

УДК 551.2/3

ПОЛОЖЕНИЕ ДЖУНГАРСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН) В СТРУКТУРЕ СУПРЕКОНТИНЕНТА РОДИНИЯ; РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКИХ МЕТАОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ¹

© 2024 г. Н. А. Каныгина^{1,*}, А. А. Третьяков¹, К. Е. Дегтярев¹, А. С. Дубенский¹, К. Г. Ерофеева¹, В. С. Шешуков¹, В. С. Червяковский², М. В. Червяковская²

¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

²Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, д. 15, ул. Академика Вонсовского, 620110 Екатеринбург, Россия

*e-mail: kanygina.nadia@gmail.com

Поступила в редакцию 02.05.2024 г.

После доработки 20.05.2024 г.

Принята в печать 26.06.2024 г.

В статье представлены результаты изучения докембрийских метаосадочных комплексов Джунгарского террейна, расположенного в пределах Южного Казахстана. В структуре Джунгарского террейна нами были изучены породы сарычабынской серии и косагашской свиты. Петрогеохимические данные в сочетании с полученными результатами U–Pb и Lu–Hf изотопно-геохронологического изучения обломочных цирконов показали, что породы сарычабынской серии и косагашской свиты представляют собой единый стратиграфический уровень, накопление которого происходило в конце мезопротерозоя—начале неопротерозоя (~1026–920 млн лет). Основными источниками сноса для данных толщ являлись комплексы мезопротерозойского и палеопротерозойского возраста. Среди источников сноса можно выделить metabазиты и метapelиты умеренных и высоких ступеней метаморфизма, а также кислые магматические породы, сформированные при участии различных источников. Позднедокембрийская история развития Джунгарского террейна имеет сходство с тектоно-магматической эволюцией Актау-Моинтинского, Илийского, Иссыккульского, Китайского Центрального Тянь-Шаня террейнов, а также террейнов Северного Казахстана. В это время террейны представляли собой единый континентальный блок, который располагался вблизи Свеконорвежского орогена на западе палеоконтинента Балтики при образовании суперконтинента Родиния.

Ключевые слова: Джунгарский террейн, палеореконструкция, суперконтинент Родиния, неопротерозой, источники сноса, обломочные цирконы, U–Pb-датирование, Lu–Hf изотопия

DOI: 10.31857/S0016853X24030023, EDN: FGNTZW

ВВЕДЕНИЕ

Центрально-Азиатский орогенный пояс является крупнейшим аккреционным орогеном, который расположен между Сибирским, Восточно-Европейским, Таримским и Северо-Китайским кратами (рис. 1, а).

Формирование Центрально-Азиатского орогенного пояса происходило в течение позднего мезопротерозоя—раннего мезозоя и было связано с эволюцией Палеоазиатского океана. В строении пояса принимали участие докембрийские террейны и покровно-складчатые зоны, сложенные неопротерозойскими и фанерозойскими островодужными и аккреционными комплексами [14, 30, 77, 89, 98].

В западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса, к которой относятся складчатые сооружения Казахстана, Тянь-Шаня и Северо-Западного Китая, докембрийские террейны занимают значительные площади (см. рис. 1, б).

Данные исследований последних лет показали, что основную роль в их строении играли мезо- и неопротерозойские метаматические и метаосадочные комплексы [45, 49–51, 57, 59–61, 66, 68, 71, 86–87].

Раннедокембрийские образования представлены в основном метаморфизованными гранитоидами, развиты локально и слагают небольшие блоки [22, 31, 62, 67–69].

Характерной особенностью докембрийских террейнов западной части пояса является широкое распространение кварцитовых и кварцито-сланцевых толщ, изучению строения, состава и обстановок

¹ Дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи: 10.31857/S0016853X24030023, доступны для авторизованных пользователей.

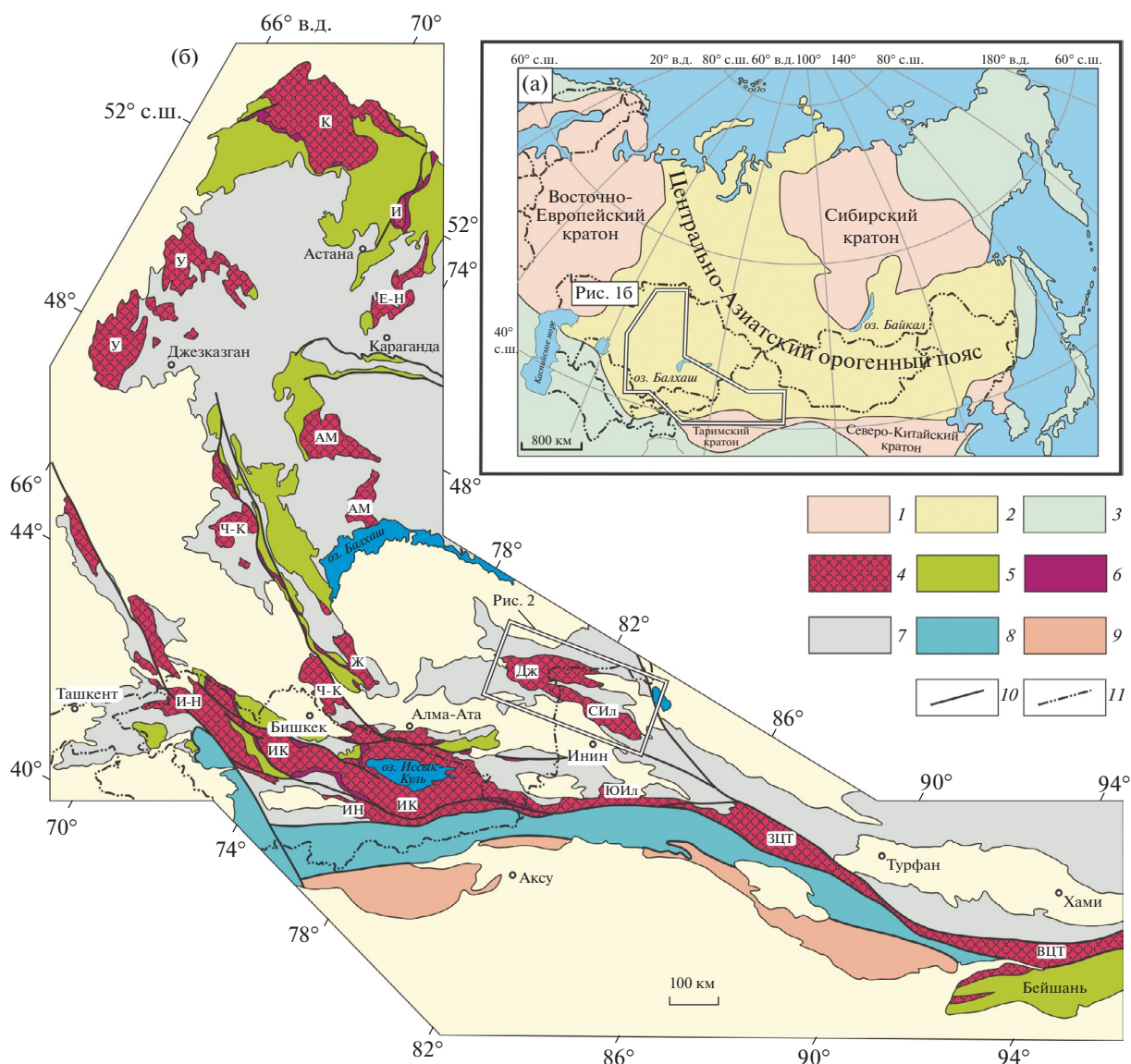


Рис. 1. Положение Центрально-Азиатского складчатого пояса в Северной Евразии (а); схема положения докембрийских террейнов в западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса (б).

Обозначены докембрийские террейны: К – Кокчетавский; И – Ишкельмесский; Е-Н – Еремантау-Ниязский; АМ – Актау-Моинтинский; У – Улутауский; Ч-К – Чуйско-Кендыктасский; Дж – Джунгарский; СИл – северная часть Илийского, ЮИл – южная часть Илийского; И-К – Иссыккульский; И-Н – Ишим-Нарынский; Ж – Желтауский; ЗЦТ – западная часть Китайского Центрального Тянь-Шаня, ВЦТ – восточная часть Китайского Центрального Тянь-Шаня. 1 – кратоны; 2 – Центрально-Азиатский орогенный пояс; 3 – другие орогенные пояса; 4 – докембрийские террейны; 5 – нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 6 – Нижнепалеозойские офиолитовые комплексы; 7 – средне-верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 8 – палеозойские комплексы Южного Тянь-Шаня; 9 – докембрийские и палеозойские комплексы Таримского кратона; 10 – наиболее крупные разрывные нарушения; 11 – государственная граница

осадконакопления которых традиционно уделялось значительное внимание [5, 6, 13, 18, 26–27, 29].

Проведенные исследования позволили сделать вывод о накоплении этих толщ в отсутствие расчлененного рельефа при интенсивном выветривании пород, слагавших источники сноса, и длительной сортировке продуктов их разрушения. Эти особенности позволяют рассматривать квар-

цито-сланцевые толщи докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского пояса в качестве фрагментов субплатформенного чехла, накопление которого происходило в пределах шельфовой части пассивной окраины крупного континентального блока [45].

Несмотря на большой объем имеющихся данных о строении и обстановках седиментации квар-

цито-сланцевых толщ, геологическая информация о возрасте и природе комплексов, подвергавшихся эрозии при накоплении кварцитов и сланцев, долго отсутствовала. Проведенные в последнее время исследования кварцито-сланцевых толщ с использованием U—Pb датирования обломочного циркона позволили выделить раннедокембрийский и позднедокембрийский этапы их накопления [2, 10–11, 20, 63, 65].

Более древние кварцито-сланцевые толщи выделены в террейнах Казахстана (Улутауский, Чуйско-Кендыктасский) и Северного Тянь-Шаня (Иссыкульский) (см. рис. 1, б).

Конкордатные оценки возрастов наиболее молодой популяции обломочного циркона составляют ~1700 млн лет, что указывает на накопление толщ на домезопротерозойском континентальном основании [2, 10, 20]. Позднедокембрийские кварцито-сланцевые толщи распространены на больших площадях и выявлены в пределах террейнов Северного и Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня и Северо-западного Китая [2, 11, 58, 60–61, 63, 65, 85, 97].

Наиболее широкой областью их распространения в западной части Центрально-Азиатского пояса является Актау-Илийский континентальный блок, объединяющий террейны [45] (см. рис. 1, б):

- Актау-Моинтинский (Центральный Казахстан);
- Джунгарский (Южный Казахстан);
- Илийский (Северо-западный Китай).

В настоящее время получено наибольшее количество изотопно-геохронологических результатов изучения обломочного циркона для кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского и Илийского террейнов, что позволило рассматривать их в качестве фрагментов единой осадочной последовательности, накопление которой происходило в конце мезопротерозоя—начале неопротерозоя (~1200—~900 млн лет) [60, 63].

Комплексное, в том числе и геохронологическое, изучение метаосадочных толщ Джунгарского террейна (Южный Казахстан) с привлечением современных аналитических методов до настоящего времени не проводилось, поэтому сопоставление его комплексов с близкими по строению и составу образованиями других террейнов было затруднено.

Целью настоящей статьи является установление возраста, состава и источников сноса для метаосадочных толщ Джунгарского террейна. Мы представляем результаты петро-геохимического

изучения пород, U—Pb изотопно-геохронологических и Lu—Hf изотопно-геохимический исследований обломочного циркона, а также геохимические характеристики рутила. Полученные нами данные по обломочному циркону позволили провести сравнение метаосадочных толщ Джунгарского террейна с аналогичными комплексами других террейнов западной части Центрально-Азиатского пояса.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Актау-Илийский континентальный блок вытянут в северо-западном направлении более чем на 1000 км при ширине 150–200 км и объединяет террейны [45]:

- Актау-Моинтинский (Центральный Казахстан);
- Джунгарский (Южный Казахстан);
- Илийский (Северо-западный Китай).

Актау-Илийский континентальный блок обрамлен нижнепалеозойскими и силурийскими, преимущественно аккреционными и флишевыми комплексами [8].

Джунгарский террейн расположен в Южном Казахстане и протягивается на территорию северо-западной части Китая (рис. 2).

В строении Джунгарского террейна участвуют докембрийские магматические, метаморфические и осадочные комплексы, которые на значительных площадях перекрыты осадочными толщами нижнего и среднего палеозоя и прорваны крупными массивами палеозойских гранитоидов. В последние годы для докембрийских комплексов этого террейна, обнаженных на территории Китая, было получено большое количество данных об их строении, составе и возрасте [56, 58, 60, 61, 71, 86–87].

Однако для комплексов Джунгарского террейна, распространенных в Южном Казахстане, данных, которые были получены современными прецизионными методами, недостаточно [1, 12, 45, 62].

Джунгарский террейн

Сарыбчанская серия. На территории Казахстана среди докембрийских комплексов Джунгарского террейна выделяются ниже- и верхнепротерозойские метаосадочные комплексы [3], обнаженные в ядрах Мынчукурской и Текелийской в субширотных антиклинальных структур (см. рис. 2). Наиболее низкое структурное положение здесь занимает сарыбчанская серия, сложенная кварц-слюдяными, плагиоклаз-кварц-слюдяными и слюдяными сланцами, гнейсами, амфиболитами,

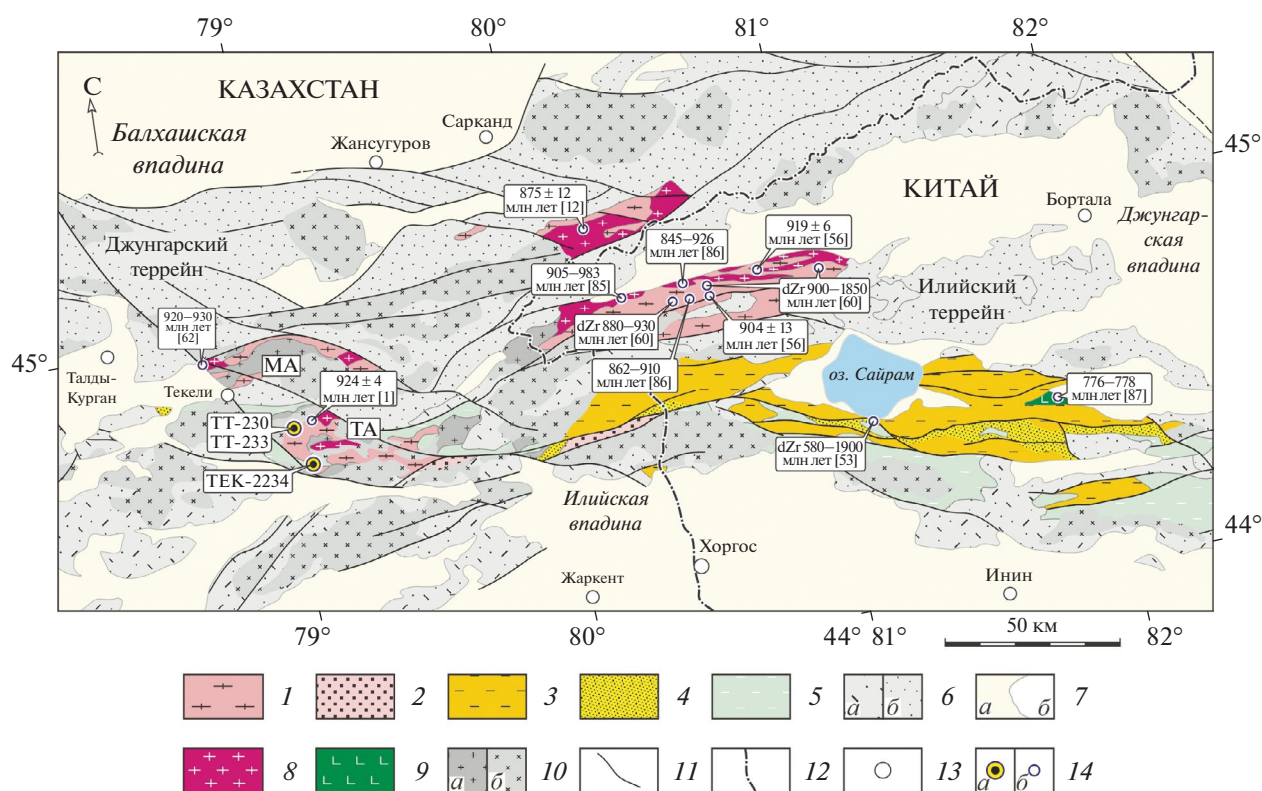


Рис. 2. Геологическая карта Джунгарского террейна (по данным [1], с изменениями и дополнениями).

