стадия ~ 800</p>	<p>Аккреционная стадия синкинематические граниты 797</p>
	—	<p>Постаккреционная стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • посткинematические граниты А-типа (Баяннурский массив) 790 внутриплитная активизация: 783 • расслоенные габброиды 783 габбро-диориты 783 	<p>Постаккреционная стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • посткинematические граниты 786 • габбро-диориты 774 	<p>Постаккреционная стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • внутриплитная активизация: посткинematические граниты А-типа 790

Рис. 4. Схема корреляции этапов формирования структурных зон Сонгинского и Тарбагатайского блоков (с использованием данных [16–18, 38]). Обозначены (цифры жирным прямым) возрасты пород, млн лет. Обозначены (цифры жирным курсивом) Nd модельные возрасты, млн лет — величины $\epsilon Nd(t)$ рассчитаны на 800 млн лет.

и характеризуется архейскими Nd-модельными возрастaми ($t_{Nd}(DM) = 2.8-3.0$ млрд лет). Породы подверглись двухэтапному метаморфизму, более древний гранулитовый зафиксирован синкинематическими гнейсо-гранитами с возрастом 2220 млн лет [16], более молодой амфиболитовый приурочен к рубежу 1855 млн лет [57]. В строении раннедокембрийской зоны участвуют также породы габбро-анортозитового комплекса с возрастом 1784 млн лет [16].

Ранне-неопротерозойская Джаргалантская зона обрамляет с севера гнейсы идерского комплекса и сложена амфиболитами и биотитовыми гнейсами с линзами мраморов. Их верхнюю возрастную границу определяют субавтохтонные гранитоиды с возрастом около 800 млн лет [16]. Для метасадочных пород характерны низкие значения $\epsilon Nd(0.8) = -4 - -5$ при $t_{Nd}(DM) = 1.8-1.9$ млрд лет, для гнейсогранитов $\epsilon Nd(0.8) = +1.1 - -2.6$ при $t_{Nd}(DM) = 1.3-1.8$ млрд лет. Посткинematические субщелочные порфировидные гранитоиды А-типа с возрастом 774 ± 3 млн лет по изотопному составу ($\epsilon Nd(0.8) = +1 - -4.0$) и геохимическим характеристикам близки к таким же гранитам Сонгинского блока [38].

Сопоставление Сонгинского (Холбонурская, Дзабхан-Мандалская зоны) и Тарбагатайского (Джаргалантская зона) блоков (рис. 4) пока-

зывает общее для них время аккреции (802 ± 6 и 797 ± 3 млн лет, соответственно) и сходство составов участвующих в их строении магматических пород. Геохимические особенности свидетельствуют об образовании этих пород в обстановке ювенильной островной дуги, но изотопные составы Nd в гранитоидах Джаргалантской зоны [16, 18] имеют промежуточные характеристики между составами базитов и терригенных пород Сонгинского блока (см. рис. 4). По изотопному составу Nd они близки к посткинematическим гранитоидам Сонгинского блока, что позволяет предполагать для них привнос терригенного материала в источники магм. Посткинematические субщелочные граниты Джаргалантской зоны также, как и граниты Баяннурского массива, обладают геохимическими характеристиками гранитоидов А-типа. Эти черты сходства и близкое расположение позволяют объединить структуры Сонгинского и Тарбагатайского блоков в единый Сонгино-Тарбагатайский террейн, который был сформирован на рубеже 800 млн лет в результате аккреции островных, спрединговых, островодужных и турбидитовых комплексов к жесткому континентальному массиву, фрагмент которого представлен идерским комплексом Тарбагатайского блока. В пределах последнего коллизийному событию предположительно соответствуют пологие зоны бластомилонитов и зеленосланцевый

метаморфизм, наложенные на позднепалеопротерозойские анортозиты [16].

Более *поздние* события в пределах террейна связаны с процессами приращения раннепалеозойских (каледонских) структур Центрально-Азиатского пояса и внедрением массивов позднекембрийских и раннеордовикских гранитоидов.

Дзабханский (Байдарагский) террейн (микроконтинент). Он расположен на юге Хангайской группы (см. рис. 2). В его строении выделяются раннедокембрийские Байдарагская и Дзабханская и поздненеопротерозойские Баян-Хонгорская и Тацаингольская зоны (блоки). Граница Дзабханского и Сонгино-Тарбагатайского террейнов определяется крупным разломом запад-северо-западного простирания, который западнее согласно [4] прослеживается в субширотном направлении вдоль соответствующего сегмента р.Дзабхан, а к востоку и далее трассируется границей с Баян-Хонгорской офиолитовой зоной. С юга террейн ограничивается раннепалеозойскими структурами Долины Озер.

Байдарагский блок. Он образует ядро микроконтинента и сложен неоархейским (байдарагинским) и палеопротерозойским (бумбугерским) кристаллическими комплексами, которые с несогласием перекрыты рифейским чехлом [12, 25, 31]. Ортогнейсы, пироксеносодержащие кристаллические сланцы и амфиболиты байдарагинского комплекса возникли в интервале 2848–2646 млн лет и характеризуются Nd изотопными модельными возрастными $t_{Nd}(DM-2st) = 3.3-2.9$ млрд лет [15]. В интервале 2550–2480 млн лет они претерпели гранулитовый метаморфизм. Метатерригенные породы бумбугерского комплекса сформировались к рубежу 2364 ± 6 млн лет, сопряженному с метаморфизмом гранулитовой фации. Следующим важным этапом в структурной эволюции блока стал метаморфизм амфиболитовой фации, охвативший породы обоих комплексов и сопровождавшийся внедрением синметаморфических гранитоидов с возрастом 1850 млн лет [15]. В строении блока участвуют также анортозиты Олон-Худукского массива, внедрившиеся в конце позднего палеопротерозоя ~1650 млн лет назад [30]. Осадочный чехол Байдарагского блока, выделяется как ульдзитгольский комплекс, разрез которого начинается мощной пачкой кварцитов и конгломератов, вверх сменяющимися метапесчаниками, черными сланцами и мраморизованными доломитами [25]. Возраст комплекса оценен по строматолитам и калий-аргоновым датировкам ~840 млн лет и соответствует раннему неопротерозою.

Дзабханский блок. Он является западным продолжением Байдарагского блока. В его пределах фундамент погребен под неопротерозойским чехольным комплексом, представленным кислыми лавами и игнимбритами дзабханской серии с возрастом 777 ± 6 млн лет [79], с которыми сопряжены щелочные граниты Яманульского массива с возрастом 757 млн лет. Nd модельные возрасты этих

пород ($t_{Nd}(DM-2st) = 2.2-2.7$ млрд лет) указывают на наличие под лавовым чехлом пород архейской и палеопротерозойской коры. Лавовая серия перекрыта терригенными отложениями свиты Хасахту [39] и карбонатным чехлом цаганоломской свиты, возраст которой оценивается в 630 млн лет [26].

Баян-Хонгорская офиолитовая зона. Она ограничивает Байдарагский блок с севера и сложена породами офиолитовой ассоциации [7, 40] возраст которых варьирует в интервале в 665–636 млн лет [11, 51]. Базиты офиолитов по геохимическим параметрам близки к породам океанических лавовых плато или океанических островов. В то же время изотопный состав Nd ($\epsilon Nd(t)$) в этих породах варьирует от +8.4 до +11.5, что указывает на их образование из сильно деплетированного верхнемантийного источника, обогащенного несовместимыми элементами непосредственно перед плавлением. Это океанического плато развивалось примерно до рубежа около 560–570 млн лет в режиме гайота, о чем свидетельствует накопление в его пределах мощных карбонатных толщ позднего венда-раннего кембрия [51].

Тацаингольский блок. Он располагается в юго-восточной части террейна на границе Баян-Хонгорской зоны и Байдарагского блока. В строении блока участвует ряд тектонических пластин, сложенных мраморами, гнейсами, амфиболитами и кварцитами. Геохимические характеристики пород соответствуют обстановке энсиалической островной дуги или активной континентальной окраины. По изотопному составу ($\epsilon Nd(t) = -2 - -11$) они занимают промежуточную позицию между составами пород Баян-Хонгорской зоны и раннедокембрийских образований Байдарагского блока. Это позволяет предположить совмещение последних в источнике пород Тацаингольского блока при аккреции островодужных и океанических комплексов с Байдарагским блоком, произошедшей не позднее 560 млн лет назад [15].

При сопоставлении Сонгино-Тарбагатайского и Дзабханского террейнов можно отметить следующие различия в их строении и развитии. Их раннедокембрийские комплексы различаются основными этапами развития (см. рис. 4), что может свидетельствовать об их принадлежности разным континентальным структурам. Общим для них стал метаморфизм на рубеже ~1850 млн лет, который охватил ряд материков при формировании суперконтинента Колумбия [41, 46].

Определенные различия, рассматриваемые террейны, имеют и на протяжении неопротерозойской эволюции. В пределах Дзабханского террейна неизвестны ранне-неопротерозойские образования, а в Сонгино-Тарбагатайском отсутствуют поздне-неопротерозойские комплексы. Общими для них стали внутриплитные процессы, приведшие к образованию гранитоидов А-типа и массивов расчлененных габброидов с возрастными 800–780 млн лет в Сонгин-Тарбагатайском террейне, а также вулканитов дзабханской серии и щелочных грани-

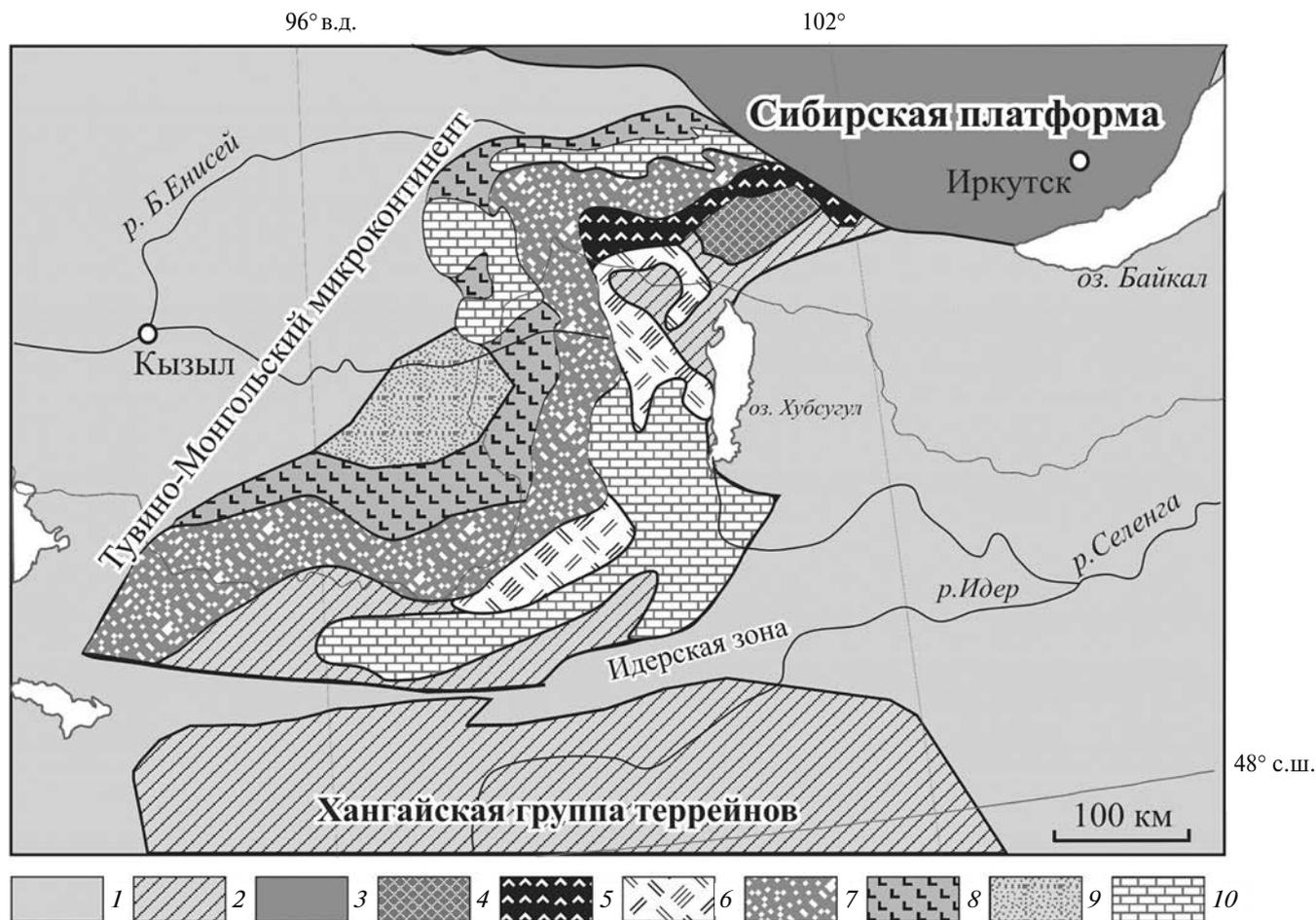


Рис. 5. Схема строения Тувинно-Монгольского террейна (с использованием [29–31]).

1–2 — складчатые структуры: 1 — раннепалеозойские, 2 — неопротерозойские нерасчлененные; 3 — Сибирская платформа; 4–10 — комплексы Тувинно-Монгольского террейна: 4 — позднеархейские Гарганской глыбы, 5 — раннепротерозойские Дунжугурской островной дуги, 6 — позднепротерозойские Окинской аккреционной призмы, 7 — позднепротерозойские активной окраины (сархойская серия), 8 — позднепротерозойские Шишхидской островной дуги, 9 — позднепротерозойские Восточно-Тувинского орогенного прогиба, 10 — венд-кембрийский карбонатный чехол

тов с оценками возраста 777–756 млн лет в пределах Дзабханского террейна. Объединяет их также чехольный комплекс карбонатов цаганоломской и баянгольской свит, что позволяет предположить связь вхождения Дзабханского террейна в Хангайскую группу с позднепротерозойскими событиями, предшествовавшими формированию цаганоломского карбонатного чехла.

Тувинно-Монгольский террейн (микроконтинент)

Тувинно-Монгольский террейн расположен севернее Сонгино-Тарбагатайского вблизи южного края Сибирской платформы. От Сонгино-Тарбагатайского террейна он отделен каледонидами Идерской зоны (рис. 5). Тувинно-Монгольский террейн сложен гетерогенными и различными по возрасту комплексами, которые участвуют в строении блоков или зон: раннедокембрийского Гарганского, раннепротерозойской Дунжугурской и позднепротерозойских Окинской и Шишхидской [14, 19–21, 60].

Гарганский блок. Он является ядром Тувинно-Монгольского террейна и сложен породами тоналит-грандземитовой ассоциации: тоналитами, грандземитами, амфиболитами, ультраметаморфическими гранитоидами, возраст которой оценен в 2.73 млрд лет [1].

Дунжугурская зона. Образована комплексом пород, типичным для офиолитовых ассоциаций надсубдукционного типа [19, 21]. Его формирование относится к ранней стадии развития островной дуги, зародившейся около 1020 млн лет назад [52]. Последующее развитие этой дуги вплоть до времени ее аккреции с Гарганским блоком было реконструировано на основе анализа возраста детритовых цирконов из осадочных пород [21]. Было показано, что дуга развивалась на протяжении около 200 млн лет и была аккретирована к континентальному массиву, включавшему Гарганский блок, около 800 млн лет назад [21].

В интервале 805–770 млн лет породы новообразованного аккреционного комплекса были

перекрыты породами сархойской серии и прорваны тоналитами сумсунурского комплекса [20, 21]. В строении сархойской серии участвуют пестроцветные терригенные и вулканические породы, геохимические характеристики которых указывают на их формирование в обстановке активной континентальной окраины [19]. В то же время относимые к вулканическому комплексу гранофиры обладают геохимическими характеристиками гранитов А-типа, что, возможно, фиксирует режим проявления внутриплитной активности в процессе формирования этой серии пород.

Окинская зона. Обрамляет Дунжугурскую зону с севера и запада, сложена породами окинской серии. В ее строении участвуют неравномерно метаморфизованные песчано-сланцевые, флишевые и вулканогенно-осадочные толщи, содержащие пластины базальтов и габброидов. Породы окинской серии прорваны большим количеством силлов основного состава, для которых получены поздннеопротерозойские — 757 ± 16 млн лет оценки возраста. Структура и состав комплексов Окинской зоны позволяют отнести их к образованиям аккреционной призмы, формировавшейся перед фронтом активной континентальной окраины, представленной вулканиками сархойской серии [19].

Шишихидская зона. Она представлена одноименным офиолитовым поясом, который располагается к западу и северу от Окинской зоны. В его строении участвуют реститовые ультрабазиты, кумулятивное габбро, дайковый и вулканический комплексы, формирование которых было связано с рифтингом, сменившимся затем надсубдукционной обстановкой [19]. Датирование кислых вулкаников показало, что дуга возникла около 800 ± 3 млн лет назад [21, 60], ее развитие завершилось около 600 млн лет в результате аккреции к Дунжугурскому блоку.

Комплексы, формирование которых происходило на эдиакарско-раннекембрийской стадии эволюции Тувино-Монгольского террейна, представлены метаморфическими образованиями Западного Сангиленна. Их образование связывается с обстановками островных дуг и рифтовых зон на пассивных окраинах. Эти комплексы возникли в позднем эдиакарии и были аккрецированы к неопротерозойским структурам террейна на протяжении раннего кембрия 540–520 млн лет назад [14]. Участвующие в их строении ортопороды несут характеристики ювенильной коры ($\epsilon\text{Nd}(t) = +5 - +9.5$), формировавшейся почти без влияния древнекорového материала. Ассоциирующие с ними кластические породы характеризуются величинами $\epsilon\text{Nd}(t) = (-2 - -7.6)$, свидетельствующими, что источниками сноса для них являлись блоки коры с палео- и мезопротерозойскими Nd- изотопными характеристиками [14].

Северо-Забайкальская группа террейнов

Данная группа докембрийских террейнов, которая включает Байкало-Муйский пояс и Баргузино-Витимский супертеррейн, расположена вблизи края Сибирской платформы в Забайкальской части Центрально-Азиатского пояса [27] (рис. 6).

Байкало-Муйский пояс. Он представляет крупный блок неопротерозойских структур, формирование которых протекало в два этапа ювенильного корообразования — ранне- и поздннеопротерозойский (ранне- и позднебайкальский). Раннебайкальский возраст имеют комплексы пород Кичерской, Парам-Шаманской и Анамакит-Муйской зон. Позднебайкальским ювенильным структурам отвечают Каралон-Мамаканская, Катеро-Уакитская и Янская зоны [27].

Ранннеопротерозойские структуры. Наиболее ярко ювенильный характер ранннеопротерозойского корообразования проявлен в структурах Кичерской и Парам-Шаманской зон. Их наиболее древними образованиями являются амфиболиты нюрндуканского и несмуринаского комплексов, соответственно. Состав нюрндуканского комплекса определяют толеитовые базальты N-MORB и E-MORB-типов и габброиды [27], возраст которых оценен в интервале $1035 \pm 92 - 907 \pm 120$ млн лет (Sm-Nd метод) [27]. Их верхняя возрастная граница зафиксирована синметаморфическими плагиогранито-гнейсами, сформированными 815 ± 46 млн лет назад [27]. В строении нюрндуканского комплекса отмечаются также амфиболиты с характеристиками базальтов IAB-типа. Изотопные характеристики всех этих пород ($\epsilon\text{Nd}(1,0) = +5.6$ до $+7.9$) близки к составу деплетированной мантии ($\epsilon\text{Nd}(1,0) = +7.9$). Скорее всего, близкий изотопный состав имеют и амфиболиты несмуринаской толщи. На это указывает состав сланцев ($\epsilon\text{Nd}(0.85) = +7.1$) и плагиогранитов ($\epsilon\text{Nd}(0.8) = +4.8 - +6.7$, $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.0-0.90$ млрд лет), ассоциирующих с амфиболитами несмуринаской толщи. Эти характеристики свидетельствуют о ювенильной (не древнее ~1 млрд лет) природе коры обеих зон [27].

Вулканические части разреза в обеих зонах перекрыты метатерригенными толщами, включающими биотитовые сланцы и метапесчаники с горизонтами углеродисто-кремнистых сланцев, metabазальтов, в том числе высокотитанистых, плагиориолитов и линзами карбонатов. В Кичерской зоне для них получена оценка возраста 762 ± 6 млн лет [27].

Ранннеопротерозойские образования Анамакит-Муйской зоны имеют иное строение. Низы ее разреза сложены метаосадочными породами, обладающие близкими к нулю величинами $\epsilon\text{Nd}(0.8) = -0.4 - +0.3$ и мезопротерозойскими значениями $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.7 - 1.5$ млрд лет [27]. Этот комплекс пород перекрыт карбонатно-терригенными толщами с редкими телами основных

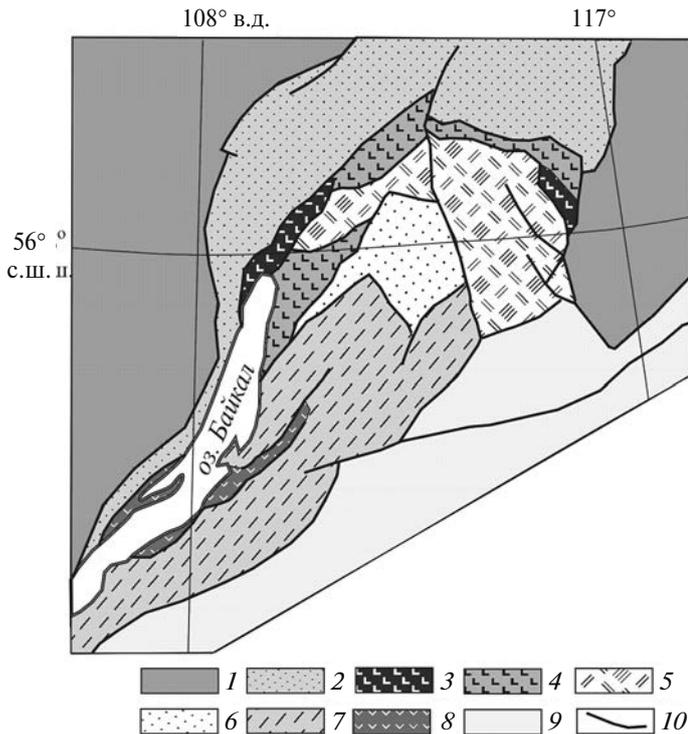


Рис. 6. Схема строения Северо-Забайкальской группы террейнов (составлена с использованием [27]).

1 — Сибирская платформа; 2 — Байкало-Пагомская область; 3–5 — структуры Байкало-Муйского пояса: 3 — раннепротерозойские (Кичерская и Парам-Шаманская зоны), 4 — позднепротерозойские (Янская, Светлинская и Каралон-Мамаканская зоны), 5 — переработанной палеопротерозойской коры (Анамакит-Муйская зона); 6 — комплексы позднепротерозойского Катеро-Уакитского турбидитового прогиба; 7 — структуры Баргузино-Витимского супертеррейна; 8 — раннепалеозойские структуры Ольхонской зоны; 9 — нерасчлененные палеозойские структуры Центрально-Азиатского пояса; 10 — разломы

и кислых метавулканитов ($\epsilon\text{Nd}(0.8) = +1.0 - +4.2$ и $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.5 - 1.2$ млрд лет).

Завершается разрез толщами основных и кислых вулканитов, возраст которых оценен в интервале 825–815 млн лет [27]. С ними ассоциируют породы габбро-диорит-плагиогранитного муйского комплекса с возрастом 812 ± 19 млн лет. Изотопные характеристики метариолитов составляют $\epsilon\text{Nd}(0.82) = -2.6 - -13.6$ и $t_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 1.6 - 2.4$ млрд лет, что указывает на участие в их образовании коровых источников палеопротерозойского или позднеархейского возраста. Среди структур Байкало-Муйского пояса эта зона в целом выделяется изотопно-геохимическими характеристиками пород, свидетельствующими о существенном вкладе в их состав палеопротерозойских коровых источников.

Формирования раннепротерозойских (раннебайкальских) структур Байкало-Муйского пояса завершилось метаморфизмом и становлением массивов гнейсо-гранитов илеирского комплекса

с возрастом 784 ± 6 и 786 ± 9 млн лет [27]. С завершающим постколлизийным этапом раннебайкальского цикла ($780 \pm 20 - 720 \pm 20$ млн лет) связано становление внутриплитных (анорогенных) магматических ассоциаций. К ним относятся трахириолиты жанокской свиты с возрастом 723 ± 4 млн лет, близкие к ним по возрасту гипабиссальные калиевые гранитоиды бамбуковского комплекса, расслоенные анортозит-габбровые и гарцбургит-пироксенит-габбровые плутоны с возрастными 735 ± 26 млн лет и 769 ± 33 млн лет, соответственно, а также крупные массивы высокотитанистых габбро, для которых получены оценки возрастов 730 и 770 млн лет [27, 35].