Показано: dZr – возраста наиболее молодых кластеров обломочных цирконов (по данным [1, 12, 56, 60, 62, 85–87]). Обозначены антиклинории: МА – Мынчукский; ТА – Текелийский.

1 – мезо- и неопротерозой (сланцы и кварциты сарычабынской серии и комплекса Венчуань); 2 – неопротерозой (терригенные отложения, туфы, риолиты); 3 – неопротерозой (известняки, мрамора и сланцы); 4 – поздний неопротерозой (диамиктиты, песчаники, сланцы и известняки); 5 – нижний палеозой (сланцы и карбонаты); 6 – средний и поздний палеозой: а – вулканиты, б – терригенные отложения; 7 – отложения: а – мезозоя и кайнозоя, б – озера; 8–10 – интрузивные породы: 8 – неопротерозойские гранитоиды, 9 – неопротерозойские габбро и долериты, 10 – граниты: а – раннепалеозойские, б – позднепалеозойские; 11 – разломы; 12 – государственная граница; 13 – города; 14 – датированные образцы и возрасты пород (млн лет): а – полученные данные, б – по данным [1, 12, 56, 60, 62, 85–87]

кальцифирами, чередующимися со слюдистыми кварцитами, мраморами (рис. 3).

Раннепротерозойский возраст серии принимался на основании высокой степени метаморфизма пород и сопоставления с близкими по составу комплексами Кокчетавского террейна (зерендинская серия), Северного Тянь-Шаня (макбальская серия), которые относили к породам архейского – раннепротерозойского возраста [12].

Косаганская свита. Более высокое положение среди докембрийских толщ Джунгарского террейна занимает косагашская свита, сложенная слюдистыми кварцитами, кварцито-сланцами, кордиерит-слюдяно-кварцевыми, гранат-кордиерит-слюдяными, андалузит-слюдяно-кварцевыми, полевошпат-слюдяно-кварцевыми сланцами с прослоями кальцифиров и мраморов (см. рис. 3).

Возраст косагашской свиты считался позднепротерозойским на основании сходства с кварцито-сланцевыми толщами Кокчетавского террейна

(кокчетавская серия) и на основе полученных ранее оценок возраста свинцово-изохронным методом ($1100\text{--}1300 \pm 100$ млн лет) [3]. В кварцитах косагашской свиты сохранились реликтовые псаммитовые структуры, а в отдельных случаях выявлена косая слоистость. Значительные деформации и метаморфизм не позволяют достоверно оценить мощности сарычабынской серии и косагашской свиты, которые, вероятно, достигают 1000–1500 м [3, 4, 16].

Сарычабынский и Басканский комплексы. К породам сарычабынской серии и косагашской свиты приурочены поля развития зон мигматитизации, различного размера жил и интрузивных тел гнейсо-гранитов Сарычабынского и Басканского комплексов. Породы этих комплексов представлены крупно- и гигантозернистыми биотитовыми гранитами, часто мусковитизированными, расщепленными и превращенными в бластомилониты с очковой текстурой.

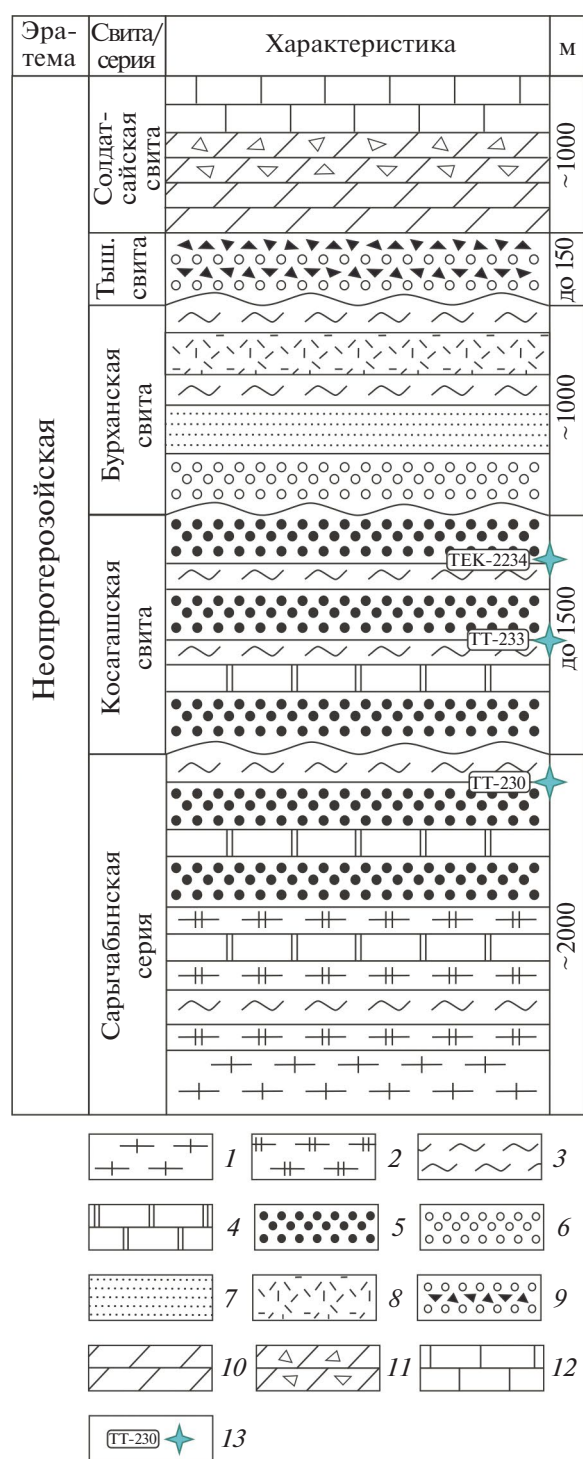


Рис. 3. Схематическая стратиграфическая колонка докембрийских комплексов Джунгарского террейна.

Обозначено: Тыш. – тышкантауская свита; м – мощность (в метрах).

1 – амфиболиты; 2 – гнейсы; 3 – сланцы; 4 – мраморы; 5 – кварциты; 6 – конгломераты; 7 – песчаники; 8 – риолиты; 9 – тиллитоподобные конгломераты; 10 – доломиты; 11 – брекчированные доломиты; 12 – известняки; 13 – номера отобранных проб для U–Pb изотопно-геохронологических исследований

Полученные в разное время и различными методами оценки возраста мигматитов и гнейсо-гранитов этих комплексов находятся в интервале 875–920 млн лет [1, 12, 62]. Этот возрастной интервал определяет верхний возрастной предел накопления обеих метаосадочных толщ. Кроме того, эти толщи прорваны массивами палеозойских гранитоидами, на контакте с которыми также развиты зоны мигматизации.

Бурханская свита. Наиболее высокое положение среди докембрийских образований занимает вулканогенно-терригенная бурханская свита, сложенная в основном расслацованными кварцевыми песчаниками, алевролитами и конгломератами с гальками кварцитов и мраморов, среди которых встречаются редкие потоки флюидальных расслацованных риолитов. Суммарная мощность толщи достигает 1000 м [3, 4, 16] (см. рис. 3).

В пределах Джунгарского террейна широко развиты терригенно-карбонатные, кремнисто-терригенные и обломочные последовательности, которые имеют в основном раннепалеозойский возраст [15]. Однако некоторые толщи, лишенные находок органических остатков (тышкантауская и солдат-сайская свиты), могут относиться к верхнему докембрию [4, 15–17] (см. рис. 3).

Изучение строения метаосадочных толщ Джунгарского террейна и отбор проб для дальнейших исследований были выполнены в северной части Текелийской антиклинальной структуры (северо-восточнее пос. Рудничный в верхнем течении р. Коксу и в 4.5 км севернее пос. Аралтобе на правом берегу р. Коктал) (см. рис. 2; табл. 1).

Для геохронологических исследований были отобраны пробы из:

– светлых среднезернистых слюдистых кварцитов сарычабынской серии (ТТ-230, 44°44′29.7″ с.ш.; 79°05′20.7″ в.д.);

– серых мелко- и среднезернистых лепидогранобластовых мусковитовых кварцито-сланцев косагашской свиты (ТТ-233, 44°42′22.4″ с.ш.; 79°00′39.9″ в.д., ТЕК-2234, 44°37′01.4″ с.ш.; 79°05′29.5″ в.д.).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Измерение содержаний главных петрогенных элементов в породах проводилось рентгенофлуоресцентным методом (XRF) с применением последовательного спектрометра S4 Pioneer “Bruker” и программного обеспечения “Spectra-Plus” в лаборатории химико-аналитических исследова-

Таблица 1. Характеристика проб, использованных для LA-ICP MS геохронологических U–Pb исследований

Проба	с.ш.	в.д.	Расположение	Свита/серия	Порода
ТТ-230	44°44'29.7"	79°05'20.7"	северо-восточнее пос. Рудничный вверх по течению р. Коксу	сарычабынская	слюдястый кварцит
ТТ-233	44°42'22.4"	79°00'39.9"	северо-восточнее пос. Рудничный вверх по течению р. Коксу	косагашская	мусковитовый кварцито-сланцев
ТЕК-2234	44°37'01.4"	79°05'29.5"	севернее пос. Аралтобе на правом берегу р. Коктал	косагашская	мусковитовый кварцит

ний Геологического института РАН (ГИН РАН, г. Москва, Россия).

Содержания рассеянных элементов в породах были определены методом масс-спектрометрии с индукционно связанной плазмой (ICP) на масс-спектрометре Perkin Elmer ELAN 6100 DRC в стандартном режиме измерений и атомно-эмиссионном спектрометре ICAP-61 (Thermo Jarrell Ash) в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (АСИЦ ИПТМ РАН, г. Черноголовка, Московская обл., Россия) в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа. Выделение циркона и рутила выполнено по стандартной методике с применением тяжелых жидкостей в Геологическом институте РАН (ГИН РАН, г. Москва, Россия).

Из каждой пробы было случайным образом отобрано 100–250 зерен циркона (фракции >50 мкм) и 20 зерен рутила, которые затем были вмонтированы в эпоксидную смолу. Измерение составов рутила проводилось в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия) на приборе JEOL JXA-8100 оснащенный 5-ю волновым и 1-им энергодисперсионным спектрометром при ускоряющем напряжении 20 kV, токе зонда в среднем 20 nA и диаметре пучка 1 мкм.

Морфологические особенности и внутреннее строение цирконов были изучены в режимах вторичных электронов и катодолюминесценции на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA 3 в Геологическом институте РАН (ГИН РАН, г. Москва, Россия), что позволило нам выбрать оптимальные участки для последующих U–Pb геохронологических и Lu–Hf изотопных исследований.

Методом LA-ICP-MS было выполнено U–Pb датирование циркона в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия) с использованием системы лазерной

абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind), совмещенной с магнито-секторным ICP масс-спектрометром высокого разрешения Element-2 (Thermo Scientific Inc.) по методике [78].

Полученные данные были обработаны с использованием программ GLITTER [50]. Конкордантные возрасты были рассчитаны с использованием Isoplot v. 4.15 [72] и Isoplot R [84] для анализов, характеризующихся дискордантностью $\pm 10\%$.

Возраст цирконов определялся:

≤ 1000 млн лет — по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$;
 > 1000 млн лет — по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Расчет основных возрастов статистически значимых максимумов, образованных тремя и более зернами, выполнен в программе AgePick [48].

Изучение Lu–Hf изотопных характеристик цирконов выполнено в Центре коллективного пользования “Геоаналитик” УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия) на ICP-масс-спектрометре Neptune Plus с приставкой для лазерной абляции проб NWR-213 по методике [28].

Значения $\varepsilon_{\text{Hf}}(T)$ и модельные Hf возраста были рассчитаны с использованием:

– хондритовых величин $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ [34];
– среднего отношения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ для континентальной коры, составляющего 0.015 [50];
– константой распада $^{176}\text{Lu} \rightarrow ^{177}\text{Hf}$ 1.867×10^{-11} год $^{-1}$ [83].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Петро-геохимические данные

Изученные нами породы сарычабынской серии и косагашской свиты Джунгарского террейна имеют близкие петро-геохимические особенности (табл. 2).

На классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{FeO}_{\text{tot}}/\text{K}_2\text{O})$ они тяготеют к полям вакк и аркозов (рис. 4, а).