Позднепротерозойские корообразующие процессы. Они широко проявились в пределах всех структур Байкало-Муйского пояса. В частности в Кичерской зоне им соответствуют амфиболиты и двупироксеновые кристаллические сланцы Богучанской и Курлинской тектонических платформ, обладающие характеристиками базальтов OIB и E-MORB-типа и сформированные в интервале 650–620 млн лет назад. Новообразованными структурами этого времени стали Каралон-Мамаканская, Катеро-Уакитская и Янская зоны. Их развитие началось с формирования в интервале 700–665 млн лет назад контрастно дифференцированных вулканических толщ с высокими положительными значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ от +6.5 до +8.2 [27]. Позднее образовались мигматит-плутоны плагиогранитов — 650 млн лет, массивы габбро-диорит-плагиогранитной — 625–604 млн лет и пироксенит-габбро-норитовой — 612 ± 34 млн лет ассоциаций.

Все эти породы имеют высокие положительные величины $\epsilon\text{Nd}(t)$ в диапазоне от +3.5 до +8.6 и Nd модельный возраст $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.0 - 0.70$ млрд лет, указывающие на их связь с ювенильными корообразующими процессами [27]. Завершение позднебайкальского цикла совпадает с началом постколлизийного или орогенного этапа развития всей территории Байкальской складчатой области и фиксируется образованием на рубеже 590 ± 5 млн лет депрессий с континентальными кислыми вулканитами падринской серии.

Баргузино-Витимская складчатая область, или супертеррейн. Он отвечает той части Забайкалья, которая была существенно переработана гранитами Ангаро-Витимского батолита, поэтому судить о ее строении приходится по останцам и провесам кровли различных размеров, отмечаемым среди гранитоидов батолита. В составе супертеррейна различают Амалатский, Баргузинский, Витимкан-Ципинский и Итанца-Туркинский террейны [27]. Разновозрастные (раннебайкальские, позднебайкальские и раннекаледонские) образования супертеррейна обладают сходством общего карбонатно-терригенного состава с присутствием редких потоков и экструзий вулканитов основного и кислого состава. Фрагментом комплекса основания этих

террейнов может служить небольшая тектоническая пластина мигматизированных амфиболитов в хребте Шаман с возрастом плагиомигматитов 972 ± 14 млн лет [27]. Другим примером достоверно установленных раннепротерозойских образований являются метатерригенные породы Амалатского террейна. Верхний предел их формирования определяется синтетектоническими гнейсо-гранитами с возрастом 790 ± 6 млн лет [27]. Эти метаосадки характеризуются палеопротерозойскими Nd модельными изотопными возрастными $t_{Nd}(DM) \geq 1.6$ млрд лет.

Изотопный состав осадочных пород супертеррейна свидетельствует о палеопротерозойском возрасте континентальной коры, служившей поставщиком терригенного материала, и о смешении ее продуктов с ювенильными неопротерозойскими источниками. Этот вывод подтвержден результатами изучения детритовых цирконов из биотитовых гнейсов Итанца-Туркинского террейна [36]. Их возрасты группируются в интервалах значений 2210–2590, 713–807 и 651–693 млн лет, которые указывают на участие неоархейско-палеопротерозойских коровых и неопротерозойских ювенильных комплексов в осадочном выполнении супертеррейна. По-видимому, комплекс структур Баргузино-Витимского супертеррейна следует рассматривать как задуговой бассейн, располагавшийся между блоками новообразованной коры и континентальным массивом. Отсутствие среди цирконов генераций с возрастом ~ 1.8 млрд лет [36] свидетельствует, что этот континентальный массив не был связан с Сибирским кратоном.

Докембрийские террейны западной части Центрально-Азиатского пояса

В западной части пояса, охватывающей территории Казахстана, Кыргызстана и Северо-Западного Китая, выделяются различного размера докембрийские террейны, находящиеся среди нижнепалеозойских аккреционных и островодужных комплексов (рис. 7) [44]. В строении этих террейнов участвуют раннедокембрийские и мезопротерозойские метаосадочные и магматические комплексы, но явно преобладают магматические и осадочные породы неопротерозоя.

Террейны западных районов Центрально-Азиатского орогенного пояса в соответствии с особенностями их состава и строения объединены в две группы [44]:

- северо-восточную (Исседонскую),
- юго-западную (Улутай-Моюнкусскую).

Данные группы различаются особенностями позднедокембрийской тектоно-магматической эволюции.

Террейны Исседонской группы

Эта группа террейнов объединяет блоки докембрийской коры Северного Казахстана, в том числе Кокчетавский, а также террейны Актау-

Илийский, Иссык-Кульский и Китайского Центрального Тянь-Шаня (см. рис. 7).

Общей их особенностью стали масштабные проявления кислого магматизма в мезопротерозое [44]. В раннем мезопротерозое (1410–1450 млн лет) магматизм проявился в восточной части террейна Китайского Центрального Тянь-Шаня, где широко развиты гранодиориты и граниты, которые по геохимическим характеристикам могут быть отнесены к образованиям энсиалических островных дуг. Изотопный состав гафния в цирконах этих гранитоидов ($\epsilon Hf(t) = -1.0 - +8.2$) позволяет предполагать, что источником этих пород служил в основном ювенильный материал с небольшой добавкой древнего корового вещества [80]. В то же время изотопные характеристики ($\epsilon Nd(t) = -3.0 - +6.1$; $t_{Nd}(DM) = 1.3 - 2.3$ млрд лет) мезо- и неопротерозойских метаосадочных пород этого террейна свидетельствуют, что их источниками служили палеопротерозойские коровые комплексы [44].

В позднем мезопротерозое (1050–1150 млн лет) магматизм охватил докембрийские блоки Северного Казахстана, террейны Иссык-Кульский и Китайского Центрального Тянь-Шаня [43, 44, 49, 56]. В основном он протекал во внутриконтинентальной обстановке вне связи с конвергентными границами, реже (террейн Китайского Центрального Тянь-Шаня) отмечаются породы, формировавшиеся в пределах активных континентальных окраин [44]. В результате были сформированы многочисленные массивы гранитоидов, а также риолит-базальтовые и риолитовые вулканические ассоциации, возникшие согласно Nd-изотопным характеристикам ($t_{Nd}(DM) = 2100 - 2600$ млн лет) преимущественно за счет переработки раннедокембрийской континентальной коры [34, 43, 49, 56]. Рубежным событием в истории террейнов этой группы стало формирование мощных (более 1000 м) кварцито-сланцевых толщ, начало накопления которых пришлось на границу мезо- и неопротерозоя (~ 1000 млн лет назад) и продолжалось в течение около 100 млн лет. Эти толщи служат стратиграфическим маркером завершения гренвилльского тектоногенеза. Согласно данным [6] их накопление происходило в условиях близких к условиям накопления платформенного чехла в обстановках регрессирующего бассейна. Источниками сноса при накоплении этих толщ являлись в основном мезо- и палеопротерозойские образования, среди которых значительную роль играли комплексы, имевшие относительно короткую коровую предысторию [10, 53].

Следующий этап тектоно-магматической эволюции террейнов Исседонской группы охватил интервал между 930 и 870 млн лет и был связан со становлением риолит-гранитных ассоциаций и серии крупных массивов гранитоидов [32, 74]. В соответствии с данными Nd-изотопных исследований ($t_{Nd}(DM) = 1.7 - 1.9$ млрд лет; $\epsilon Nd(t) = -1.9 - -3.5$) источниками этих пород слу-

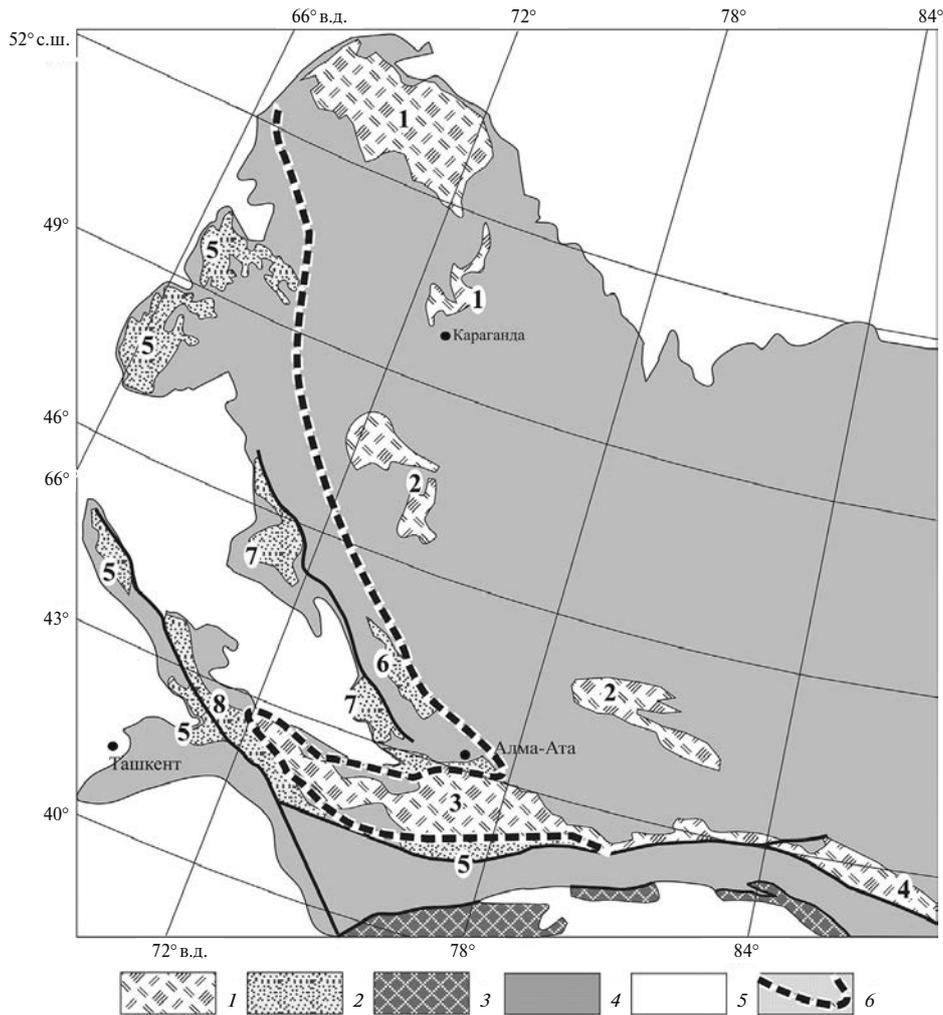


Рис. 7. Схема распределения докембрийских террейнов в западной части Центрально-Азиатского пояса (составлена с использованием данных [44]).

Террейны: Северного Казахстана — 1, Актау-Илийский — 2, Иссык-Кульский — 3, Китайского Центрального Тянь-Шаня — 4, Улуту-Сарыджазский — 5, Каратау-Таласский — 6, Чуйско-Кендыктасский — 7, Жельтавский — 8. 1–2 — террейны групп: 1 — Исседонской, 2 — Улуту-Моюнкумской; 3 — докембрийские комплексы Таримского кратона; 4 — палеозойские складчатые комплексы Центрально-Азиатского пояса; 5 — мезозойско-кайнозойский чехол; 6 — граница, разделяющая террейны Исседонской и Улуту-Моюнкумской групп

жили раннедокембрийские сиалические комплексы, при незначительной роли ювенильного материала. По петро-геохимическим характеристикам вулканиты и граниты в основном близки к коровым анорогеным гранитам типа А-2, на востоке региона (террейн Китайского Центрального Тянь-Шаня) встречаются гранитоиды, формировавшиеся в пределах активных континентальных окраин или энсиалических островных дуг [32, 44, 74].

Завершили раннепротерозойскую магматическую историю рассматриваемой группы террейнов внутриплитные габброиды, габбро-диориты, щелочные гранитоиды, а также контрастные вулканоплутонические ассоциации события, которые возникли в середине протерозоя (780 и 730–750 млн лет) [47]. Распространение этих комплексов было ограничено восточной частью Актау-Илийского и Китайского Центрально-Тяньшаньского террей-

нов, что, вероятно, связано с проявлениями рифтогенных процессов вдоль северо-восточного фланга этой группы террейнов. Комплексы позднего неопротерозоя не получили широкого распространения в пределах террейнов Исседонской группы. Полагаем, что к началу этого этапа относится начало накопления терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных толщ, в верхах разреза которых иногда появляются тиллиты [61].