Индекс химического выветривания (CIA) для изученных пород колеблется в интервале 56–77 и составляет ~ 70 , что указывает на незначительное

Таблица 2. Содержание окислов (мас. %) и элементов (г/т) в породах сарычабынской серии и косагашской свиты Джунгарского террейна

Компонент	Сарычабынская серия		Косагашская свита		Компонент	Сарычабынская серия		Косагашская свита	
	ТТ-230	ТТ-232/1	ТТ-233	ТЕК-2234		ТТ-230	ТТ-232/1	ТТ-233	ТЕК-2234
SiO ₂	72.26	69.13	68.14	75.29	Nb	11.54	15.68	20.57	14.35
TiO ₂	0.65	0.36	0.83	0.76	Mo	0.85	1.41	0.83	0.46
Al ₂ O ₃	13.06	14.73	19.69	12.68	Ag	0.04	1.11	0.06	0.00
Fe ₂ O ₃	0.21	0.05	0.01	1.30	Sn	1.94	6.25	7.01	2.09
FeO	4.00	2.83	1.90	2.03	Sb	0.14	0.10	0.24	0.46
FeO _{tot}	4.19	2.88	1.90	3.20	Cs	6.62	1.11	3.24	9.52
MnO	0.09	0.04	0.06	0.05	Ba	567.71	1067.94	850.10	568.21
MgO	2.36	0.70	0.65	1.11	La	30.34	36.00	48.13	22.29
CaO	0.84	1.91	0.10	0.23	Ce	64.65	77.96	106.78	54.99
Na ₂ O	0.49	5.04	0.34	0.88	Pr	6.97	8.65	11.13	6.81
K ₂ O	3.16	4.40	5.51	3.55	Nd	28.80	35.89	45.88	28.96
P ₂ O ₅	0.14	0.10	0.08	0.06	Sm	5.78	7.93	8.83	6.98
п.п.п.	2.30	0.50	2.50	1.83	Eu	0.97	1.22	1.86	0.80
Сумма (%)	99.55	99.69	99.80	99.77	Gd	5.10	7.80	7.55	4.91
logSiO ₂ /Al ₂ O ₃	0.74	0.67	0.54	0.77	Tb	0.79	1.35	1.23	0.58
logFeO _{tot} /K ₂ O	0.12	−0.18	−0.46	−0.05	Dy	4.60	8.63	7.22	2.30
CIA	74.42	56.49	76.80	73.14	Ho	0.86	1.72	1.42	0.31
Li	30.87	5.96	15.58	9.82	Er	2.16	4.81	3.96	0.61
Be	2.47	2.46	2.54	1.97	Tm	0.31	0.74	0.62	0.07
Sc	9.08	7.47	10.12	8.97	Yb	2.08	4.96	4.37	0.45
V	66.67	30.47	98.47	60.78	Lu	0.30	0.69	0.65	0.07
Cr	96.50	21.59	63.44	66.48	Hf	4.67	9.46	12.04	2.94
Co	11.73	4.55	10.27	6.58	Ta	0.76	1.37	1.63	0.93
Ni	43.73	15.11	21.98	23.85	W	0.99	0.77	7.75	2.69
Cu	7.16	6.74	5.91	16.33	Tl	0.57	0.63	0.58	0.87
Zn	61.07	39.41	19.75	35.39	Pb	14.68	15.90	6.53	5.67
Ga	15.65	18.07	19.67	14.04	Bi	0.07	0.05	0.06	0.06
As	0.00	0.00	10.42	4.22	Th	10.72	19.93	18.29	12.86
Rb	114.25	117.02	133.08	153.52	U	1.72	5.69	3.80	2.16
Sr	57.81	193.88	15.10	45.31	(La/Yb) _n	9.84	4.89	7.41	33.61
Y	24.82	49.29	36.87	6.48	Eu/Eu*	0.54	0.47	0.68	0.41
Zr	196.05	385.58	482.36	108.37					

Примечание. FeO_{tot} = 0.9FeO + Fe₂O₃, CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)] × 100, (мол. кол.), (по [75]); (La/Yb)_n – отношения нормированы по хондриту, (по [35]); Eu/Eu* = Eu_n/((Sm_n × Gd_n)^{1/2}), (по [19]).

проявление процессов выветривания терригенного материала в области сноса [75] (см. табл. 2).

Соотношения в породах Th–La–Sc указывают на смешанный состав источников сноса (см. рис. 4, б).

На диаграмме соотношений Co/Th–La/Sc фигуративные точки состава пород располагаются между областью состава верхней континентальной коры и гранитов, что предполагает участие среди источников сноса пород как среднего, так и кислого составов (см. рис. 4, в).

На диаграмме отношений Th/Sc – Zr/Sc образцы располагаются вдоль тренда перемыва осадков, что свидетельствует о переносе на значительные расстояния и/или накоплении в результате более одного седиментационного цикла (см. рис. 4, г).

Для пород сарычабынской серии и косагашской свиты характерно умеренно фракционированное распределение РЗЭ с обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых (La_n/Yb_n = 3.6–33.6) и незначительные отрицательные европиевые аномалии (Eu/Eu* = 0.41–0.80) (рис. 5, а; см. табл. 2).

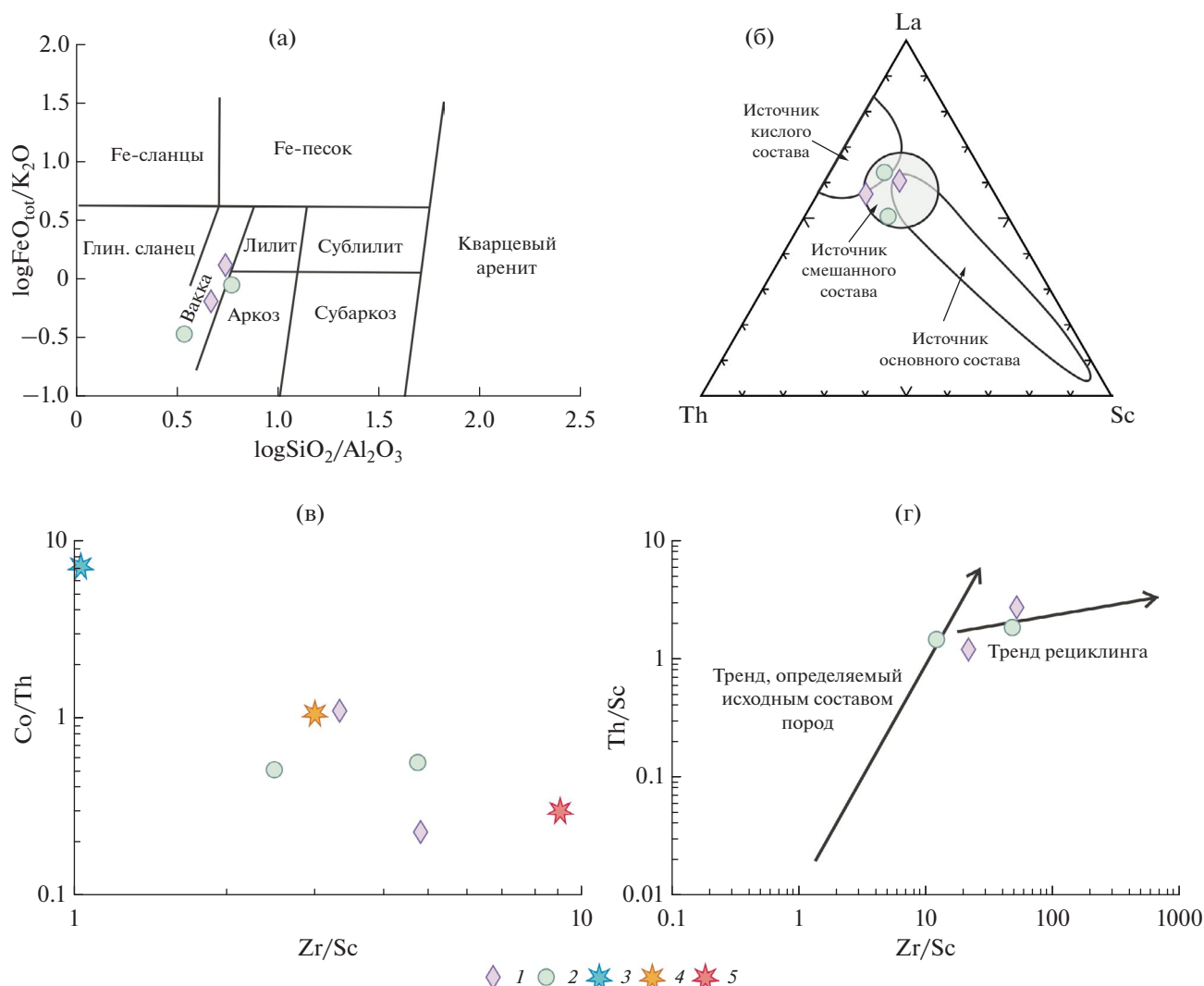


Рис. 4. Диаграммы для метаосадочных пород Джунгарского террейна.

(а)–(г) – диаграммы: (а) – $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$, (по [54]); (б) – La–Th–Sc, (по [43]); (в) – La/Sc – Co/Th, (по [73]); (г) – Zr/Sc – Th/Sc, (по [80]).

1–2 – метаосадочные породы Джунгарского террейна: 1 – сарычабынская серия, 2 – косагашская свита; 3 – средний состав андезитов, (по [64]); 4 – состав верхний континентальной коры, (по [42]); 5 – средний состав кислых магматических пород протерозойского возраста, (по [42])

Нормированные по постархейскому австралийскому глинистому сланцу (PAAS) [19], породы обеих толщ имеют близкое или пониженное содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов. На мультиэлементной диаграмме распределение химических элементов выражена деплетированность Sr, Co, Ni, и V и небольшая обогащенность Zr, Hf, Ba (см. рис. 5, б). Один образец косагашской свиты демонстрирует значительное обеднение Sr, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb и Lu (см. рис. 5, б).

Химический состав обломочного рутила

Изученный рутил имеет удлиненную форму зерен, темно-коричневый цвет и размер от 50 до 150 мкм. Химический состав рутила из пород са-

рычабынской серии и косагашской свиты имеет широкие вариации содержаний (табл. 3):

- Cr (68–1913 г/т);
- Nb (332–3090 г/т);
- Zr (11–220 г/т).

Вариации Cr и Nb в рутиле позволяют считать, что метаморфические породы, присутствующие в источнике сноса, имели различный состав. Рутил с $\text{Cr} < \text{Nb}$ и содержаниями $\text{Nb} > 800$ г/т характерен для метапелитовых пород (парагнейсы, кислые гранулиты), а рутил с $\text{Cr} > \text{Nb}$ и содержаниями $\text{Nb} < 800$ г/т типичен для метабазитов (эклогиты, гранулиты основного состава) [74]. Преобладающая часть изученного рутила относится к метапелитовому типу (рис. 6).

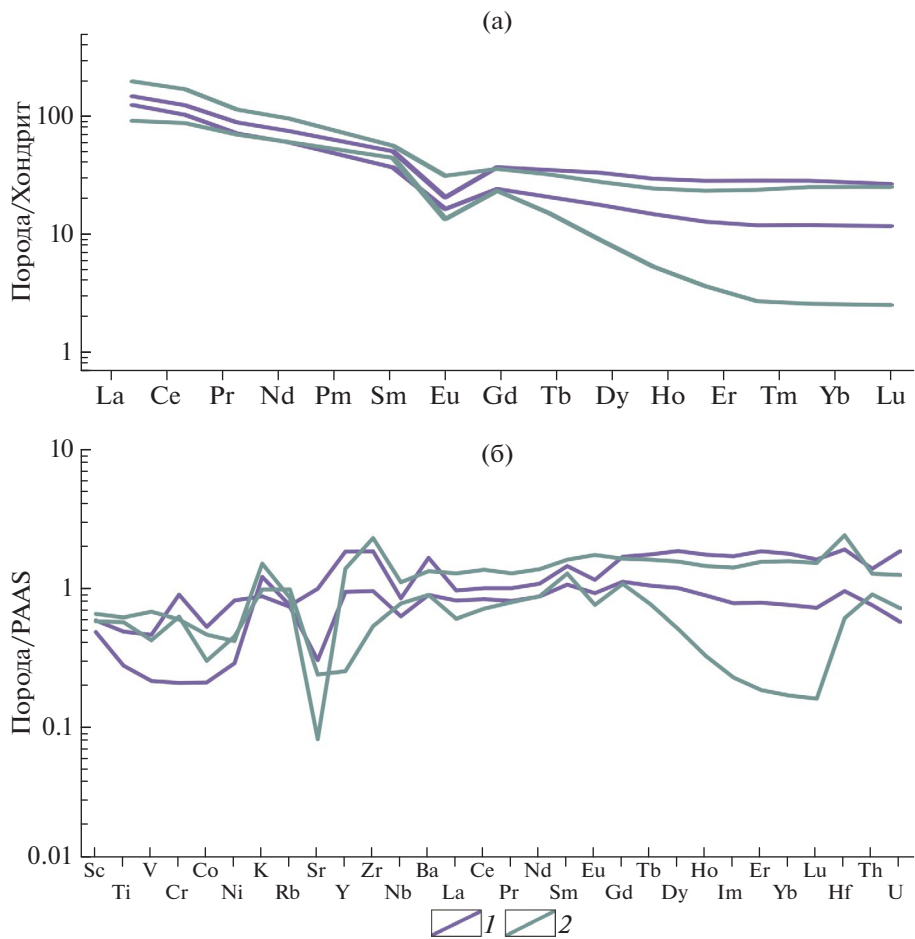


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ).
(а)–(б) – нормированные на состав: (а) – хондрита, (по [79]), (б) – постархейского австралийского глинистого сланца (РААС), (по [80]).
1–2 – метаосадочные породы Джунгарского террейна: 1 – сарычабынская серия, 2 – косагашская свита

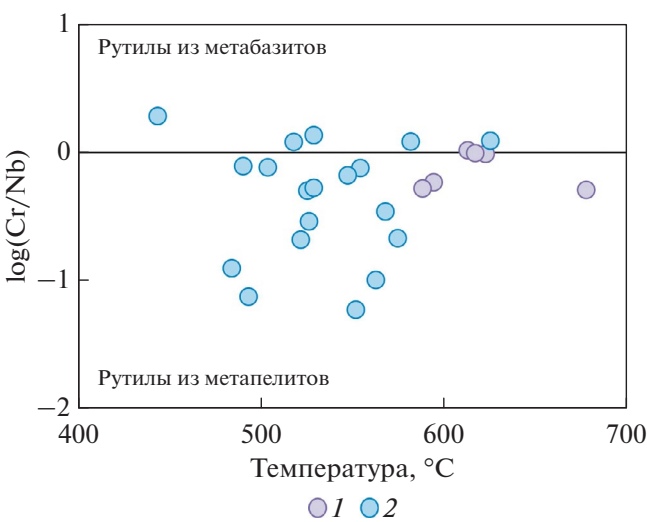


Рис. 6. Репрезентативные составы рутила из метаосадочные породы Джунгарского террейна: 1 – слюдяные кварциты сарычабынской серии; 2 – мусковитовые кварцито-сланцы косагашской свиты

Нами был проведен анализ образцов рутилов с использованием дискриминантной формулы [82]:

$$x = 5 \cdot (\text{Nb}(\text{г/т}) - 500) - \text{Cr}(\text{г/т}). \quad (1)$$

Полученные данные позволили выделить присутствие пород в источнике сноса (см. табл. 3):
– метапелитового состава ($x = 550-11370$);
– метабазитового состава ($x = -1250-344$).

Экспериментальная зависимость концентрации Zr в рутиле от температуры положена в основу нескольких геотермометров, что позволяет примерно оценить температуру метаморфизма пород, являвшихся источником рутила [88, 91].

Для более точной информации о температуре предложена формула, учитывающая концентрацию Zr, давление и полиморфную модификация SiO_2 [81], °C:

$$T = (83.9 + 0.41P) / (0.1428 - R \cdot \ln \phi) - 273, \quad (2)$$

Таблица 3. Репрезентативные составы рутила из пород сарычабынской серии и косагашской свиты Джунгарского террейна

Анализ	TiO ₂	SiO ₂	WO ₃	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Ta ₂ O ₅	Sb ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MgO	FeO	SnO ₂	Total	X	T, °C
Сарычабынская серия															
ТТ230_2	98.6	0.044	0.010	0.018	0.254	0.000	0.003	0.000	0.136	0.000	0.501	0.005	99.5	5453	588
ТТ230_1	97.6	0.043	0.000	0.020	0.239	0.000	0.011	0.002	0.143	0.000	0.495	0.005	98.6	4859	594
ТТ230_3	98.7	0.040	0.008	0.025	0.071	0.000	0.003	0.002	0.075	0.000	0.474	0.002	99.4	–541	613
ТТ230_4	99.1	0.029	0.003	0.027	0.070	0.000	0.006	0.000	0.071	0.000	0.479	0.000	99.8	–532	617
ТТ230_9	99.3	0.039	0.002	0.029	0.066	0.000	0.004	0.000	0.066	0.000	0.409	0.000	100.0	–635	623
ТТ230_5	98.2	0.035	0.033	0.057	0.442	0.000	0.039	0.000	0.231	0.000	0.123	0.014	99.2	11370	678
Косагашская свита															
ТТ233-14	98.1	0.108	0.004	0.002	0.142	0.012	0.013	0.001	0.280	0.000	0.112	0.002	98.8	550	444
ТТ233-26	99.4	0.047	0.000	0.003	0.099	0.000	0.002	0.000	0.013	0.000	0.439	0.005	100.0	870	484
ТТ233-20	99.4	0.045	0.002	0.004	0.230	0.000	0.014	0.000	0.184	0.000	0.166	0.004	100.1	4265	490
ТТ233-31	76.7	0.635	0.003	0.004	0.187	0.023	0.016	0.002	0.014	0.016	0.239	0.007	77.9	3941	493
ТТ233-21	99.2	0.045	0.014	0.005	0.230	0.000	0.017	0.000	0.180	0.000	0.198	0.006	99.9	4316	504
ТТ233_11	99.0	0.172	0.002	0.006	0.196	0.000	0.014	0.000	0.242	0.027	0.094	0.005	99.7	2693	518
ТТ233-13	97.6	0.459	0.000	0.006	0.255	0.061	0.021	0.003	0.055	0.000	0.237	0.003	98.7	6043	522
ТТ233-19	96.5	0.130	0.000	0.007	0.208	0.007	0.020	0.001	0.107	0.001	0.223	0.003	97.2	4033	525
ТТ233-16	97.8	0.259	0.032	0.007	0.206	0.745	0.017	0.002	0.061	0.000	0.433	0.003	99.6	4286	526
ТТ233-27	96.1	0.142	0.004	0.007	0.052	0.000	0.009	0.000	0.072	0.000	0.327	0.004	96.7	–1188	529
ТТ233-29	98.1	0.085	0.000	0.007	0.220	0.000	0.015	0.000	0.119	0.000	0.171	0.003	98.7	4370	529
ТТ233_12	98.5	0.068	0.005	0.010	0.281	0.000	0.017	0.000	0.191	0.000	0.115	0.003	99.2	6000	547
ТТ233-23	99.5	0.078	0.014	0.010	0.164	0.000	0.021	0.000	0.010	0.015	0.235	0.005	100.1	3157	552
ТТ233-28	98.7	0.056	0.003	0.011	0.073	0.000	0.000	0.000	0.056	0.000	0.463	0.000	99.3	–344	554
ТТ233-30	98.9	0.043	0.000	0.012	0.237	0.000	0.016	0.000	0.025	0.000	0.237	0.000	99.5	5626	563
ТТ233-25	98.4	0.047	0.021	0.013	0.143	0.000	0.000	0.000	0.051	0.000	0.131	0.019	98.8	2145	568
ТТ233_10	98.1	0.220	0.000	0.015	0.247	0.000	0.020	0.000	0.054	0.000	0.162	0.005	98.8	5766	575
ТТ233-15	99.2	0.040	0.000	0.016	0.070	0.000	0.004	0.000	0.087	0.000	0.449	0.005	99.9	–663	582
ТТ233-32	98.5	0.042	0.003	0.030	0.048	0.000	0.000	0.000	0.060	0.000	0.219	0.003	98.9	–1250	625

где ϕ – содержание Zr в г/т, P – давление в кбар, R – универсальная газовая константа.

К обломочному рутилу предложено по умолчанию использовать давление 10 кбар и α -кварц.

Используя предложенную формулу (2) [82], для обломочного рутила мы получили значения температуры от 444 до 678°C (рис. 6; см. табл. 3).

Результаты изучения обломочного циркона

В 3-х изученных пробах большинство зерен циркона имеют размер от 70 до 200 мкм и представлены бесцветными и прозрачными кристаллами. Для них характерна окатанная или полукатанная форма, реже встречаются кристаллы призматического габитуса с коэффициентом удлинения до 3. Большинство зерен имеют осцилляторную зональность в режиме катодолюминесценции и значение Th/U отношение от 0.1 до 1.6,

единичные зерна имеют значения от 0.01 до 0.04 (рис. 7, а; Приложение: табл. П1).

Совокупность этих признаков указывает на то, что подавляющее большинство изученных зерен циркона имеют магматическое происхождение.

Проба ТТ-230. Из пробы ТТ-230 слюдистых кварцитов сарычабынской серии было изучено 127 зерен циркона, для которых получено 92 конкордатные оценки возраста с преобладающим интервалом от 891 до 1838 млн лет (см. рис. 7 б; табл. 4).

Основные максимумы возрастов составляют 1027, 1070, 1194, 1377, 1454, 1596 и 1674 млн лет (см. табл. 4). Единичные зерна имеют неопротерозойские значения от 891 до 909 млн лет с максимумом 902 млн лет. Другие зерна имеют более древний неоархейский и раннепалеопротерозойский возраст (2490 ± 8 и 2629 ± 8 млн лет).

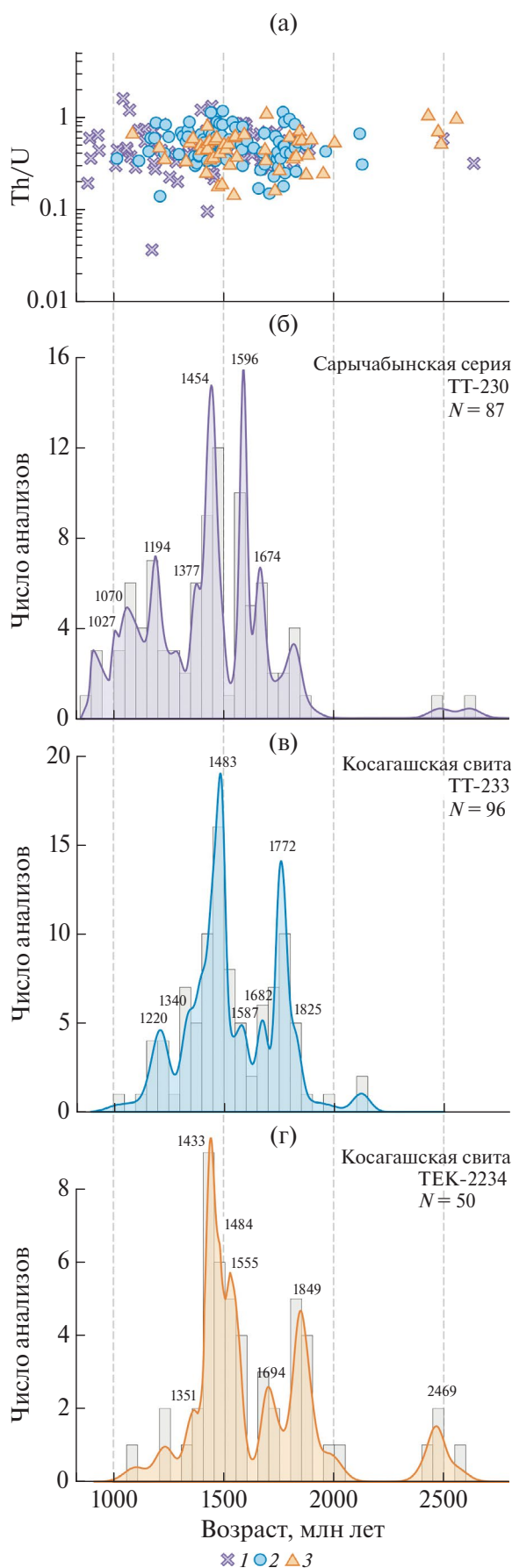


Рис. 7. Полученный возраст обломочных цирконов в метасадочных породах Джунгарского террейна. Возраст пиков (арабские цифры) рассчитаны с использованием программы Age Pick [47].

(а) – Диаграмма распределения возраста (млн лет) в соотношении Th/U для изученных зерен циркона;
(б)–(г) – графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов обломочных цирконов;
(б) – слюдянистые кварциты сарычабынской серии;
(в) – мусковитовые кварцито-сланцы косагашской свиты;
(г) – мусковитовые кварциты косагашской свиты
1 – слюдяные кварциты сарычабынской серии; 2 – мусковитовые кварцито-сланцы косагашской свиты; 3 – мусковитовые кварциты косагашской свиты

Для 29-ти зерен циркона были проведены Lu–Hf изотопные исследования (Прилож. 1: табл. П2).

Полученные результаты показывают, что циркон характеризуется широким диапазоном значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -5.0 до $+8.5$ при модельных возрастах $t_{\text{Hf}}(C) = 1357\text{--}2907$ млн лет (рис. 8; Прилож. 1: табл. П2).

Проба ТТ-233. Из пробы ТТ-233 мусковитовых кварцито-сланцев косагашской свиты было проанализировано 120 зерен циркона, для которых получены 96 конкордантные оценки возрастов с преобладающим интервалом от 1167 до 1852 млн лет и основными максимумами 1220, 1340, 1483, 1587, 1682, 1772 и 1825 млн лет (см. рис. 7, в; см. табл. 4).

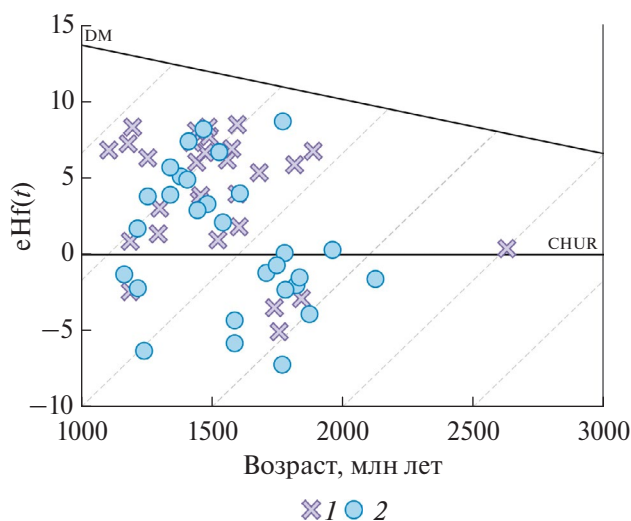


Рис. 8. Изотопная диаграмма $\epsilon_{\text{Hf}} - \text{возраст}$ (млн лет) для изученных цирконов.

1 – слюдяные кварциты сарычабынской серии (проба ТТ-230);
2 – мусковитовые кварцито-сланцы косагашской свиты (проба ТТ-233)

Таблица 4. Пики и интервалы значений возрастов обломочных цирконов для проб ТТ-230, ТТ-223 и ТЕК-2234, рассчитанные с использованием программы Age Pick [47]

Проба	Интервалы значений		Пики (млн лет)	Число зерен
ТТ-230	891	1838	902	3
			1027	4
			1070	6
			1194	7
			1377	5
			1454	10
			1596	12
ТТ-233	1167	1852	1674	5
			1220	5
			1340	5
			1390	8
			1483	20
			1587	5
			1682	5
ТЕК-2234	1341	1895	1772	12
			1825	6
			1351	3
			1433	9
			1484	7
			1555	6
			1694	3
	2447	2480	1849	4
			2469	3

Единичные зерна имеют раннепалеопротерозойский возраст 2116 ± 10 и 2127 ± 10 млн лет.

Были проведены Lu–Hf изотопные исследования 30 зерен циркона, показавшие широкий разброс значений $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -7.2 до $+8.7$ и модельных возрастов $t_{\text{Hf}}(\text{C}) = 1601\text{--}2551$ млн лет (см. рис. 8; прилож. 1: табл. П2).

Проба ТЕК-2234. Из мусковитовых кварцитов косагашской свиты из пробы ТЕК-2234 было изучено 86 зерен циркона, для 50 конкордатных оценок возраста получен интервал значений от 1341 до 1895 млн лет с основными максимумами 1351, 1433, 1484, 1555, 1694 и 1849 млн лет (см. рис. 7, г; см. табл. 4).

Единичные зерна имеют раннепалеопротерозойский возраст от 2447 до 2480 млн лет с максимумом 2469 млн лет (см. рис. 7, г).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные позволили оценить нижний возрастной предел накопления метаосадочных толщ Джунгарского террейна и определить основные источники сноса обломочных пород. По результатам U–Pb и Lu–Hf исследования обломочного циркона нами было выполнено сопоставление с близкими по строению и возрасту толщами других докембрийских террейнов в западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса.

Временной интервал накопления метаосадочных толщ Джунгарского террейна

Результаты U–Pb геохронологического исследования обломочного циркона из кварцито-сланцев и кварцитов косагашской свиты были сопоставлены с использованием программы “Overlap–Similarity” [48] (табл. 5).

Проведенный анализ показал высокую степень перекрытия (0.705) и сходства (0.779), что также видно на графике кумулятивной вероятности распределения возрастов обломочного циркона (рис. 9).

Сравнение полученных возрастов циркона из пород косагашской свиты и сарычабынской серии также показывают высокую степень перекрытия 0.735–0.883 и сходства 0.720–0.825 (см. рис. 9; см. табл. 5).