Террейны Улуту-Моюнкумской группы

Данная группа террейнов включает Улуту-Сарыджазский, Каратау-Таласский, Чуйско-Кендыктасский и Жельтавский террейны (см. рис. 7). Наиболее древние комплексы в их пределах включают метаосадочные породы и метаморфизованные гранитоиды, возникшие около 1800–1850 и 2300 млн лет назад [33, 59] с изотопными ха-

рактическими, отвечающими неоархейскому источнику ($\epsilon\text{Nd} = -3.8$; $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2600$ млн лет) [33, 59]. К мезопротерозойским и раннепротерозойским комплексам отнесены осадочные породы, в том числе различные сланцы, кварциты, известняки и доломиты [44].

Наиболее распространенными в террейнах юго-западной группы являются образования конца раннего и начала позднего неопротерозоя. Среди них преобладают вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи кислого или контрастного (риолит-базальтового) состава и гранитоиды, сходный состав и близкий возраст которых позволяет рассматривать их в составе вулканоплутонических ассоциаций. В соответствии с имеющимися оценками возраста их формирование произошло в интервале от 850 до 750 млн лет [44, 48, 54, 55, 67]. Согласно с данными изотопных исследований ($\epsilon\text{Nd}(t) = -5.9 - -1.7$; $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.7-1.9$ млрд лет) источником кислых пород этих ассоциаций служил раннедокембрийский сиалический субстрат [44, 54, 55, 67]. Считается, что этот магматизм протекал во внутриплитных условиях, возможно, как результат заложения крупного рифтогенного прогиба на палеопротерозойском основании [44].

Докембрийская эволюция этой группы террейнов завершается формированием сложно построенного неметаморфизованного вулканогенно-осадочного комплекса позднего криогения-эдиакария, с которым было связано внедрение щелочных сиенитов карсакапайского комплекса (673 ± 2 млн лет) [44]. В нижней части разрезов этого комплекса преобладают полимиктовые и аркозовые терригенные породы, а также эффузивы, туфы и вулканогенно-осадочные породы кислого и основного состава. Верхняя часть комплекса в основном сложена различными терригенными и терригенно-карбонатными породами, которые согласно перекрываются кембрийскими черносланцевыми и сланцево-карбонатными толщами. В составе этой серии пород выделяются два уровня тиллитов и тиллитоподобных конгломератов. Их формирование происходило в интервале 630–540 млн лет [44], определяя тем самым интервал формирования всей серии пород.

Сравнительная характеристика докембрийских террейнов Центрально-Азиатского пояса

Проведенный анализ данных показал, что докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса не являются однородными и имеют существенные отличия. Прежде всего, различаются террейны разных областей пояса. Так в строении террейнов его восточной и центральной частей преобладают комплексы, сформированные в результате неопротерозойского ювенильного корообразования, тогда как на западе пояса террейны представляют структуры, кора которых сформировалась преимущественно в палеопротерозое. В их строении полностью отсутствуют неопротерозойские образования,

которые можно сопоставить с комплексами энсиматических островных дуг и аккреционных призм, широко распространенных на востоке Центрально-Азиатского пояса [19, 52, 60]. Но и внутри этих групп террейнов отмечаются определенные различия, свидетельствующие о независимой истории формирования отдельных террейнов.

Террейны восточной и центральной частей пояса

В истории формирования террейнов этих частей пояса четко различаются два цикла тектогенеза — раннепротерозойский (раннебайкальский — 1.0–0.72 млрд лет) и позднепротерозойский (позднебайкальский — 0.72–0.59 млрд лет) — с эпохами складчатых деформаций, метаморфизмом и становлением гранитоидов на рубежах 0.81–0.78 и 0.6–0.56 млрд лет [16–18, 20, 21, 27, 38].

Раннепротерозойский этап. Данный этап характеризовался доминированием процессов ювенильного корообразования в большинстве террейнов центральной и восточной частей пояса (рис. 8). В это время были сформированы комплексы пород, возникшие в разных структурных обстановках палеоокеанического бассейна: срединно-океанических хребтов (толеитовые базальты N-MORB и E-MORB-типов в строении толщ шубун Сонгинского блока, нюрндукуанской и несмуриной толщ в составе Байкало-Муйского пояса), океанических островов (метабазальтовый комплекс Сонгинского блока), островных дуг — известково-щелочные породы Дунжугурской зоны Тувино-Монгольского террейна, Кичерской и Анамакит-Муйской зон Байкало-Муйского пояса и Сонгино-Тарбагатайского террейна Хангайской группы (рис. 9). Породы этих комплексов характеризуются преимущественно положительными величинами $\epsilon\text{Nd}(t)$ (рис. 10), указывающими на ювенильный (не древнее ~1 млрд лет) характер сформированной ими коры [16–18, 38]. Сопровождающие их осадочные породы несут изотопно-геохимические метки, свидетельствующие о преобладающем участии в их образовании ювенильных источников сноса и, следовательно, об их накоплении вдали от континентальных масс с характеристиками зрелой коры. Роль последних становится если не определяющей, то существенной в терригенных отложениях, формирующих отдельные зоны в строении аккреционных террейнов, например, Баргузино-Витимского супертеррейна или Баяннурской зоны Сонгинского блока. Повидимому, такие отложения отвечают комплексам окраинных морей, отделявшим структуры на океанической коре от континентальных массивов.

Имеющиеся оценки возраста пород указывают на формирование раннепротерозойских комплексов в близком возрастном интервале между ~1000 и 800 млн лет [16–18, 20, 21, 27, 38]. Завершение этапа было сопряжено с аккреционно-коллизийными событиями, совместившими разные по своей геодинамической природе комплексы в со-

Эпохи тектогенеза	Террейны, стадии корообразования и комплексы пород			
	Сонгино-Тарбагатайский	Дзабханский	Тувино-Монгольский	Байкало-Муйский
Палеопротерозойская	<ul style="list-style-type: none"> • гнейсо-граниты идерского комплекса 2219 • анортозиты Хунжилингольского массива 1784 	<ul style="list-style-type: none"> • гнейсо-граниты комплексов: байдарагинского 2650, бумбутерского 2364 • биотитовые граниты 2308 • гранатовые гранодиориты 1854 • субщелочные граниты анортозиты Олон-Худукского массива 1825 • 1650 	<ul style="list-style-type: none"> • тоналиты Гарганского выступа 2727 • гранитогайсы 2611 	<ul style="list-style-type: none"> • субстрат гранитоидов Анамакит-Муйской зоны изотопными характеристиками $t_{Nd}(DM) = 2100 - 2900$
Раннеопротерозойская (раннебайкальская)	<p>Океаническая стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • комплексы базитов типа OIB, E-MORB, N-MORB, IAB • островодужный комплекс: вулканы 888, гранитоиды 860-856 • гнейсо-граниты 809 • $\epsilon Nd(800) = +6 - -1$ • осадки до -8 	<p>Стадия пассивной окраины</p> <ul style="list-style-type: none"> • улзийтольский черносланцево-терригенный комплекс с кварцитами в основании 840 - 700 <p>источники сноса палеопротерозойские</p> <ul style="list-style-type: none"> • $\epsilon Nd(800) = - 5,3 - - 16$; • $t_{Nd}(DM-2) = 1850 - 2700$ 	<p>Океаническая стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • дунжугурский офиолитовый комплекс 1000 - 840 	<p>Океаническая стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • комплексы базитов типа E-MORB, N-MORB, IAB 1000-800 • высоко-Ti габброиды, габбро-гранитные массивы 835 - 817 • $\epsilon Nd(800) = +9 - 0$
	<p>Аккреционная стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • гнейсо-граниты 802 - 797 	—	<p>Аккреционная стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • ~ 810 	<p>Аккреционная стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • гнейсо-граниты 800-750
Позднеопротерозойский (позднебайкальский)	<p>Постаккреционная стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • граниты 790 • расслоенные массивы пород E-MORB-типа 783 • габбро-диориты 783 • граниты А типа 779 - 774 • гранитоиды А-типа 717 	<p>Внутриплитная активизация (рифтогенез)</p> <ul style="list-style-type: none"> • дзабханская серия риолиты А-типа 773 • щелочные граниты 755 • $\epsilon Nd(780) = - 4.5 - - 15$; • $t_{Nd}(DM-2) = 1850 - 2700$ • улзийтольский дайковый пояс высоко-Ti габбро >700 	<p>Постаккреционная стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • граниты сумсунурского комплекса 785 • сархойский вулканический комплекс 782 	<p>Постаккреционная стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • пироксенит-габбро-норитовые и габбро-анортозитовые массивы 780 - 720
	—	<p>Океаническая стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • офиолиты и островодужные комплексы Баян-Хонгорской зоны 670-630 • $\epsilon Nd(t) = +9 - +11$ 	<p>Океаническая стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • офиолиты Шишхидской зоны <800 • $\epsilon Nd(t) = 0 - +6$ 	<p>Океаническая стадия</p> <ul style="list-style-type: none"> • вулканические комплексы 700 - 665 • $\epsilon Nd(t) +6.5 - +8.2$ • габбро-пироксениты 650 - 604

Рис. 8 Схема корреляции основных этапов эволюции крупнейших докембрийских террейнов центрального и восточного сегментов Центрально-Азиатского пояса (с использованием данных [16-18, 27, 38]). Обозначены (цифры жирным прямым) возрасты пород, млн лет. Обозначены (цифры жирным курсивом) Nd-модельные возрасты, млн лет.

стае новообразованных складчатых структур в обрамлении палеопротерозойского континентального массива. Его фрагменты представлены Гарганским блоком в структурах Тувино-Монгольского массива, идерским комплексом в Сонгино-Тарбагатайском блоке, и, по-видимому, нескрытым основанием в Анамакит-Муйской зоне Байкало-Муйского пояса [16, 19, 27]. Очевидно, что фрагментом этого палеоконтинента являлся и Дзабханский террейн. В отличие от большинства террейнов этой части Центрально-Азиатского пояса в раннем неопротерозое он представлял собой пассивную континентальную окраину, где происходило накопление улзийтольской черносланцевой серии.

Позднеопротерозойский этап. Данный этап развития террейнов также, в основном, был связан с ювенильным корообразованием. Он начался, по-видимому, с процессов внутриплитной активности и рифтогенеза, последовавших вслед за завершением аккреционных событий. Их индикаторами стали расслоенные габброиды (785 млн лет) и гранитоиды А-типа (790, 784 млн лет) в Сонгино-Тарбагатайском террейне [38], щелочные граниты (755 млн лет) и риолиты А-типа в Дзабханском

террейне [39], пироксенит-габбро-норитовые и габбро-анортозитовые расслоенные массивы, а также калиевые граниты и трахириолиты (780–720 млн лет) в Байкало-Муйском поясе [27] (см. рис. 8). В пределах Тувино-Монгольского террейна этому рубежу отвечает сархойская серия, связываемая с обстановкой окраинно-континентального пояса [19, 20]. В ее составе отмечаются ортофиры с характеристиками магматизма А-типа, отражающие проявление активности внутриплитного типа при формировании этой серии, для которой предполагалась рифтогенная природа [9].