Такие значения степени перекрытия и сходства свидетельствует о том, что циркон происходит из одного источника и предполагают близкие временные интервалы седиментации пород косагашской свиты и сарычабынской серии. Породы сарычабынской серии, мы полагаем, являются более высокометаморфизованными аналогами кварцитов и сланцев косагашской свиты.

Таблица 5. Сопоставление полученных результатов U–Pb датирования обломочных цирконов из измеренных проб с использованием программы Overlap Similarity, (по [48])

Степень перекрытия

	ТЕК-2234		
ТТ-230	0.7347	ТТ-230	
ТТ-233	0.7047	0.8833	ТТ-233

Степень сходства

	ТЕК-2234		
ТТ-230	0.7201	ТТ-230	
ТТ-233	0.7787	0.8246	ТТ-233

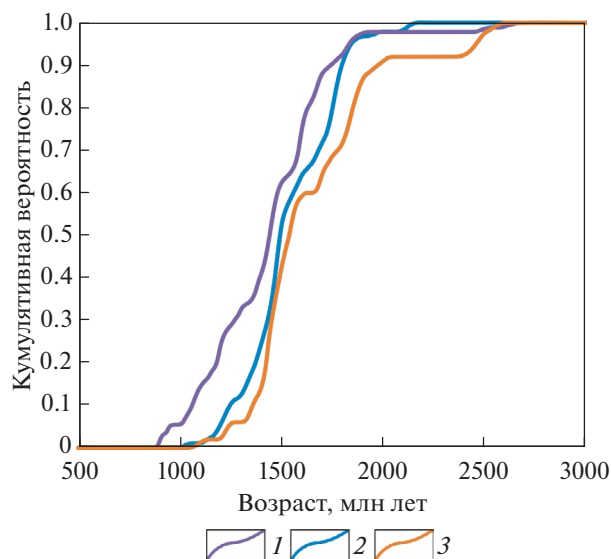


Рис. 9. График кумулятивной вероятности распределения возрастов обломочных цирконов из метасадочных пород Джунгарского террейна (построен с использованием программы Cumulative Prob plot [48]).

1 — слюдястые кварциты сарычабынской серии; 2 — мусковитовые кварцито-сланцы косагашской свиты; 3 — мусковитовые кварциты косагашской свиты

Исследованные породы имеют сходные геохимические особенности, которые позволяют считать, что у обеих толщ источники сноса и условия осадконакопления были близкими. Более высокая степень метаморфизма и мигматизация пород сарычабынской серии может быть связана с внедрением гранитоидов сарычабынского и басканского комплексов с возрастом ~920 млн лет [1, 62]. С этими процессами, вероятно, связано и присутствие в сланцах циркона с оценками возраста менее 1 млрд лет.

Таким образом, накопление протолитов пород сарычабынской серии и косагашской свиты происходило примерно в одно и то же время.

Вычисленные максимумы возрастов циркона для всех изученных проб позволили выделить наиболее молодую статистически значимую популяцию цирконов с максимумом 1026 млн лет, которая определяет нижний возрастной предел накопления протолитов метасадочных пород сарычабынской серии и косагашской свиты.

Верхний возрастной предел их накопления был оценен по времени внедрения гранитоидов сарычабынского и басканского комплексов, возраст кристаллизации которых составил ~920 млн лет [1, 62].

Следовательно, формирование протолитов пород сарычабынской серии и косагашской свиты

происходило в конце мезопротерозоя—начале неопротерозоя (1026–920 млн лет) за счет эрозии комплексов мезопалеопротерозойского возраста.

Типы источников сноса

Полученные петро-геохимические характеристики метасадочных толщ Джунгарского террейна, совместно с данными по составу акцессорных минералов и результатами U–Pb и Lu–Hf исследования обломочного циркона, позволили выделить несколько типов источников кластического материала.

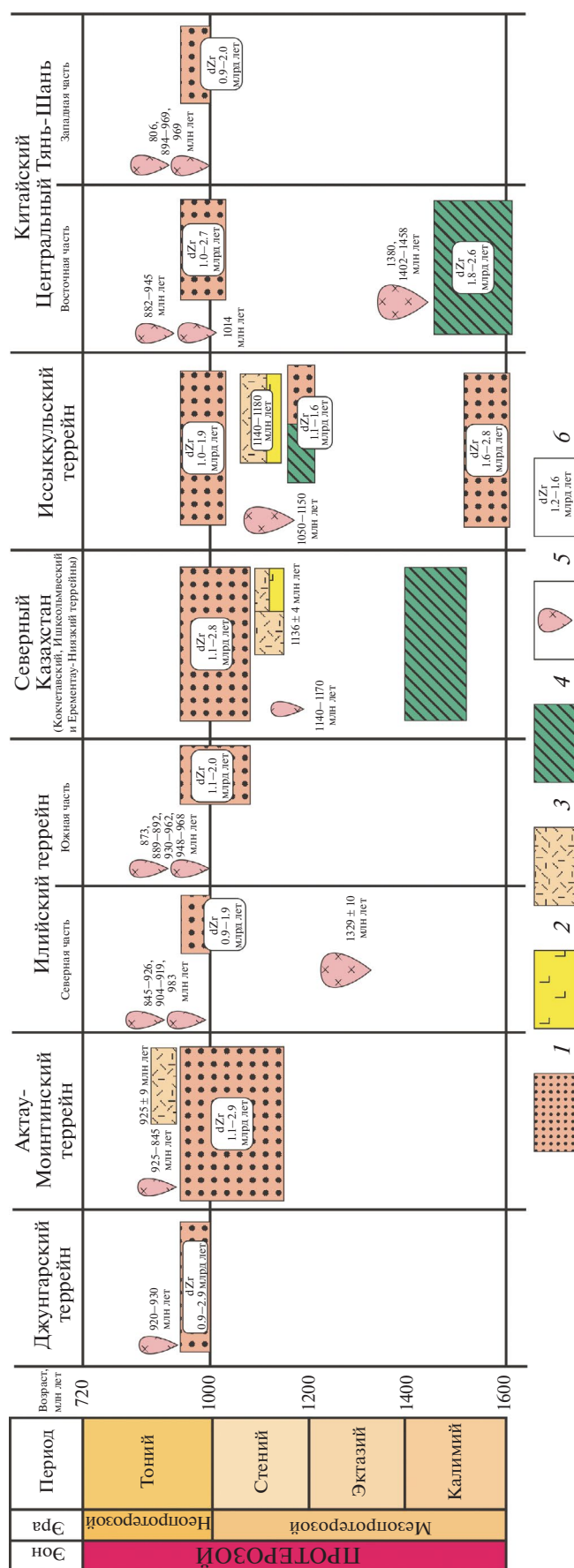
Тип 1 (магматические породы). Вероятным источником данного типа являются магматические породы кислого и основного состава. На присутствие этого источника указывает наличие обломочного циркона, представленного разностями с выраженной магматической зональностью и высокими Th/U (≥ 0.1) отношениями [55] (см. рис. 7, а; Прилож.1: П1).

Об участии магматических пород в строении питающей провинции пород сарычабынской серии и косагашской свиты также свидетельствуют слабо дифференцированные спектры распределения РЗЭ и полученные отношения Co/Th и La/Sc, находящиеся в интервале значений, характерных для терригенных пород, образованных при разрушении пород кислого и основного состава [44] (см. рис. 4, в).

Широкий диапазон значений $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$, характерный для обломочного циркона, свидетельствует о существовании среди источников сноса метасадочных толщ Джунгарского террейна магматических комплексов с разной коровой предысторией (см. рис. 8).

Присутствие циркона с положительными значениями $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ (–0.0...+8.7) и модельными возрастaми $t_{\text{Hf}}(\text{C})$ 1.4–2.0 млрд лет позволяет предполагать существование среди источников сноса комплексов, формировавшихся при участии ювенильных источников мезо–палеопротерозойского возраста, и указывает на процессы наращивания континентальной коры в этот период. Однако циркон с отрицательными значениями $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ (–7.2...–0.7) свидетельствует о присутствии в источнике сноса пород, образовавшихся при магматическом рециклинге более древних коровых образований [55].

Тип 2 (метаморфические породы). Источник второго типа представлен метаморфическими породами. Их присутствие среди пород питающей провинции подтвержден составами изученного рутила. Преобладающая часть рутила характерна для



метапелитовых пород, однако их небольшое количество типично для metabазитов. Полученные значения температур от 444 до 678°C, соответствуют метаморфическим комплексам, сформированным в условиях фации зеленых/голубых сланцев и амфиболитовой/эклогитовой фации метаморфизма (см. рис. 6; см. табл. 3).

Таким образом, накопление метаосадочных пород сарычабынской серии и косагашской свиты происходило за счет эрозии комплексов, среди которых присутствуют metabазиты и метапелиты умеренных и высоких степеней метаморфизма, а также кислые магматические породы, сформированные при участии источников с различной коровой предысторией.

Корреляция мезо-неопротерозойских осадочных последовательностей западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса

Мезопротерозойские–раннепротерозойские осадочные комплексы участвуют в строении большинства докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса. Близкие по строению и возрасту кварцито-сланцевые и кварцито-сланцево-карбонатные толщи развиты в пределах следующих структур [2, 58, 60, 61, 63, 65, 85, 94] (см. рис. 1, б; рис. 10):

- Актау-Илийского блока (Илийский, Джунгарский и Актау-Моинтинский террейны);
- террейнов Северного Казахстана (Кокчетавский, Еременту-Ниязский, Ишкеольмесский террейны);
- Северного Тянь-Шаня (Иссыккульский террейн);
- восточной и западной частей террейна Китайского Центрального Тянь-Шаня.

По строению разрезов изученные метаосадочные толщи Джунгарского террейна наиболее близки к кварцито-сланцевым толщам киикской

Рис. 10. Корреляционная схема мезопротерозойско–неопротерозойских отложений и магматических событий Джунгарского (полученные данные) и Актау-Моинтинского (по [11, 63]) террейнов; северной и южной частям Илийского террейна (по [60, 61, 97]); террейнов Северного Казахстана (по [65]); Иссыккульского террейна (по [2]); западной и восточной частям Китайского Центрального Тянь-Шаня (по [61, 85]).

1 – кварциты, сланцы и кварцито-сланцы; 2–3 – эффузивы состава: 2 – основного, 3 – кислого; 4 – гнейсы, сланцы и амфиболиты; 5 – граниты и гранито-гнейсы; 6 – dZr возрасты наиболее молодых кластеров обломочных цирконов

серии Актау-Моинтинского террейна. Их накопление началось ~1.1 млрд назад, источниками сноса являлись преимущественно мезо- и палеопротерозойские комплексы. Обломочный циркон имеет подобные распределения возрастов и значения $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ ($-7.1...+8.7$) [11, 63] (рис. 11, а–б, д–е).

Отличительной особенностью кварцитов и сланцев Актау-Моинтинского террейна является существенное преобладание в них мезо–палеопротерозойского (1400–1800 млн лет) обломочного циркона с отрицательными значениями $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ до -15 .

В пределах Илийского террейна близкие по строению и возрасту кварцито-сланцевые и кварцито-сланцево-карбонатные толщи выделяются как комплекс Венчуань в северной и комплекс Текеси в южной части Илийского террейна (см. рис. 1, б, 10).

Для этих толщ характерны близкие распределения возрастов обломочного циркона, однако отличительной чертой пород комплекса Венчуань является присутствие заметного количества зерен циркона, имеющих возраст ~0.9 млрд лет (см. рис. 11, в, г) [60].

Наличие зерен циркона такого возраста может быть связано с присутствием среди метаосадочных пород большого количества зон мигматизации, тел и различного размера жил неопротерозойских гранитоидов, которые широко распространены в обеих частях Илийского террейна и имеют близкие модельные возрасты по результатам изучения изотопного состава Nd в породах и Hf в цирконах (в среднем 1.7–2.1 млрд лет назад) [60, 71, 86, 96, 97].

Сравнение полученных распределений возрастов и значений $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ в цирконе из метаосадочных толщ Джунгарского и Илийского террейнов показало, что толщи имеют близкие источники сноса и время седиментации (см. рис. 11, а, в–д, ж, з).

Несмотря на некоторые различия, мы предполагаем, что кварцито-сланцевые и кварцито-сланцево-карбонатные толщи Актау-Моинтинского, Джунгарского и Илийского террейнов являются фрагментом единой осадочной последовательности. Нижний возрастной предел ее накопления составляет ~1100–1200 млн лет. Верхний предел (~920 млн лет) определяется временем внедрения раннепротерозойских гранитоидов, широко распространенных в пределах этих террейнов и прорывающих метаосадочные толщи (см. рис. 10).

Следовательно, формирование этой единой осадочной последовательности происходило в

конце мезопротерозоя–начале неопротерозоя (~1100–1200–~900 млн лет).

По строению разрезов и обстановкам осадконакопления комплексы Актау-Илийского блока близки к кварцито-сланцевым толщам Кокчетавского (шарыкская, андреевская, кокчетавская свиты), Ишкеольмесского (тонгбайская свита) и Еремантау-Ниязского (ниязская и святогорская свиты) террейнов Северного Казахстана и Иссыккульского террейна (джельдысуйская и оввская свиты) Северного Тянь-Шаня [2, 5, 9, 27, 45, 65] (см. рис. 1, б; см. рис. 10).

Накопление кварцито-сланцевых толщ этих террейнов началось ~1 млрд лет назад, источниками сноса являлись мезопротерозойские, палеопротерозойские, неоархейские комплексы [2, 7, 65] (рис. 12).

При этом почти весь циркон из кварцито-сланцевых толщ террейнов Северного Казахстана характеризуется высокими положительными значениями ε_{Hf} , типичными для материнских пород с относительно короткой коровой историей [65] (рис. 13, а).

Сравнение возрастов обломочного циркона в кварцито-сланцевых толщах Актау-Илийский блока, Иссыккульского террейна и террейнов Северного Казахстана показывает их близкие диапазоны накопления (см. рис. 12).

Для кварцитов и сланцев террейнов Северного Казахстана и Иссыккульского террейна характерно существенное преобладание мезопротерозойского (1200–1500 млн лет) обломочного циркона. Мезопротерозойский циркон в толщах, рассматриваемых террейнов, имеет в основном положительные значения $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ до $+12.7$ и близкие модельные возрасты ($t_{\text{Hf}}(C) = 1.2–2.0$ млрд лет) (см. рис. 13, а).

Более древний циркон толщ Актау-Илийского блока характеризуются значительно большим диапазоном значений $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ ($-14...+11$), чем циркон из кварцитов террейнов Северного Казахстана (в основном от 0 до $+11$) (см. рис. 13, а).

Различие характеристик домезопротерозойского обломочного циркона из кварцито-сланцевых толщ террейнов Северного Казахстана могут быть связаны с большей площадью источников сноса, которые на разных участках были сложены комплексами с различной коровой предысторией.

Другим крупным блоком, где широко представлены докембрийские метаосадочные породы, является террейн Китайского Центрального Тянь-Шаня (см. рис. 1, б; 10).

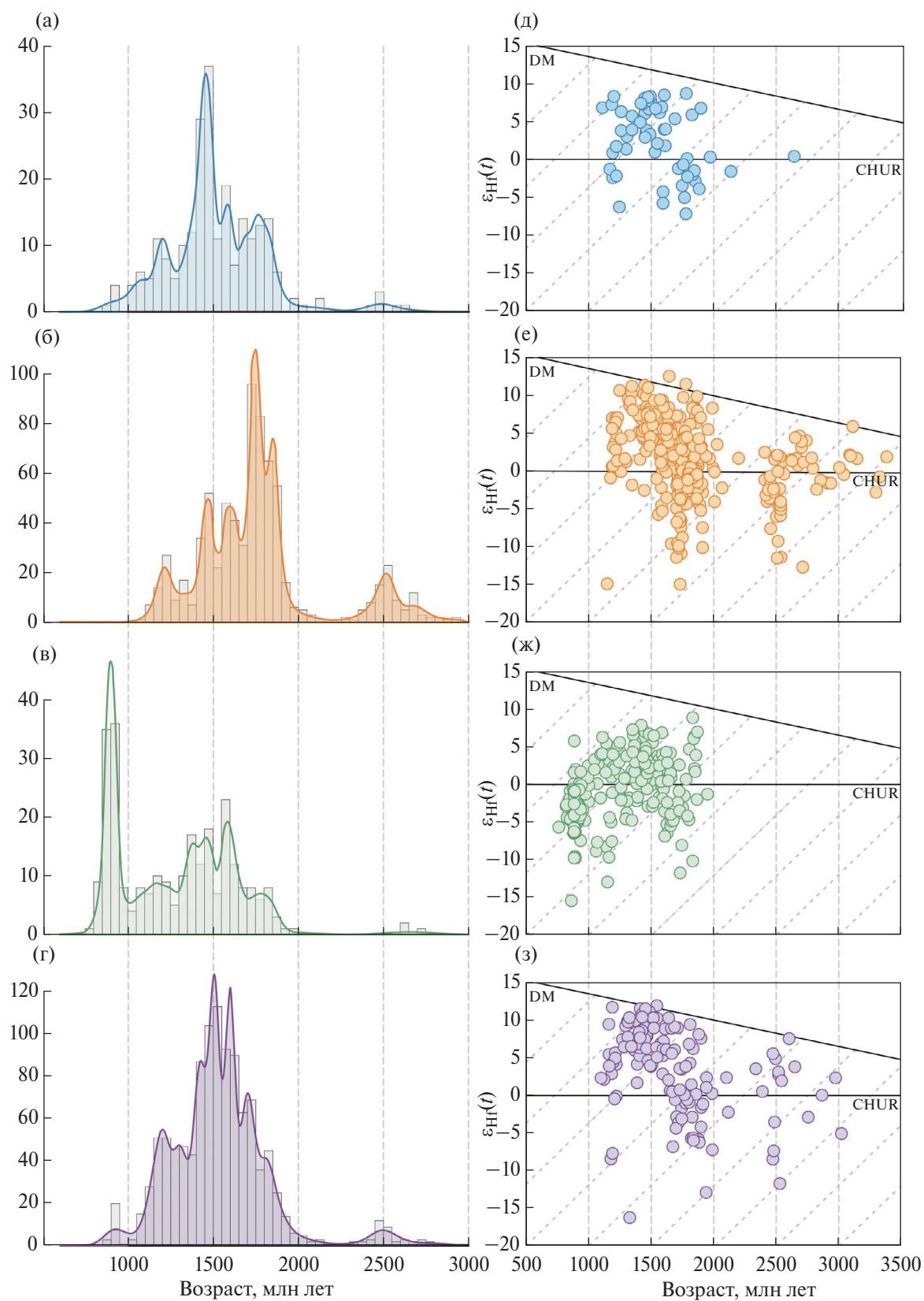


Рис. 11. (а)–(г) – Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возраста обломочных цирконов; (д)–(з) – изотопная диаграмма $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ –возраст (млн лет) для обломочных цирконов.

Террейны: Джунгарский (по полученным данным в (а)–(д)); Актау-Моинтинский (по [11, 63]) в (б)–(е); северная часть Илийского (по [60]) в (в, ж); южная часть Илийского (по [58, 97]) в (г)–(з).

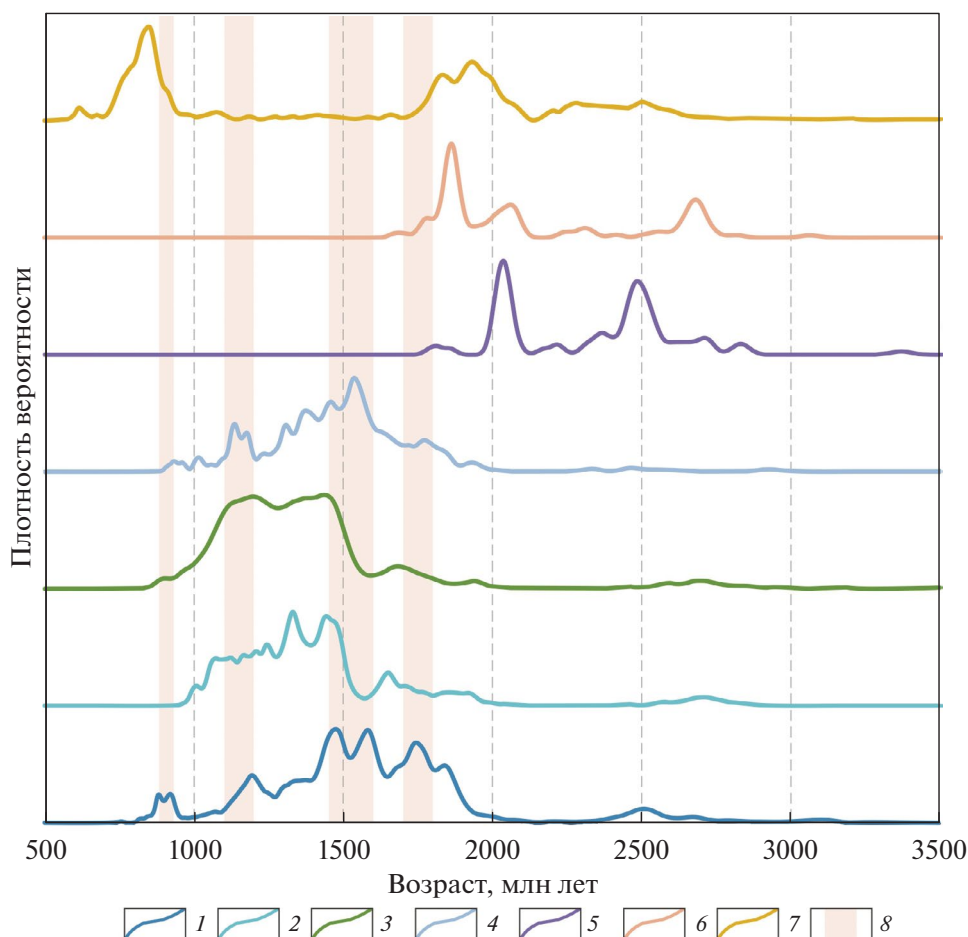


Рис. 12. Графики плотности вероятности возрастов обломочных цирконов из докембрийских метаосадочных толщ террейнов (построены с использованием программ Normalized Prob Plot [48]).

1–7 – террейны: 1 – Джунгарский (полученные данные), Актау-Моинтинский (по [11, 63]), северная и южная части Илийского (по [58, 60, 97]), 2 – Северный Казахстан (по [65]), 3 – Иссыккульский (по [2]), 4 – западная и восточная части Китайского Центрального Тянь-Шаня (по [58, 61, 85]), 5 – Улутауский (по [20]), 6 – Чуйско-Кендыктасский (по [10]), 7 – Таримский кратон (по [52, 53, 94, 95]), 8 – основные события свеконорвежской орогении (по [32, 33]).

В его строении участвуют метаосадочные толщи, сложенные мраморами, кварцитами и кварцито-сланцами, которые относятся на западе к комплексу Кекесу и на востоке – к комплексам Синьсинься и Кавабулак [58, 85].

Несмотря на некоторые различия в домезопротерозойской тектонической истории, в позднем мезопротерозое–раннем неопротерозое в обеих частях Китайского Центрального Тянь-Шаня происходило накопление терригенных толщ [85]. Популяции обломочного циркона из этих толщ имеют диапазон значений от позднего палеопротерозоя до мезопротерозоя, при этом основные возрастные максимумы находятся в интервале 1400–1600 млн лет (см. рис. 12).

Большая часть зерен циркона с мезопротерозойскими оценками возраста имеет положительные

значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ до +13.9, остальные зерна циркона имеют более широкий диапазон значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от –22.1 до +10.6 [61, 85] (см. рис. 13, б). Кроме того, в обеих частях Китайского Центрального Тянь-Шаня широко распространены неопротерозойские гранитоиды, которые имеют близкие изотопно-геохимические характеристики [46, 59, 85, 90].

Сравнение результатов изучения обломочного циркона из метаосадочных толщ Актау-Илийского блока и террейна Китайского Центрального Тянь-Шаня показывает значительное сходство возрастных диапазонов и характеристик изотопного состава Hf (см. рис. 12; см. рис. 13, б).

Неопротерозойские магматические комплексы этих террейнов также имеют близкие возрасты и изотопно-геохимические характеристики [46, 57, 59, 62].

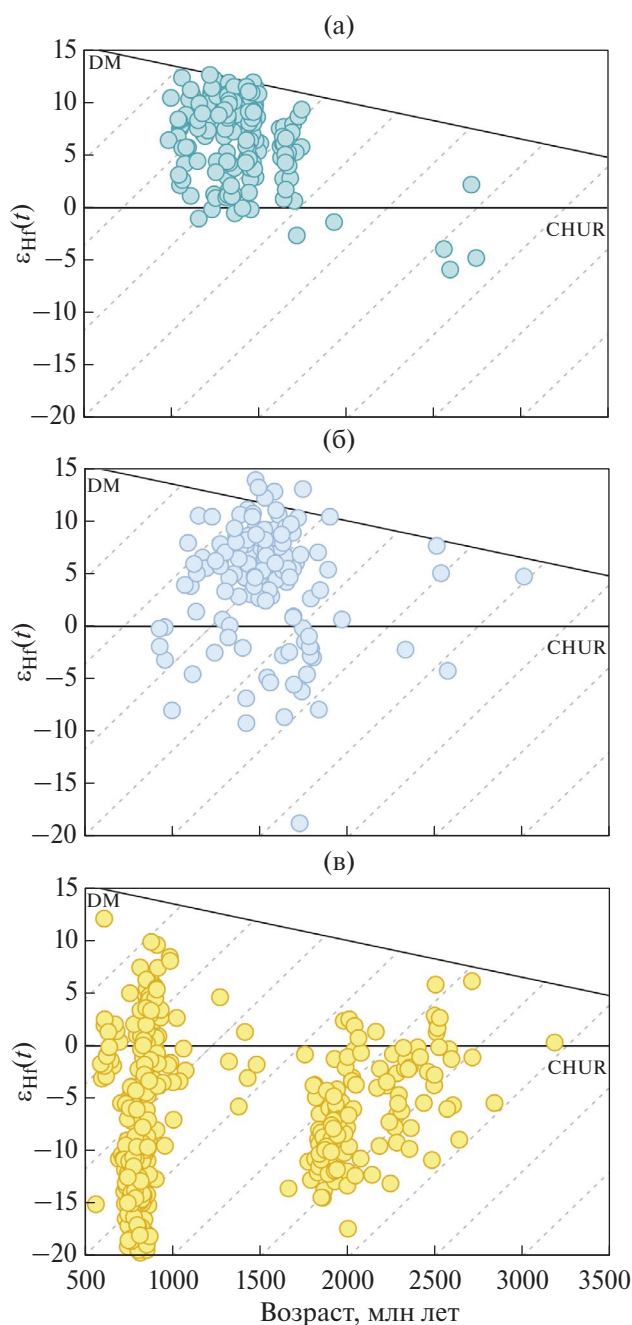


Рис. 13. Изотопная диаграмма ϵ_{Hf} – возраст (млн лет) для обломочных цирконов из докембрийских метасадочных толщ.

(а)–(в) – Террейны: (а) – Северного Казахстана (по [65]), (б) – западная и восточная части Китайского Центрального Тянь-Шаня (по [58, 85]), (в) – Таримский кратон (по [52, 53, 94, 95])

Следовательно, можно предполагать близкое положение рассматриваемых блоков в конце мезопротерозоя–начале неопротерозоя.

Сравнение распределений возрастов обломочного циркона из метасадочных толщ Актау-Илийский блока и раннеопротерозойских

осадочных последовательностей северной части Таримского кратона показало их существенные различия [52, 53, 94, 95] (см. рис. 12).

В толщах, развитых на севере Таримского кратона, почти отсутствует обломочный циркон в интервале 1100–1700 млн лет, большом количестве представленный в толщах Актау-Илийского блока, также существенно отличаются значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ в цирконе [51, 52] (см. рис. 13, в).

Для Таримского кратона на протяжении неоархея–палеопротерозоя характерно преобладание процессов переработки более древней коры, поэтому в осадочных толщах в основном присутствует циркон с отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ [51, 52, 94] (см. рис. 13, в). В то же время в эволюции Актау-Илийского блока одновременно с магматическим рециклингом более древних коровых образований происходили процессы наращивания континентальной коры, что нашло отражение в широком диапазоне значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ циркона из кварцитов и сланцев (см. рис. 13, в).

Эти данные дают основание предполагать, что связь между Актау-Илийским блоком и Таримским кратоном в позднем мезопротерозое–раннем неопротерозое отсутствовала.

Положение Актау-Илийского континентального блока

Особенности строения разрезов, обстановки седиментации, возрастной диапазон и характер источников сноса кварцито-сланцевых толщ позднего мезопротерозоя–раннего неопротерозоя указывает на принадлежность Актау-Илийского, Китайского Центрального Тянь-Шаня, Кокчетавского, Ишкеольмесского, Ерементау-Ниязского и Иссыккульского террейнов к одному крупному континентальному блоку или на их близкое палеогеографическое и палеотектоническое положение.

Согласно предыдущим исследованиям, полученные распределения и основные максимумы возрастов обломочного циркона совпадают с глобальными тектоническими, магматическими и/или метаморфическими событиями, связанными с формированием и распадом суперконтинентов Колумбия и Родиния [40, 76, 92, 93].