Процессы рифтогенеза привели к дроблению краевой части палеоконтинента и формированию террейнов, сложенных преимущественно раннеопротерозойскими комплексами и небольшими фрагментами их палеопротерозойской рамы. В океаническом сегменте рифтогенез инициировал зарождение позднеопротерозойской ювенильной коры. Этому процессу соответствовали: в пределах Тувино-Монгольского террейна — комплексы Шишхидской островной дуги с характеристиками базальтов E-MORB и N-MORB типов (рис. 9), сформировавшиеся в интервале

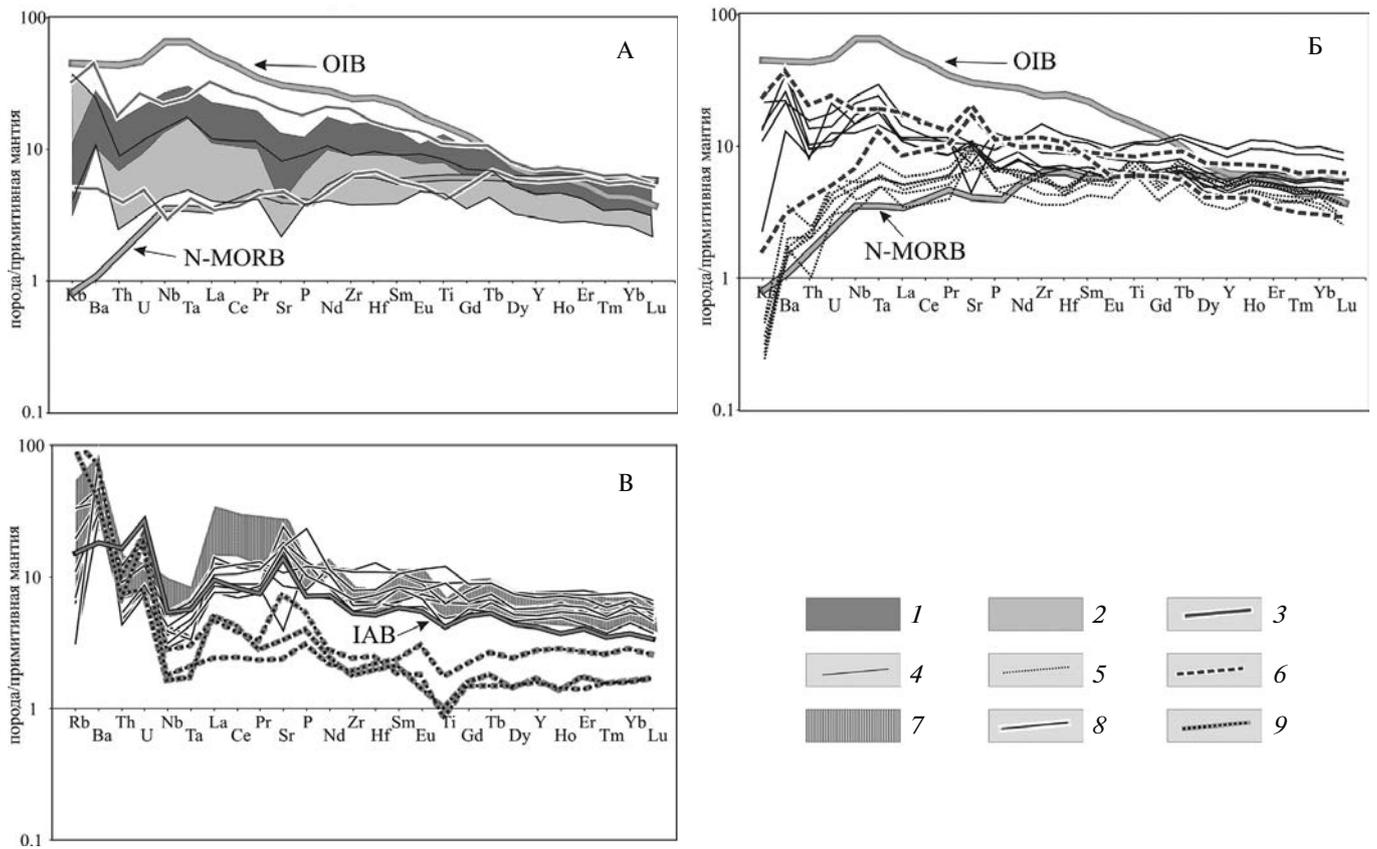


Рис. 9. Геохимические характеристики основных магматических пород, участвующих в строении ювенильной коры террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса (с использованием данных [20, 38, 60]).

Эталонные составы базальтов OIB, N-MORB и IAB типов (по [71]).

А — составы пород океанических комплексов Сонгинского блока и Байкало-Муйской зоны; Б — составы пород океанических комплексов Баян-Хонгорской и Шишхидской зон; В — составы пород островодужных комплексов. 1–2 — поля составов раннепротерозойских пород Холбонурской зоны Сонгинского блока: 1 — метабазальтов OIB типа, 2 — метабазальтов E-MORB-типа; 3 — средние составы неопротерозойских базальтов OIB и N-MORB-типа Байкало-Муйского пояса; 4–5 — составы пород позднепротерозойской Баян-Хонгорской зоны: 4 — базальтов OIB типа, 5 — базальтов N-MORB типа; 6 — средние составы позднепротерозойских базальтов OIB и N-MORB типов Шишхидской зоны; 7–9 — составы пород раннепротерозойских островодужных комплексов: 7 — Кичерской зоны БМП, 8 — Холбонурской зоны Сонгинского блока, 9 — Дунжугурской зоны

между 800 и 600 млн лет назад [21], в обрамлении Дзабханского микроконтинента между 665 и 560 млн лет — офиолиты Бан-Хонгорской зоны и комплексы пород Тацаингольской островной дуги [40, 51], в Байкало-Муйском поясе между 720 и 590 млн лет — комплексы позднепротерозойской коры Каралон-Мамаканской, Янской и Катеро-Уакитской зон [27] (см. рис. 9).

Позднепротерозойский этап корообразования завершился аккрецией новообразованных структур океанического ложа и террейнов с раннепротерозойской корой. Аккреция произошла между 620–560 млн лет и сопровождалась процессами складчатости, метаморфизма и гранитоидного магматизма, охватившими, главным образом, зоны развития новообразованной коры [27]. Вне области влияния процессов ювенильного корообразования оказался только Сонгино-Тарбагатайский террейн, в строении которого процессы позднего неопротерозоя не проявились.

Со второй половины позднего неопротерозоя в пределах террейнов стали формироваться чехлы осадочных пород с высокой долей карбонатов. Вещественные характеристики этих пород позволяют оценить взаимное положение террейнов, а также их положение относительно крупных континентальных массивов [3, 23]. Так в карбонатных отложениях Тувино-Монгольского террейна, сформировавшихся в интервале 600–520 млн лет назад, установлены популяции цирконов [24]: неоархейская (2.67 млрд лет), соответствующая комплексам пород Гарганской глыбы, палеопротерозойская (2.0–2.4 млрд лет) и неопротерозойская (790 млн лет), отвечающая продуктам разрушения местных сархойской, дунжугурской и сумсунурской серий пород. Среди них не выявлено цирконов с возрастом около 1.8 млрд лет, рубежного в истории формирования Сибирского кратона, что, скорее всего, отражает отсутствие связи между микроконтинентом и кратоном в конце позднего неопротерозоя.

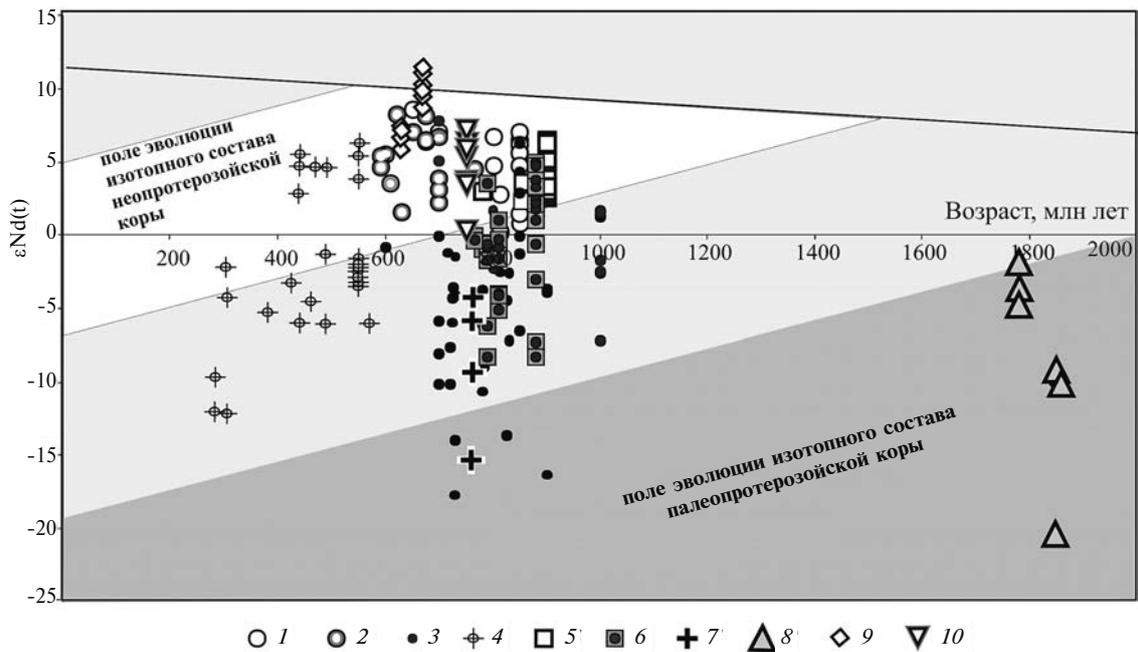


Рис. 10. Изотопные характеристики пород докембрийских террейнов центральных и восточных участков Центрально-Азиатского пояса (с использованием данных [16–18, 27, 38]).

1–4 — комплексы пород Байкало-Муйского пояса: 1 — раннеопротерозойской ювенильной коры (Кичерская и Парам-Шаманская зоны), 2 — позднеопротерозойской ювенильной коры (Янская, Светлинская и Каралон-Мамаканская зоны), 3 — метатерригенных пород и гранитоидов, сформированных при участии неопротерозойских и палеопротерозойских источников (Анамакит-Муйская зона и Баргузин-Витимский супертеррейн), 4 — постаккреционных гранитоидов; 5–8 — комплексы пород Хангайской группы террейнов: 5 — породы доаккреционных неопротерозойских магматических комплексов, 6 — осадочные породы и постаккреционные гранитоиды, 7 — риолиты дзабханской серии, 8 — раннеопротерозойские комплексы Тарбагатайского блока; 9 — офиолитовые и островодужные комплексы Баян-Хонгорской зоны; 10 — офиолитовые и островодужные комплексы Шишхидской вулканической дуги

Детритовые цирконы из парагнейса позднеопротерозойской итанцинской свиты Баргузино-Витимского супертеррейна Северо-Забайкальской группы [36] отвечают возрастным максимумам 680 и 760 млн лет, которые согласуются с этапами магматической активности в Байкало-Муйском поясе. Более древние цирконы относительно редки, они образуют широкий непрерывный кластер в диапазоне 2210–2590 млн лет и возможно отвечают рециклированным осадкам. Среди них также отсутствуют зерна с возрастом ~1.8 млрд лет, которые могли бы указать на связь бассейна с Сибирским кратоном [36]. К такому же выводу приводят изотопно-геохимические данные [8], показавших отсутствие в составе осадочных пород Баргузинского супертеррейна продуктов разрушения пород Сибирского кратона и преобладание среди источников сноса основных и ультраосновных пород, подобных породам Байкало-Муйского пояса.

В пределах Дзабханского микроконтинента формирование осадочных толщ происходило в широком возрастном интервале. Источником раннеопротерозойской улзитгольской и позднеопротерозойской (вендской) цаганоломской свит, судя по изотопно-геохимическим данным, а также по данным о распределении возрастов детритовых цирконов в отложениях цаганоломской свиты,

служили породы раннедокембрийского фундамента микроконтинента и неопротерозойских магматических комплексов, сформированные на рубежах 1.8–2.7 млрд лет и 800–900 млн лет [23].

Таким образом, каждая группа террейнов была независимой и формировалась на протяжении позднего неопротерозоя вдали от крупных континентальных массивов. На заключительных эдиакарских (вендских) этапах своего развития эти террейны напоминали гайоты Тихого океана и представляли собой скопления островов, в пределах которых формировались плащи карбонатных пород.

Террейны западной части пояса

Эти террейны отличаются от террейнов восточной и центральной частей Центрально-Азиатского пояса тем, что в них отсутствуют мезо- и неопротерозойские образования, формировавшиеся в пределах структур с океанической корой. В их строении ограничено представлены надсубдукционные вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы мезо- и неопротерозоя [44]. Особенности состава большинства мезо- и неопротерозойских магматических комплексов, среди которых преобладают риолитовые и риолит-базальтовые вулканические серии и анорогенные гранитоиды, свидетельствует об их формировании во вну-

триплитных обстановках [44]. Породы кислого состава, входящие в состав этих комплексов, характеризуются широкими вариациями изотопного состава Nd в диапазоне единиц $\epsilon\text{Nd}(t)$ от +0,5 до -1,5, при резком преобладании пород с отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ (рис. 11). Такие особенности изотопного состава кислых магматических пород могут быть связаны со смешанным характером их источника, в котором преобладают породы раннедокембрийской коры с добавками различных объемов ювенильного материала, который в основном имеет внутриплитное происхождение. Влияние древнего корового источника заметно и в изотопном составе базальтов, входящих в состав риолит-базальтовых серий, которые характеризуются отрицательными (от -0,4 до -1,1) значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$. На основании этих данных можно сделать вывод о формировании подавляющего большинства магматических пород докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского пояса в результате процессов переработки комплексов раннедокембрийской континентальной коры. Подобные образования входили и в состав источников сноса мезо- и неопротерозойских терригенных толщ, в которых значительную роль играют палеопротерозойские и архейские обломочные цирконы [10, 53].

Рассматриваемые террейны, представляют собой фрагменты нео- и мезопротерозойских континентальных массивов, различавшихся особенностями тектонической эволюции. Террейны Исседонской группы отвечают блоку, в пределах которого в мезопротерозое и раннем неопротерозое проявился интенсивный кислый магматизм. В отличие от них террейны Улутау-Моюнкумской группы в том же интервале времени оставались практически амагматичным и характеризовались субплатформенным режимом развития с накоплением осадочных кварцито-сланцевых и карбонатных толщ. Как отмечают [44] по совокупности возрастных, структурных и вещественных характеристик позднедокембрийские комплексы террейнов этой группы близки к одновозрастным образованиям северной части Таримского кратона, что позволяет предполагать их принадлежность к одной континентальной группировке.

Общим для обеих групп террейнов стало вовлечение их в процессы внутриплитной переработки на рубеже раннего и позднего неопротерозоя. В интервале 780–730 млн лет в пределах северо-восточной части террейнов Исседонской группы возникли массивы внутриплитной специфики: габброиды, щелочные граниты и контрастные вулканоплутонические ассоциации, формирование которых контролировалось рифтогенными процессами. В террейнах Улутау-Моюнкумской группы интенсивный гранитоидный, риолитовый, контрастный и дифференцированный магматизм протекал по имеющимся оценкам, в интервале от 850 до 750 млн лет. Он пока слабо дифференцирован по возрастным группам

и вещественным характеристикам, тем не менее, выдвигаются предположения, что в конце этого временного интервала он мог быть связан развитием крупного рифтогенного прогиба [44].

Таким образом, имеющиеся различия в мезо- и неопротерозойской истории Исседонской и Улутау-Моюнкумской групп террейнов, скорее всего, указывают на их первичную принадлежность к континентальным массивам с разной тектонической эволюцией. В начале позднего неопротерозоя оба этих массива были вовлечены в процессы рифтогенеза, что, возможно, привело к их дроблению и образованию соответствующих скоплений террейнов. Скорее всего, в результате этих событий они оказались в достаточно близких палеогеографических условиях, поэтому, начиная с конца неопротерозоя, различия в их эволюции стали стираться. Как полагают [44] в позднем неопротерозое террейны Исседонской группы, вероятно, столкнулись с Таримским кратоном, включавшим также террейны Улутау-Моюнкумской группы, и совместно с ними составили более крупный континент. Отражением этой коллизии являются метаморфические комплексы позднего неопротерозоя, выявленные как в пределах северной части Таримского кратона, так и в террейнах Улутау-Моюнкумской группы [44]. Последующее расчленение этого континента на отдельные террейны произошло в конце эдиакария — начале палеозоя, в связи с заложением крупных бассейнов с океанической корой, реликты которых, как правило, являются разделами между различными группами докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского пояса.

Возрастные корреляции и палеотектонические реконструкции

Предыстория террейнов. Выявленные различия в строении и развитии докембрийских террейнов участвующих в строении различных частей Центрально-Азиатского пояса свидетельствуют, прежде всего, об их зарождении в разных сегментах Земли и в разных геодинамических обстановках. Террейны западных групп представляют фрагменты континентальных массивов с преимущественно палеопротерозойской континентальной корой. В них активно проявились позднемезопротерозойские магматические процессы, свидетельствующие о нахождении соответствующих блоков в зоне формирования гренвиллских структур. С конца мезопротерозоя в них устанавливается субплатформенный режим. В отличие от них в террейнах центральных и восточных участков Центрально-Азиатского пояса мезопротерозойские процессы не проявились. Эти террейны представляют, главным образом, блоки новообразованной коры, сформировавшейся в пределах неопротерозойского океанического бассейна.

По-видимому, общим тектоническим событием для всех групп террейнов стали конвергентные

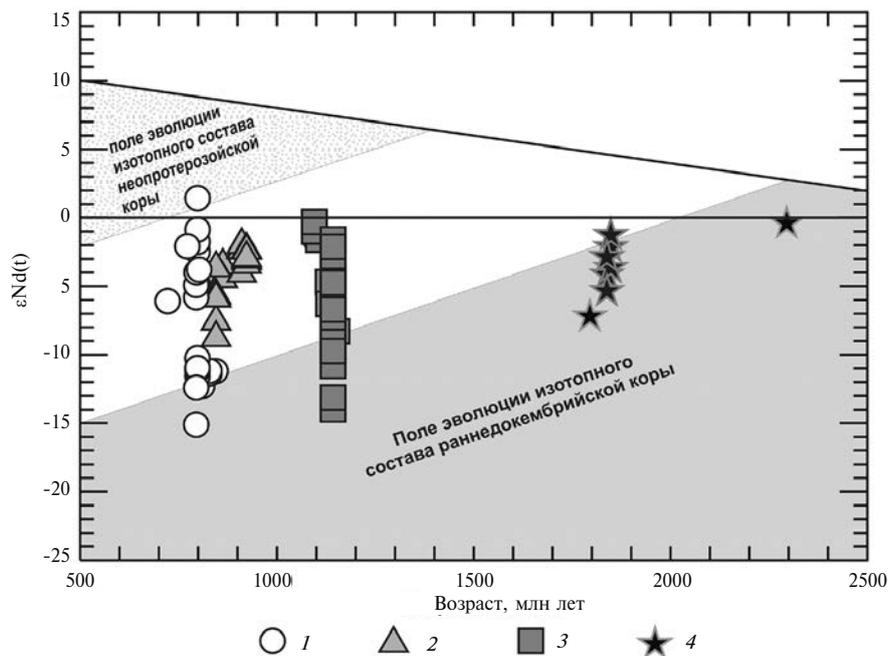


Рис. 11. Изотопные характеристики магматических пород кислого состава докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского пояса (с использованием данных [32, 34, 55, 56, 59]).

1 — поздненеопротерозойские гранитоиды и риолиты Улутау-Сарыджазского, Чуйско-Кендыктаского и Жельтавского террейнов; 2 — раннепротерозойские граниты, гранито-гнейсы и риолиты Актау-Илийского террейна; 3 — мезопротерозойские граниты, гранито-гнейсы и риолиты Иссык-Кульского террейна и террейнов Северного Казахстана; 4 — палеопротерозойские гранито-гнейсы Жельтавского и Улутау-Сарыджазского террейнов

и аккреционные процессы раннего неопротерозоя (рис. 12). В террейнах Исседонской группы они привели к формированию риолит-гранитных ассоциаций между 870 и 930 млн лет, в пределах палеоокеана в это же время формировались островные дуги и задуговые бассейны. В центральных и восточных участках пояса эти процессы завершились на рубеже ~800 млн лет аккрецией новообразованных блоков коры к крупному континентальному массиву. Различия в строении и истории формирования сохранившихся фрагментов континентального массива — Гарганского, Тарбагатайского и Байдаракского блоков (см. рис. 8) позволяют нам предположить его значительные размеры. Данные блоки несут метки тектоно-метаморфических преобразований на рубеже ~1.8—1.9 млрд лет, что позволяет связать их с Сибирским или другим кратоном, из ранее входивших в состав суперконтинента Колумбия. Аккреция к этому кратону раннепротерозойских структур соответствовала завершающей стадии в развитии суперконтинента Родиния.

Раскол и образование террейнов. Следующим общим событием в истории докембрийских террейнов Центрально-Азиатского пояса стали процессы их деструкции. Эти процессы сопровождались проявлениями внутриплитного магматизма, охватившими все рассматриваемые террейны в интервале времени от 800 до 700 млн лет назад (см. рис. 12). По времени процессы рифтогенеза коррелируются с расколом суперконтинента Ро-

диния под воздействием суперплюма и распадом, по крайней мере, той его части, которая включала его Лавросибирскую часть, на Сибирский и Лаврентийский континенты на рубеже около 720 млн лет [28]. Комплексами-индикаторами этого рифтогенеза в краевой части Сибирского континента являются зоны развития щелочных комплексов с карбонатитами, протянувшимися по краю кратона, в пределах Лаврентии — дайковый пояс Франклин. Близкие по возрасту проявления внутриплитных вулканоплутонических комплексов установлены также в ряде других кратонов (Янцзы, Тарима, Австралии, Буреинского массива), входивших в суперконтинент Родиния [2, 29, 42, 61, 62]. Раскол затронул не только древние континентальные блоки, но и аккрецированные к ним раннепротерозойские структуры и привел к их дроблению на отдельные террейны. Формирование новой океанической коры в зонах раскола, привело к перемещению таких террейнов во внутренние участки океанического бассейна. Там, сложилась геодинамическая обстановка, аналогичная региону современного Малайского архипелага, в пределах которого отмечается мозаика блоков разновозрастной коры и протекают спрединговые и конвергентные процессы. Таким образом, именно распад Родинии стал основной причиной не только появления террейнов с раннепротерозойской корой, но и нового позднепротерозойского цикла корообразующих процессов в сопряженном с суперконтинентом секторе палеоокеана.

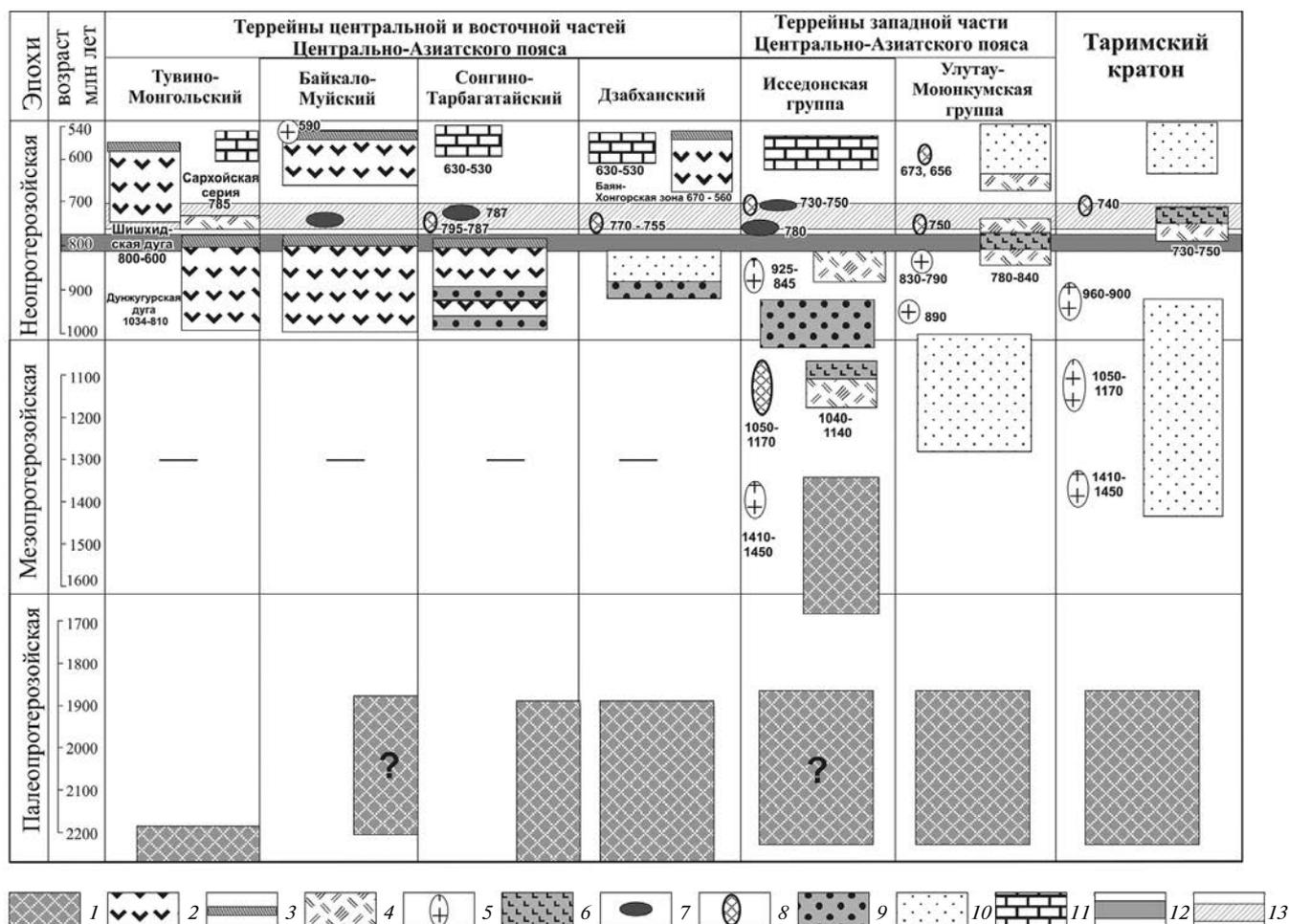


Рис. 12. Схема корреляции основных этапов эволюции докембрийских террейнов частей Центрально-Азиатского орогенного пояса.