В настоящее время существует несколько вариантов положения Актау-Илийского блока, террейнов Китайского Центрального Тянь-Шаня, Иссыккульского террейнов и террейнов Северного Казахстана в структуре суперконтинента Родиния.

Одна из палеомоделей предлагает расположение Китайского Центрального Тянь-Шаня и Илийско-

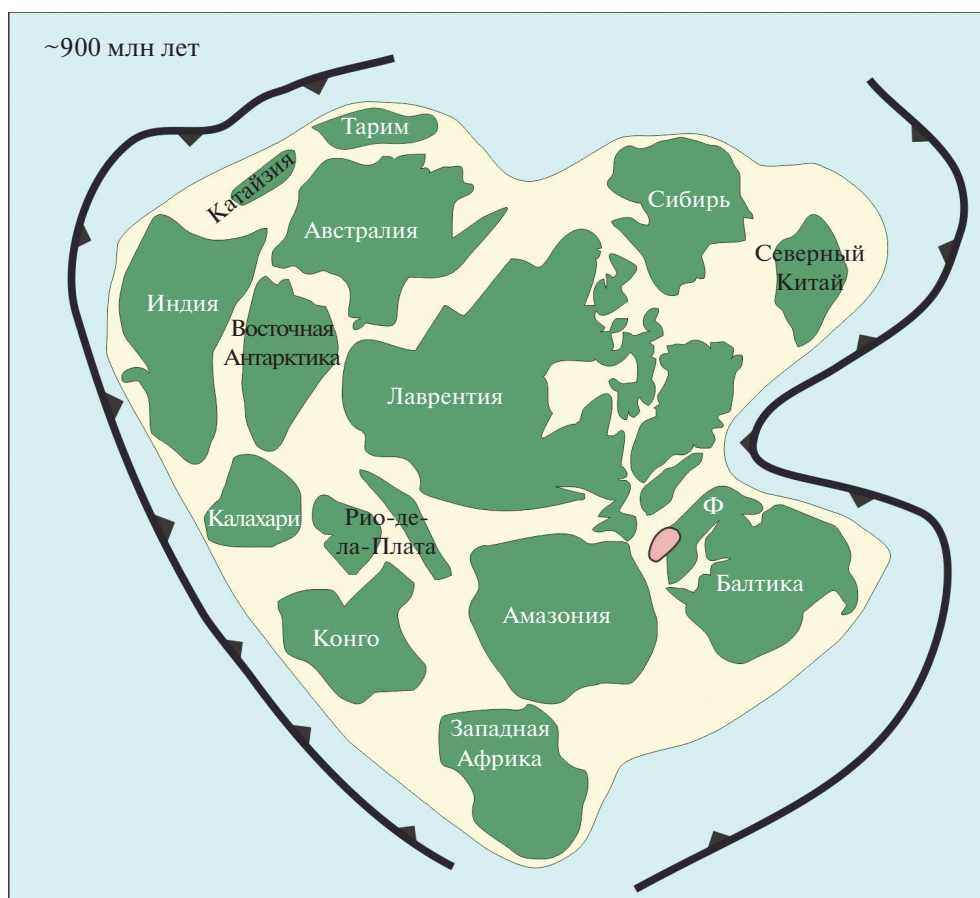


Рис. 14. Палеогеографическая реконструкция суперконтинента Родиния на ~900 млн лет (по данным [41, 61], с изменениями и дополнениями).

Обозначено (пурпур) вероятное положение Ақтау-Илийского блока в структуре суперконтинента Родиния (вместе с террейнами Северного Казахстана, Иссыкульским террейном и Китайским Центральным Тянь-Шанем).

го террейна вблизи Австралии. Эта модель основана на близких распределениях возрастов и изотопно-геохимических характеристиках обломочного циркона из мезопротерозойских осадочных толщ и присутствии магматических комплексов, имеющих возраст ~1.05–1.7 млрд лет, в провинции Масгрейв, которые послужили основными источниками сноса [85, 97].

Альтернативная палеомодель предполагает, что в раннем неопротерозое рассматриваемая группа террейнов располагалась на окраине суперконтинента Родиния, между юго-востоком Сибири и северо-востоком Лаврентии [58]. В основу этой модели было положено сходство распределений возрастов обломочного циркона в толщах этих террейнов с поздне-мезопротерозойскими песчаниками юго-восточной части Сибири и поздне-мезопротерозойско-раннелопротерозойскими метаосадочными толщами северо-востока Лаврентии, Балтики и северо-запада Северного Китая [58].

Кроме близости возрастных и изотопных Hf характеристик обломочного циркона, отмечаются близкие изотопно-геохимические характеристики неопротерозойских (1.0–0.9 млрд лет) гранитоидов S- и I-типов в строении Илийского блока и Китайского Центрального Тянь-Шаня и магматических комплексов, выявленных в пределах Шотландии, Восточной Гренландии, Шпицбергена и Пирии, объединяемых в Вальгальский ороген [37–40].

Однако в пределах террейнов Северного Казахстана и Северного Тянь-Шаня мезопротерозойские (1.05–1.2 млрд лет) магматические комплексы, подстилающие кварцито-сланцевые толщи, представлены постколлизийными гранитоидами, изотопные составы Nd и Hf в цирконах в которых указывают на их формирование в результате магматической переработки раннедокембрийской континентальной коры [21, 24, 25, 68].

Кварцито-сланцевые толщи Ақтау-Моинтинского и Джунгарского террейнов прорваны раннелопротерозойскими (~920 млн лет) гранитами,

изотопно-геохимические особенности которых указывают на их образование во внутримитических обстановках за счет плавления раннедокембрийской континентальной коры [23, 62]. Такие особенности магматических комплексов, которые подстилают и перекрывают кварцито-сланцевые толщи, свидетельствует об отсутствии прямой связи между докембрийскими террейнами Казахстана, Тянь-Шаня с Вальгалльским орогенным поясом, в эволюции которого выявлено два этапа надсубдукционного магматизма в интервале 1070–710 млн лет [38–40].

Иная палеомодель предполагает, что во время формирования суперконтинента Родинии рассматриваемая группа террейнов находилась вблизи Свеконорвежского орогена на юго-западе Балтики [61, 63]. Согласно этой модели, максимумы распределений возрастов обломочного циркона из мезоэопротерозойских осадочных толщ совпадают с основными тектоно-магматическими событиями в Свеконорвежском орогене, что позволяет предполагать нахождение этих террейнов вблизи западной части Балтики [61, 70].

Характерной особенностью кварцито-сланцевых толщ террейнов Казахстана и Северного Тянь-Шаня является преобладание в них обломочного циркона раннемезопротерозойского возраста с максимумами ~1600, 1500 млн лет, что совпадают с возрастными основными тектоно-термальными событиями на юго-западной части Балтики (см. рис. 12):

- Готское (1640–1520 млн лет);
- Телемаркское (1520–1480 млн лет);
- Халландско–Данополонское (1470–1420 млн лет).

Такое сходство может указывать на близкое положение рассматриваемой группы террейнов по отношению к массивам Идфьорд, Телемаркия, Бэмбл, Конгсберг, Идфьорд и Восточному сегменту Свеконорвежского орогена. Присутствие обломочного циркона с возрастными 1100–1200 млн лет отражает аккрецию этих террейнов к юго-западной окраине Балтики в ходе свеконорвежской орогении (см. рис. 12).

Большое количество обломочного циркона с возрастными 1700–1800 млн лет в метаосадочных толщах Актау-Илийского блока может указывать на поступление кластического материала из параавтохтонного Восточного сегмента, где отмечаются интенсивные проявления позднепалеопротерозойского (1800–1640 млн лет) гранитоидного магматизма [33]. При таком положении рассма-

триваемой группы террейнов позднемезопротерозойский (1050–1200 млн лет) постколлизийный гранитоидный магматизм и последующее накопление кварцито-сланцевых толщ в позднем мезопротерозое–раннем неопротерозое коррелируется с бимодальным магматизмом и накоплением осадочного чехла, которые завершают наиболее раннюю фазу Свеконорвежской орогении, приводящую к коллизии террейнов Идфьорд и Телемаркия [32, 33].

Анарогенный магматизм (~920 млн лет), завершающий накопление метатерригенных толщ Актау-Илийского блока, может отражать завершающую фазу свеконорвежской орогении, которая в начале Тония (~930–920 млн лет) сопровождалась интенсивным магматизмом, включающим становление гранитов А-типа и анортозитов [32, 33] (см. рис. 12).

Таким образом, мезоэопротерозойская история развития группы террейнов западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса, включающая два этапа ~1100 и 900 млн лет гранитоидного магматизма, разделенные накоплением кварцито-сланцевых толщ, совпадает с тектоно-магматической эволюцией юго-запада Балтики и отражает полный цикл Свеконорвежской орогении (см. рис. 12).

Наиболее вероятным положением Актау-Илийского блока и других родственных террейнов Казахстана и Китайского Центрального Тянь-Шаня в структуре Родинии может считаться их позиция вблизи Свеконорвежского орогена на западе Балтики (рис. 14).

ВЫВОДЫ

1. Полученные результаты U–Pb и Lu–Hf изотопно-геохронологического изучения обломочного циркона из пород сарычабынской серии и косагашской свиты Джунгарского террейна Южного Казахстана позволяют считать их единым стратиграфическим уровнем. Накопление осадочных протолитов этих толщ началось ~1026 млн лет и продолжалось до внедрения гранитоидов сарычабынского и басканского комплексов, возраст которых составляет ~920 млн лет.

2. Среди источников сноса, подвергавшихся эрозии при накоплении протолитов метаосадочных пород сарычабынской серии и косагашской свиты, присутствовали мезопротерозойские и палеопротерозойские комплексы. Среди них можно выделить метабазиты и метапелиты умеренных и высоких ступеней метаморфизма, а также кислые магма-

тические породы, сформированные при участии источников с различной коровой предысторией.

3. Близкий возрастной интервал и характер источников сноса метасадочных толщ позднего мезопротерозоя—раннего неопротерозоя свидетельствуют о близости Джунгарского, Актау-Моинтинского, Илийского, Иссыккульского, Китайского Центрального Тянь-Шаня и террейнов Северного Казахстана, которые в это время, как мы полагаем, представляли собой единый континентальный блок.

4. Позднедокембрийская история развития Актау-Илийского блока и других родственных докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского орогенного пояса имеет сходство с тектоно-магматической эволюцией юго-запада Балтики и отражает полный цикл Свеконорвежской орогении. Наиболее вероятным расположением этих террейнов в структуре суперконтинента Родинии может считаться их позиция вблизи Свеконорвежского орогена на западе палеоконтинента Балтики.

Благодарности. Авторы благодарны д.г.-м.н. А.В. Корсакову (ИГМ, г. Новосибирск, Россия) за помощь в проведении микронзондовых исследований. Авторы выражают искреннюю признательность рецензенту А.А. Сорокину (Институт геологии и природопользования ДВО РАН (ИГиП), Амурская обл., г. Благовещенск, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии, которые позволили улучшить статью, и благодарят редактора М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда проект № 22-77-00082 в рамках выполнения государственного задания ГИН РАН. Lu-Hf LA-ICP-MS исследование проведено в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН в рамках темы № 123011800012-9 государственного задания ИГГ УрО РАН.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Д.В., Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Каныгина Н.А. Раннепротерозойские (~920 млн лет) гранито-гнейсы Джунгарского Алатау, южный Казахстан: обоснование возраста по результатам U-Th-Pb (SIMS)-датирования // ДАН. 2021. Т. 496. № 1. С. 17–21.
2. Алексеев Д.В., Худолей А.К., Дюфрейн С.Э. Палеопротерозойские и неопротерозойские кварциты Киргизского Северного Тянь-Шаня: обоснование возраста по результатам датирования обломочных цирконов // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 5–9.
3. Барчан Г.Н., Дубровский А.Г., Керн К.В. и др. Геологическая карта Текелийского рудного района. — М-6 1:50 000. — Объяснительная записка. — М.: Мингео СССР, 1985. 180 с.
4. Беспалов В.Ф., Костенко Н.Н. Геологическая карта Казахской ССР. — М-6 1:500 000. — Южно-Казахстанская серия. — Объяснительная записка. — Алма-Ата: Мингео СССР, 1981. 248 с.
5. Гвоздик Н.И. Некоторые результаты литологического изучения протерозойских сланцево-кварцитовых толщ Актау-Моинтинского антиклинория. — Кн.1. — Проблемы геологии Центрального Казахстана. — Под ред. Ю.А. Зайцева — М.: МГУ, 1980. С. 41–55.
6. Геология Северного Казахстана. — Под ред. М.А. Абдулкабировой — Алма-Ата: Наука, 1987. 224 с.
7. Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Третьяков А.А., Котов А.Б., Ван К.-Л. Возраст и источники докембрийских циркон-рутиловых россыпей Кокчетавского сиалического массива (Северный Казахстан) // ДАН. 2015. Т. 464. № 5. С. 584–588.
8. Дегтярев К.Е. Положение Актау-Джунгарского микроконтинента в структуре палеозойского Центрального Казахстана // Геотектоника. 2003. № 4. С. 14–34.
9. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б., Астраханцев О.В. Палеогеография позднего докембрия—раннего палеозоя Северной Евразии. — Под ред. ... — Екатеринбург: Изд-во, 1998. С. 159–166.
10. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Пан К.-Н., Ван К.-Л., Ли Х.-Ян, Плоткина Ю. В. Первые результаты U-Pb-изучения обломочных цирконов из докембрийских кварцито-сланцевых толщ Чуйского блока (южный Казахстан) // ДАН. 2019. Т. 489. № 1. С. 52–56.
11. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Pang K.-N., Wang K.-L., Lee H.-Y. Кварцито-сланцевые толщи Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан): структурное положение, источники сноса, основные этапы формирования континентальной коры в докембрии // Геотектоника. 2020. № 2. С. 75–93.
12. Козаков И.К. Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. — Под ред. И.К. Козакова. — СПб.: Наука, 1993. 270 с.
13. Лыдка К., Филатова Л.И. Главные черты литостратиграфии кокчетавской серии протерозоя Кокчетавского массива // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 4. С. 130–136.
14. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. Т. 1. № 6. С. 3–32.
15. Никитин И.Ф., Цай Д.Т., Шлыгин А.Е. Рудовмещающие толщи Коксу-Текелийского рудного района // Отечественная геология 1993. № 3. С. 33–41.
16. Никитченко И.И. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Джунгарского Алатау // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1978. № 5. С. 1–14.