Обозначены (цифры жирным прямым) возрасты пород, млн лет.

1 — кристаллические донеопротерозойские комплексы; 2 — офиолиты и островодужные комплексы; 3 — синаккреционные гнейсы и граниты; 4 — кислые вулканоплутонические комплексы; 5 — гранитоиды; 6–8 — внутриплитные магматические ассоциации: 6 — базальтоидные, 7 — габброидные, 8 — щелочно-гранитоидные; 9 — кварциты; 10 — сланцево-терригенные комплексы; 11 — карбонатный чехол; 12–13 — общие рубежи в геологической истории террейнов: 12 — аккреция и конвергентные события в интервале 810–790 млн лет, 13 — деструкция и внутриплитный магматизм в интервале 790–720 млн лет

Образование Палеоазиатского океана произошло около 570 млн лет назад, очевидно, вследствие заложения новой системы спрединговых центров [37, 45]. В результате блоки с ювенильной поздненеопротерозойской коры были аккрецированы к ранненеопротерозойским террейнам. Очевидно, что их формирование происходило во внутренних участках Палеоазиатского океана, поэтому в ходе последующей его эволюции все эти террейны оказались заключенными среди его складчатых структур.

Палеотектонические реконструкции. Полученные оценки важнейших рубежей в геологической истории террейнов позволяют рассмотреть их положение в системе глобальных геологических структур неопротерозоя. В качестве геотектонической основы были взяты реконструк-

ции [61]. В соответствии с ними заключительные этапы формирования суперконтинента Родиния сопровождалось появлением вблизи его Сибирско — Таримской окраины горячего поля мантии. Очевидно, что области его влияния вполне способствовали формированию комплексов пород океанических плато, спрединговых центров и энсиматических островных дуг, принявших впоследствии участие в образовании террейнов восточных и центральных районов Центрально-Азиатского пояса (рис. 13, 900 млн лет).

В интервале 830–795 млн лет значительные участки суперконтинента были подвержены внутриплитной магматической активности, проявившейся в форме дайковых роев, внутриконтинентальных основных — ультраосновных и гранитоидных интрузий, формировались в разных участках супер-

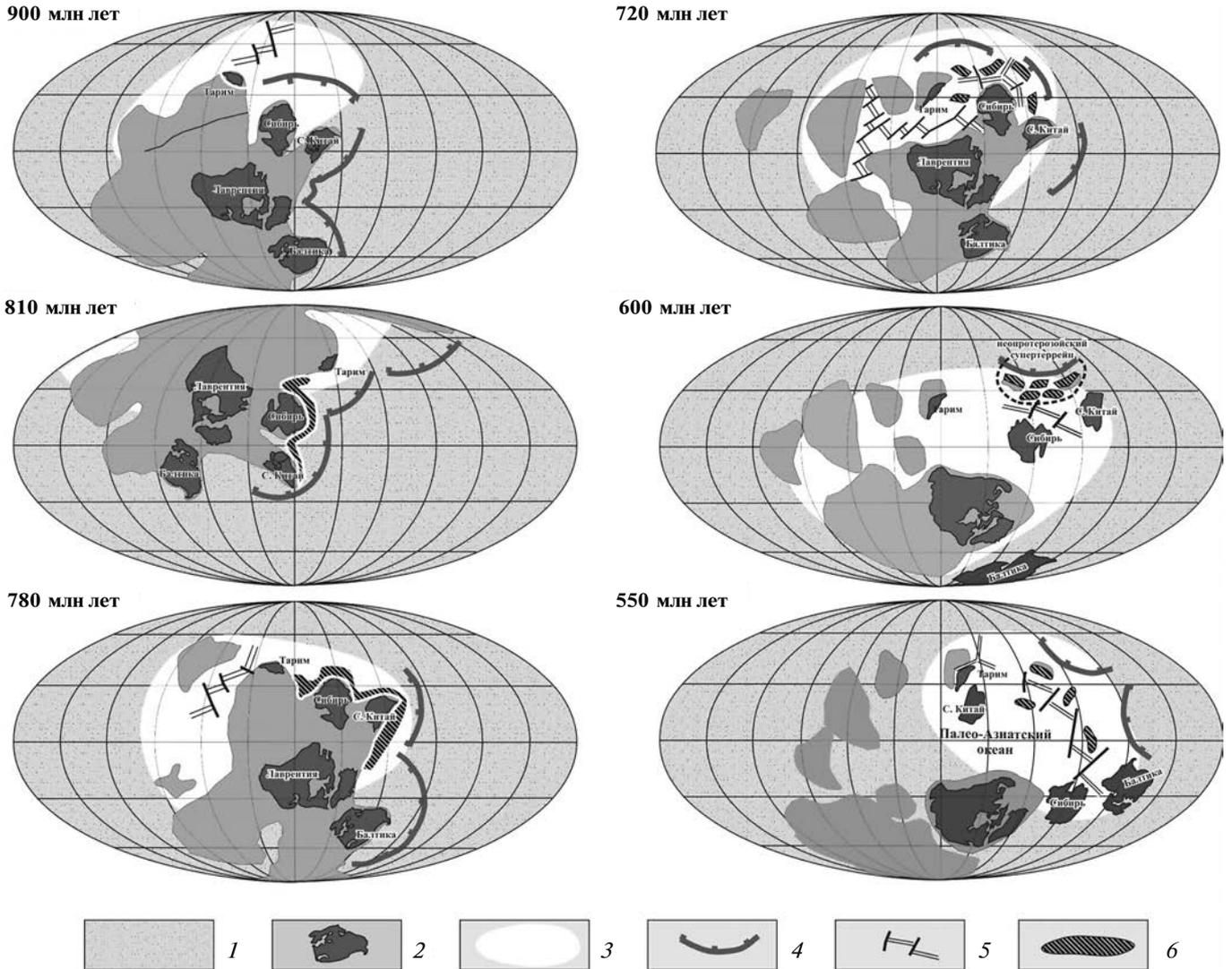


Рис. 13. Модель формирования докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса в системе глобальных геологических структур неопротерозоя (с использованием данных [61]).
 1 — океанический сектор; 2 — суперконтинент и кратоны; 3 — проекция горячего поля мантии; 4 — конвергентные границы; 5 — спрединговые центры; 6 — неопротерозойские аккреционные террейны

континента — в Сибири [28], в блоке Янцзы [62, 63, 65], Австралии [75, 76, 78], Тариме [77], Индии [68], Арабо-Нубийском блоке [69, 70, 72]. Одновременно в краевой части суперконтинента происходили аккреционные процессы, которые, возможно, стали следствием перемещением суперконтинента к северу [61] и его коллизией с блоками неопротерозойской коры, сформированной в пределах палеоокеана. В результате край суперконтинента на достаточно протяженном участке был приращен раннеопротерозойскими аккреционными комплексами (см. рис. 13, 810 млн лет).

В интервале 790–720 млн лет практически вся территория суперконтинента оказалась над суперплюмом, что, очевидно, стало причиной его повсеместного дробления (см. рис. 13, 780 млн лет). Соответствующие процессы зафиксированы в краевых участках Лаврентии и Сибири [28, 50], Тарима и Индии, Южного Китая и Австралии [61, 62,

64–73]. Охватили они также и новообразованные краевые участки суперконтинента, раздробив их на ряд террейнов с преимущественно неопротерозойской корой. В результате эти террейны были перемещены в сектор палеоокеана, где протекали процессы позднеопротерозойского корообразования (см. рис. 13, 720 млн лет).

По-видимому, около 600–570 млн лет произошло зарождение Палеоазиатского океана, о чем свидетельствует возраст наиболее ранних офиолитовых комплексов из раннепалеозойских (каледонских) структур Центрально-Азиатского пояса [5, 37, 45, 66]. Образование новой системы спрединговых центров, очевидно, привело к столкновению (аккреции) позднеопротерозойских и раннеопротерозойских структур, располагавшихся в океаническом секторе (см. рис. 13, 600 млн лет). Можно предположить, что они сформировали общий неопротерозойский супертеррейн, обособленный

от крупных континентальных масс в пределах палеоокеана. В ходе эволюции Палеоазиатского океана этот супертеррейн, а также континентальный блок, объединявший Таримский кратон и террейны западной части Центрально-Азиатского пояса, были подвержены дроблению, которое привело к их разделению на те группы, которые отмечаются в современной структуре Центрально-Азиатского пояса (см. рис. 13, 550 млн лет).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Докембрийские террейны, участвующие в строении Центрально-Азиатского орогенного пояса, представляют фрагменты структур двух типов, сложенных, в одном случае, существенно ювенильной неопротерозойской корой, в другом — мезо- и раннеопротерозойской корой. Формирование этих террейнов происходило в разных сегментах неопротерозойской Земли, что отразилось на особенностях их строения и развития.

Террейны с ювенильной неопротерозойской корой зародились в океаническом секторе Земли и их становление было связано с ранне- и позднеопротерозойскими (ранне- и позднебайкльскими) циклами тектогенеза, продолжительностью каждого из них до 200 млн лет.

Раннеопротерозойское ювенильное корообразование началось около 1 млрд лет назад и стало результатом спрединговых процессов и сопряженного с ними образования внутриокеанических лавовых плато, островов, островных дуг, задуговых и окраинных морей. Этот цикл завершился около 800 млн лет назад аккрецией новообразованной раннеопротерозойской коры к крупному континентальному массиву. Поздний цикл тектогенеза начался с раскола континента, который протекал в интервале 800–700 млн лет и охватил, в частности, территорию аккрецированного к нему раннеопротерозойского складчатого пояса. Фрагменты последнего были перемещены в океанический сектор, где в это же время стала формироваться новая система структур океанического ложа, в том числе, океанические острова, островные дуги и окраинные бассейны. Этот этап корообразования завершился в интервале 600–570 млн лет и сопровождался аккрецией новообразованных структурных комплексов к террейнам с раннеопротерозойской корой. Становление современного облика террейнов произошло на рубеже 570 млн лет назад в связи со спрединговыми процессами, сопровождавшими зарождение Палеоазиатского океана.

Террейны, характеризующиеся мезо- и раннеопротерозойской корой, возникли в континентальном секторе Земли и на протяжении неопротерозоя характеризовались внутриконтинентальным режимом развития.

Террейны Исседонской группы располагались в пределах континентального блока, где проявилась грэнвиллской орогении, с которой связан поздне-

мезопротерозойский (~1100 млн лет) магматизм. В другом континентальном блоке, где сформировались террейны Улутау-Моюнкумской группы в позднем мезопротерозое происходило накопление платформенного чехла. Различия в развитии этих блоков сохранялись и в раннем неопротерозое. На рубеже раннего и позднего неопротерозоя оба блока были вовлечены в процессы внутриплитной активизации, сопровождавшейся магматизмом и рифтогенезом. По времени эти процессы коррелируются с расколами, приведшими к образованию террейнов восточной и центральной областей Центрально-Азиатского пояса. На протяжении позднего неопротерозоя обе группы террейнов развивались в субплатформенном режиме. Их окончательное оформление в виде самостоятельных террейнов произошло в связи с процессами развития Палеоазиатского океана.

В истории формирования рассмотренных террейнов близкие процессы проявлены в интервале между 800 и 700 млн лет, который характеризовался процессами деструкции, формированием рифтовых зон и проявлениями внутриплитного магматизма и совпал с расколом суперконтинента Родиния. Таким образом, история формирования докембрийских террейнов Центрально-Азиатского пояса связана с процессами, протекавшими в краевой Сибирско-Таримской части суперконтинента и прилегающем к нему секторе палеоокеана.

Источник финансирования. Исследования выполнены в ИГЕМ РАН и ГИН РАН за счет средств Российского научного фонда (проект № 14-27-00058).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимова И.В., Левицкий И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ефремов С.В., Великославинский С.Д., Бараш И.Г., Федосеенко А.М. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U–Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов / Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. 1. С. 34–35.
2. Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29–45.
3. Вишневецкая И.А., Летникова Е.Ф. Хемостратиграфия венд-кембрийских карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента. // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 6. С. 741–763.
4. Геология Монгольской Народной Республики / Р.А. Хасин, Ю.А. Борзаковский, Л.П. Зоненшайн (ред.). М.: Недра, 1973. Т. 2. 750 с.
5. Гибиер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Поздневендский возраст хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии: но-

вые U–Pb данные. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1179–1185.

6. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б., Астраханцев О.В. Платформенный этап в докембрийской истории Казахстана: палеотектонические, палеогеографические и геохронологические аспекты // Палеогеография позднего докембрия-раннего палеозоя Северной Евразии / В.А. Коротеев, А.В. Маслов (ред.). Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 159–166.

7. Дергунов А.Б., Рязанцев А.В., Лунева О.И., Рихтер А.В. Строение и развитие Баянхонгорской зоны Центральной Монголии // Геотектоника. 1997. № 2. С. 53–62.

8. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Буслов М.М., Прошенкин А.И., Джен Х. Позднедокембрийские терригенные породы Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского пояса: геохимия и данные по LA-ICP-MS датированию цирконов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1491–1506.

9. Ильин А.В. Геологическое развитие южной Сибири и Монголии в позднем докембрии — кембрии. М.: Наука, 1982. 116 с.

10. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Ковач В.П., Дегтярев К.Е., Ван К.-Л., Котов А.Б. Первые результаты изучения обломочных цирконов из позднедокембрийских кварцито-сланцевых толщах Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан) // ДАН. 2018. Т. 479. № 3. С. 293–297.

11. Ковач В.П., Джен П., Ярмолук В.В., Козаков И.К., Лю Д., Терентьева Л.Б., Лебедев В.И., Коваленко В.И. Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баян-Хонгорской зоны // ДАН. 2005. Т. 404. № 2. С. 229–234.

12. Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.

13. 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.

14. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолук В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm–Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–511.

15. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Wang T., Диденко А.Н., Плоткина Ю.В., Подковыров В.Н. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзбханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3–24.

16. Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолук В.В., Ковач В.П., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Фугзан М.М., Эрдэнэжаргал Ч., Лебедев В.И., Энжин Г. Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 445–464.

17. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолук В.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Федосеев А.М., Яковлева С.З., Эрдэнэжаргал Ч. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 227–246.

18. Козаков И.К., Ковач В.П., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Лыхин Д.А., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Фугзан М.М., Эрдэнэжаргал Ч. Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзбханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd-изотопно-геохимические данные // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 516–545.

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

20. Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~770–800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 7. С. 875–895.

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

22. Летникова Е.Ф., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Кузнецов А.Б. Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского массива: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2110–2121.

23. Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Летников Ф.А., Ветрова Н.И., Школьник С.И., Костицын Ю.А., Караковский Е.А., Резницкий Л.З., Каныгина Н.А. Осадочные комплексы чехла Дзбханского микроконтинента: различные бассейны седиментации и источники сноса // ДАН. 2016. Т. 470. № 5. С. 570–574.

24. Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Летников Ф.А., Караковский Е.А., Костицын Ю.А., Вишневская И.А., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И. Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U–Pb-датирувания цирконов // ДАН. 2017. Т. 474. № 5. С. 599–604.

25. Митрофанов Ф.П., Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Сумин Л.В., Шулешко И.К. Архейский изотопный возраст тоналитовых «серых» гнейсов в структурах каледонид Центральной Монголии // ДАН СССР. 1985. Т. 284. № 2. С. 670–674.

26. Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Летникова Е.Ф., Гороховский Б.М. U–Pb возраст и Sr-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р.Дзбхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 28–40.

27. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточ-

- Liu D.* Zircon dating of Neoproterozoic and Cambrian ophiolites in West Mongolia and implications for the timing of orogenic processes in the central part of the Central Asian Orogenic Belt // *Earth Science Reviews*. 2014. Vol. 133. P. 62–93.
52. *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 and Planetary Science Letters*. 2002. Vol. 199. No 2. P. 311–325.
53. *Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K-L., Chung S-L., Jahn B-M.* Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: Implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 47. P. 28–43.
54. *Kröner A., Alexeiev D.V., Mikolaichuk A.V., Xia X., Zack T., Windley B.F., Sun M., Rojas-Agramonte Y., Liu D.* New Single Zircon Ages of Precambrian and Paleozoic Rocks from the Northern, Middle and Southern Tianshan Belts in Kyrgyzstan // *International Workshop on Tectonic Evolution and Crustal Structure of the Tien-Shan Belt and Related Terrains in the Central Asian Orogenic Belt 8–17 June, 2009 / CAIAG, Bishkek, Kyrgyzstan, 2009. Abstract volume*. P. 30–31.
55. *Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B.F., Liu D., Tretyakov A.A.* Zircon and muscovite ages, geochemistry and Nd–Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collision belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // *Gondwana Research*. 2012. Vol. 21. No 4. P. 901–927.
56. *Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y., Hegner E., Wong J., Xia X., Belousova E., Mikolaichuk A.V., Seltmann R., Liu D., Kiselev V.V.* Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: zircon ages and Nd–Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen // *Gondwana Research*. 2013. Vol. 23. No 1. P. 272–295.
57. *Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K., Kirnozova T., Azimov P., Wong J., Geng H.Y.* 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 Research*. 2015. Vol. 27. P. 1392–1406.
58. *Kröner A., Kovach V., Alexeiev D., Wang K-L., Wong J., Degtyarev K., Kozakov I.* No excessive crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Further evidence from field relationships and isotopic data // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 50. P. 135–166.
59. *Kröner A., Alexeiev D.V., Kovach V.P., Rojas-Agramonte Ya., Tretyakov A.A., Mikolaichuk A.V., Xie H.Q., Sobel E.R.* Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3 to 1.8 Ga Kuilyu Complex, East Kyrgyzstan — the oldest continental basement fragment in the Tian Shan orogenic belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2017. Vol. 135. P. 122–135.
60. *Kuzmichev A., Kröner A., Hegner E., Dunyi L., Yusheng W.* The Shishkhid ophiolite, northern Mongolia: a key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // *Precambrian Research*. 2005. Vol. 138. No 1–2. P. 125–150.
61. *Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins F.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precambrian Research*. 2008. Vol. 160. No 1–2. P. 179–210.
62. *Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D., Wang J., Zhang S., Zhou H.* 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 Research*. 2003. Vol. 122. No 1–4. P. 85–109.
63. *Li Z.X., Evans D.A.D., Zhang S.* A 90° spin on Rodinia: possible causal links between the Neoproterozoic supercontinent, superplume, true polar wander and low-latitude glaciation // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. Vol. 220. No 3–4. P. 409–421.
64. *Lin G.C., Li X.H., Li W.X.* SHRIMP U–Pbzircon age, geochemistry and Nd–Hf isotope of Neoproterozoic mafic dyke swarms in western Sichuan: Petrogenesis and tectonic significance // *Science in China. Ser. D*. 2007. Vol. 50. No 1. P. 1–16.
65. *Ling W., Gao S., Zhang B., Li H., Liu Y., Cheng J.* Neoproterozoic tectonic evolution of the north-western Yangtze craton South China: implications for amalgamation and break-up of the Rodinia Supercontinent // *Precambrian Research*. 2003. Vol. 122. No 1–4. P. 111–140.
66. *Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K., Kroner A., Todt W.* Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardag Tectonite ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr–Nd–Pb isotope data // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. Vol. 143. No 2. P. 154–174.
67. *Rojas-Agramonte, Y., Kröner, A., Alexeiev, D.V., Jeffreys, T., Khudoley, A.K., Wong, J., Geng, H., Shug, L., Semiletkin, S.A., Mikolaichuk, A.V., Kiselev, V.V., Yang, J., Seltmann, R.* Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // *Gondwana Research*. 2014. Vol. 26. No 3–4. P. 957–974.
68. *Radhakrishna T., Mathew J.* Late Precambrian (850–800 Ma) palaeomagnetic pole for the south Indian shield from the Harohalli alkaline dykes: geotectonic implications for Gondwana reconstructions // *Precambrian Research*. 1996. Vol. 80. P. 77–87.
69. *Stein M., Goldstein S.L.* From plume head to continental lithosphere in the Arabian–Nubian shield // *Nature*. 1996. Vol. 382. No 6594. P. 773–778.
70. *Stern R.J.* Arc Assembly and Continental Collision in the Neoproterozoic East-African Orogen—implications for the consolidation of Gondwanaland // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. Vol. 22. P. 319–351.
71. *Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins / Saunders A.D., and Norry M.J. (Eds.). Geological Society, London. 1989. Special Publications. Vol. 42. P. 313–345.*
72. *Teklay M., Kröner A., Mezger K.* Enrichment from plume interaction in the generation of Neoproterozoic arc rocks in northern Eritrea: implications for crustal accretion

in the southern Arabian–Nubian Shield // *Chemical Geology*. 2002. Vol. 184. No 3-4. P. 167–184.

73. Wang J., Li Z.X. History of Neoproterozoic rift basins in South China: implications for Rodinia breakup // *Precambrian Research*. 2003. Vol. 122. No 1-4. P. 141–158.

74. Wang B., Liu H., Shu L., Jahn B.-M., Chung S., Zha Y., Liu D. Early Neoproterozoic crustal evolution in Northern Yili Block: insights from migmatite, orthogneiss and leucogranite of the Wenquan metamorphic complex in the NW Chinese Tian Shan // *Precambrian Research*. 2014. Vol. 242. P. 58–81.

75. Wingate M.T.D., Campbell I.H., Compston W., Gibson G.M. Ion microprobe U–Pb ages for Neoproterozoic basaltic magmatism in southcentral Australia and implications for the breakup of Rodinia // *Precambrian Research*, 1998. Vol. 87. P. 135–159.

76. Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Evans D.A.D. Rodinia connections between Australia and Laurentia: no SWEAT, no AUSWUS? // *Terra Nova*. 2002. Vol. 14. P. 121–128.

77. Zhang C.L., Li Z.X., Li X.H., Ye H., Wan, A., Guo K.Y. Neoproterozoic bimodal intrusive complex in the southwestern Tarim block, northwest China: age, geochemistry and implications for the rifting of Rodinia // *International Geology Review*. 2006. Vol. 48. No 2. P. 112–128.

78. Zhao J.X., Malcolm M.T., Korsch R.J. Characterisation of a plume–related 800 Ma magmatic event and its implications for basin formation in central–southern Australia // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. Vol. 121. P. 349–367.

79. Zhao Y., Song B., Zhang S.H. The Central Mongolian microcontinent: Its Yangtze affinity and tectonic implications // *Proceedings Symposium on continental growth and orogeny in Asia — 2-3 November 2006*. National Taiwan University. Taipei, Taiwan, 2006. P. 135–136.

80. Zhen-Yu He, Klemm R., Zhang Z.-M., Zong K.-Q., Sun L.-X., Tian Z.-L., Huang B.-T. Mesoproterozoic continental arc magmatism and crustal growth in the eastern Central Tianshan Arc Terrane of the southern Central Asian Orogenic Belt: geochronological and geochemical evidence // *Lithos*, 2015. Vol. 236–237. P. 74–89.

Precambrian Terrains of Central Asian Orogenic Belt: Comparative Characteristics, Types and Peculiarities of the Tectonic Evolution

V.V. Yarmolyuk^a, K.E. Degtyarev^{b,*}

^a*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, 119017, Moscow, Russia*

^b*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, 119017, Moscow, Russia*

*e.mail: degtkir@mail.ru

Received May 2, 2018: Revised September 14, 2018: Accepted September 25, 2018

The structure and peculiarities of the tectonic evolution of Precambrian terrains included into the structure of Paleozooids in different parts of the Central Asian orogenic belt are reviewed, types and comparative characteristics of Precambrian terrains are provided. We throw light on two types of Precambrian terrains structure: essentially juvenile Neoproterozoic crust (1); Mezo- and Early Neoproterozoic crust formed due to reworking of Early Precambrian formations (2). Terrains with juvenile Neoproterozoic crust, located in the Central and Eastern parts of the Central Asian orogenic belt, were generated in the oceanic sector of the Earth. Their formation was connected to the Early- and Late Neoproterozoic cycles of tectogenesis up to 200 Ma each cycle. Terrains with Mezo- and Early Neoproterozoic crust, found mainly in the West of the Central Asian orogenic belt, generated in the continental sector of the Earth during the Neoproterozoic, their evolution occurred mainly in the intracontinental environments. In the evolution all of considered terrains in the interval 800–700 Ma, an event associated with rift zones formation and intraplate magmatism was revealed, it coincided with the supercontinent Rodinia split. The conducted research allow to connect formation history of the Precambrian terrains of the Central Asian orogenic belt with the processes took place in the edge of the Syberia-Tarim part of the supercontinent Rodinia and the adjacent sector of the paleo-ocean.

Key words: Central Asian orogenic belt, Precambrian terrains, supercontinent Rodinia, Mezo- and Neoproterozoic