17. Попов Н.В., Добрецов Г.Л. Петрология полихронных плутонов (на примере Джунгарского Алатау). — Под ред. Э.П. Исоха. — Новосибирск: Наука, 1982. 133 с.
18. Спиридонов Э.М. О толщах кварцитов среднего и верхнего рифея Северного Казахстана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. В. 2. С. 71–77.
19. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора и ее состав и эволюция. — Под ред. Л.С. Бородина. — М.: Мир, 1988. 379 с.
20. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Летникова Е.Ф., Журавлев А.Н., Третьякова К.А. Эволюция Улутауского террейна (Центральный Казахстан) в палеопротерозое—эдиакарии. — В кн.: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). — Матлы науч. конф., Иркутск (17–20 октября 2023 года) — Иркутск: ИЗК СО РАН, 2023. С. 252–254.
21. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Среднерифейский гнейсограниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН. 2011b. Т. 440. № 4. С. 511–515.
22. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Рязанцев А.В., Пилицына А.В., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В. Палеопротерозойские анорогенные гранитоиды Жельтавского сиалического массива (Южный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН. 2016. Т. 466. № 2. С. 196–201.
23. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В. Неопротерозойская анорогенная риолит-гранитная вулканоплутоническая ассоциация Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан): возраст, источники и палеотектоническая позиция // Петрология. 2015. Т. 23. № 1. С. 26–49.
24. Третьяков А.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН. 2011a. Т. 438. № 5. С. 644–648.
25. Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В. Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // ДАН. 2011. Т. 436. № 4. С. 499–503.
26. Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.
27. Филатова Л.И., Гвоздик Н.И., Зубаткина Г.М. К стратиграфии протерозоя Центрального Казахстана. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. — Под ред. Е.Е. Милановского. — М.: Наука, 1988. С. 15–29.
28. Червяковская М.В., Вотяков С.Л., Червяковский В.С. Изучение Lu/Hf изотопного состава цирконов с помощью многоколлекторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Neptune Plus и при-
ставки для лазерной абляции NWR 213 // Аналитика и контроль. 2021. Т. 25. № 3. С. 212–221.
29. Геология Чу-Илийского региона. — Под ред. А. А. Абдулина — Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.
30. Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.
31. Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tret'yakov A.A., Xia, X., Liu, D.Y. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 42. P. 805–820.
32. Bingen B., Nordgulen Ø., Sigmond E.M.O., Tucker R.D., Mansfeld J., Högdahl K. Relations between 1.19–1.13 Ga continental magmatism, sedimentation and metamorphism, Sveconorwegian province, South Norway // Precambrian Research. 2003. V. 124. P. 215–241.
33. Bingen B., Skår Ø., Marker M., Sigmond E.M.O., Nordgulen Ø., Raganhildsveit J., Mansfeld J., Tucker R.D., Liégeois J.-P. Timing of continental building in the Sveconorwegian orogen, SW Scandinavia // Norw. J. Geol. 2005. V. 85. P. 87–116.
34. Blichert-Toft J., Albarède F. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. V. 148. P. 243–258.
35. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry*. — Ed. by P. Henderson, (Elsevier, NY, USA. 1984), P. 63–114.
36. Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J. B. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth and Planet. Sci. Lett. 2016. V. 449. P. 118–126.
37. Cawood P.A., Pisarevsky S.A. Laurentia-Baltica-Ama-zonia relations during Rodinia assembly // Precambrian Research. 2017. V. 292. P. 386–397.
38. Cawood P.A., Strachan R., Cutts K., Kinny P.D., Hand M., Pisarevsky S. Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic // Geology. 2010. V. 38. P. 99–102.
39. Cawood P.A., Strachan R.A., Merle R.E., Millar I.L., Loewy S.L., Dalziel I.W.D., Kinny P.D., Jourdan F., Nemchin A.A., Connelly J.N. Neoproterozoic to early Paleozoic extensional and compressional history of East Laurentian margin sequences: The Moine supergroup, Scottish Caledonides // GSA. Bull. 2015. V. 127. P. 349–371.
40. Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 449. P. 118–126.
41. Cawood P.A., Wang Y., Xu Y., Zhao G. Locating South China in Rodinia and Gondwana: a fragment of greater India lithosphere? // Geology. 2013. V. 41. P. 903–906.

42. *Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1–37.
43. *Cullers R.L.* The chemical signature of source rocks in size fractions of Holocene stream sediment derived from metamorphic rocks in the Wet Mountains region, Colorado, USA // *Chem. Geol.* 1994. V. 113. P. 327–343.
44. *Cullers R.L.* The geochemistry of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: Implications for provenance and metamorphic studies // *Lithos.* 2000. V. 51. P. 181–203.
45. *Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V.* Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // *Gondwana Research.* 2017. V. 47. P. 44–75.
46. *Gao J., Wang X.-S., Klemm R., Jiang T., Qian Q., Mu L.-X., Ma Y.-Z.* Record of assembly and breakup of Rodinia in the southwestern Altaids: Evidence from Neoproterozoic magmatism in the Chinese Western Tianshan orogen // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 113. P. 173–193.
47. *Gehrels G.* Introduction to detrital zircon studies of Paleozoic and Triassic strata in Western Nevada and Northern California // *GSA. Spec. Pap.* 2000. V. 347. P. 1–17.
48. *Gehrels G.E.* Detrital zircon U–Pb geochronology: Current methods and new opportunities. – In: *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances.* – Ed. by C. Busby, A. Azor, (Wiley-Blackwell, Chichester, UK. 2012). P. 47–62.
49. *Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Andersen T., Plavsa D., Izmer A., Vanhaecke F., De Grave J.* Formation of the Kokchetav subduction–collision zone (Northern Kazakhstan): Insights from zircon U–Pb and Lu–Hf isotope systematics // *Gondwana Research.* 2015. V. 27. P. 424–438.
50. *Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X.* Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes // *Lithos.* 2002. V. 61. P. 237–269.
51. *He J., Zhu W., Zheng B., Wu H., Cui X., Lu Y.* Neoproterozoic diamictite-bearing sedimentary rocks in the northern Yili Block and their constraints on the Precambrian evolution of microcontinents in the western Central Asian Orogenic Belt // *Tectonophysics.* 2015b. V. 665. P. 23–36.
52. *He J.W., Zhu W.B., Ge R.F.* New age constraints on Neoproterozoic diamictites in Kuruktag, NW China and Precambrian crustal evolution of the Tarim Craton // *Precambrian Research.* 2014a. V. 241. P. 44–60.
53. *He J.W., Zhu W.B., Ge R.F., Zheng B.H., Wu H.L.* Detrital zircon U–Pb ages and Hf isotopes of Neoproterozoic strata in the Aksu area, northwestern Tarim Craton: implications for supercontinent reconstruction and crustal evolution // *Precambrian Research.* 2014b. V. 254. P. 194–209.
54. *Herron M.M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sediment. Petrol.* 1988. V. 58. P. 820–829.
55. *Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 53. P. 27–62.
56. *Hu A.Q., Wei G.J., Jahn B.M., Zhang J.B., Deng W.F., Chen L.L.* Formation of the 0.9 Ga Neoproterozoic granitoids in the Tianshan Orogen, NW China: constraints from the SHRIMP zircon age determination and its tectonic significance // *Geochimica.* 2010. V. 39. № 3. P. 197–212 (in Chinese with English abstract).
57. *Huang B.T., He Z.Y., Zhang Z.M., Klemm R., Zong K.Q., Zhao Z.D.* Early Neoproterozoic granitic gneisses in the Chinese Eastern Tianshan: Petrogenesis and tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2015a. V. 113. № 1. P. 339–352.
58. *Huang H., Cawood P.A., Hou M.C., Xiong F.H., Ni S.J., Gong T.T.* Provenance of latest Mesoproterozoic to early Neoproterozoic (meta)-sedimentary rocks and implications for paleogeographic reconstruction of the Yili Block // *Gondwana Research.* 2019. V. 72. P. 120–138.
59. *Huang Z., Long X., Kröner A., Yuan C., Wang Y., Chen B., Zhang Y.* Neoproterozoic granitic gneisses in the Chinese Central Tianshan block: Implications for tectonic affinity and Precambrian crustal evolution // *Precambrian Research.* 2015b. V. 269. P. 73–89.
60. *Huang Z., Long X., Yuan C., Sun M., Wang Y., Zhang Y., Chen B.* Detrital zircons from Neoproterozoic sedimentary rocks in the Yili block: Constraints on the affinity of microcontinents in the southern Central Asian orogenic belt // *Gondwana Research.* 2016. V. 37. P. 39–52.
61. *Huang Z., Yuan C., Long X., Zhang Y., Du L.* From breakup of Nuna to assembly of Rodinia: A link between the Chinese Central Tianshan block and Fennoscandia // *Tectonics.* 2019. V. 38. P. 4378–4398.
62. *Kanygina N., Tretyakov A., Alexeiev D., Degtyarev K., Skoblenko A., Soloshenko N., Ermolaev B.* Early Neoproterozoic granite-gneisses of the Junggar Alatau (Southeastern Kazakhstan): Age, petrogenesis and tectonic implications // *Acta Geologica Sinica.* 2024. V. 98. № 1. P. 67–82.
63. *Kanygina N., Tretyakov A., Degtyarev K., Kovach V., Skuzovatov S., Pang K.-N., Wang K.-L., Lee H.-Y.* Late Mesoproterozoic–early Neoproterozoic quartzite–schist sequences of the Aktau–Mointy terrane (Central Kazakhstan): Provenance, crustal evolution, and implications for paleotectonic reconstruction // *Precambrian Research.* 2021. V. 354. Art. 106040.
64. *Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.* One view on the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis of primitive andesite and lower crust // *Treat. Geochem.* 2014. P. 749–806.
65. *Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K.-L., Chung S.-L., Lee H.-Y., 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. V. 47. P. 28–43.
66. *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. V. 21. P. 901–927.

67. Kröner A., Alexeiev D.V., Kovach V.P., Rojas-Agramonte Y., Tretyakov A.A., Mikolaichuk A.V., Xie H., So-bel 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 Tianshan orogenic belt // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 135. P. 122–135.
68. 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. V. 23. P. 272–295.
69. Kröner A., Windley B.F., Badarch G., Tomurtogoo O., Hegner E., Jahn B.M., Gruschka S., Khain E.V., Demoux A., Wingate M.T.D. Accretionary growth and crust formation in the Central Asia orogenic belt and comparison with the Arabian–Nubian shield // *GSA Bull.* 2007. V. 200. P. 1–29.
70. Liu C., Zhao G., Liu F., Shi J. Detrital zircon U–Pb and Hf isotopic and whole-rock geochemical study of the Bayan Obo group, northern margin of the North China craton: Implications for Rodinia reconstruction // *Precambrian Research.* 2017. V. 303. P. 372–391.
71. Liu H.S., Wang B., Shu L.S., Jahn B.M., Lizuka Y., Chen Y. Detrital zircon ages of Proterozoic meta-sedimentary rocks and Paleozoic sedimentary cover of the northern Yili block: Implications for the tectonics of microcontinents in the Central Asian orogenic belt // *Precambrian Research.* 2014. V. 252. P. 209–222.
72. Ludwig K.R. Isoplot v. 4.15. Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochron. Center. Spec. Publ.* 2008. V. 4. P. 76.
73. McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. – In: *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments.* – Ed. by M.J. Johnson, A. Basu, (GSA Spec. Pap. 1993. V. 284), P. 21–40.
74. Meinhold G. Rutile and its application in Earth sciences // *Earth Sci. Rev.* 2010. V. 102. P. 1–28.
75. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* 1982. V. 299. P. 715–717.
76. Rogers J.W., Santosh M. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent // *Gondwana Research.* 2002. V. 5. No. 1. P. 5–22.
77. Sengör A.M.C., Natal'In B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature.* 1993. V. 364. P. 299–307.
78. Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S., Okina O.I., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Kuznetsov N.B., Romanjuk T.V., Lyapunov S.M. U–Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow). – *Proc. 10th Int. conference “Analysis of Geological and Environmental Materials,”* (Sydney, Australia. 2018. Abstr.), p. 63.
79. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. – In: *Magmatism in the Ocean Basins.* – Ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42), P. 313–345.
80. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. – (Blackwell, Oxford, UK. 1985), 312 p.
81. Tomkins H.S., Powell R., Ellis D.J. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer // *J. Metamorph. Geol.* 2007. V. 25. P. 703–713.
82. Triebold S., von Eynatten H., Zack T. A recipe for the use of rutile in sedimentary provenance analysis // *Sedimentary Geology.* 2012. V. 282. P. 268–275.
83. Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. LA-ICP-MS in the Earth sciences – appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS. – In: *Short Course Mineralogical Assoc.* – Ed. by P.J. Sylvester, (St. John's Publ., Ottawa, Canada, 2001. V. 29), P. 239–243.
84. Vermeesch P. Isoplot R: A free and open toolbox for geochronology // *Geosci. Frontiers.* 2018. V. 9. P. 1479–1493.
85. Wang L.X., Huang H., Hou M.C., Kneller B., Xiong F. H., Luo H.W., Zhu S.X. Reconstruction of microcontinents during the assembly of Rodinia: A case study from the Central Tianshan block // *Precambrian Research.* 2024. V. 400. Art. 107270.
86. Wang B., Liu H., Shu L., Jahn B., Chung S., Zhai 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 Tianshan // *Precambrian Research.* 2014a. V. 242. P. 58–81.
87. Wang B., Shu L., Liu H., Gong H., Ma Y., Mu L., Zhong L. First evidence for ca. 780 Ma intra-plate magmatism and its implications for Neoproterozoic rifting of the North Yili block and tectonic origin of the continental blocks in SW of Central Asia // *Precambrian Research.* 2014b. V. 254. P. 258–272.
88. Watson E. B., Wark D. A., Thomas J. B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. V. 151. P. 413–433.
89. Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // *J. Geol. Soc. London.* 2007. V. 164. P. 31–47.
90. Yang T.N., Li J.Y., Sun G.H., Wang Y.B. Mesoproterozoic continental arc type granite in the Central Tianshan Mountains: zircon SHRIMP U–Pb dating and geochemical analyses // *Acta Geol. Sin.* 2008. V. 82. P. 117–125.
91. Zack T., Moraes R., Kronz A. Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004a. V. 148. № 4. P. 471–488.
92. Zhao G. C., Cawood P. A., Wilde S. A., Sun M. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens implications for a pre-Rodinia supercontinent // *Earth Sci. Rev.* 2002. V. 59. P. 125–162.
93. Zhao G. C., Sun M., Wilde S. A., Li S. Z. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: Assembly, growth and breakup // *Earth Sci. Rev.* 2004. V. 67. № 1-2. P. 91–123.

94. Zheng B.H., Zhu W.B., Ge R., Wu H., He J., Lu Y. Proterozoic tectonic evolution of the Tarim craton: New insights from detrital zircon U–Pb and Lu–Hf isotopes of metasediments in the Kuruktag area // *Precambrian Research*. 2020. V. 346. Art. 105788.
95. Zhu W., Zheng B., Shu L., Ma D., Wu H., Li Y., Huang W., Yu J. Neoproterozoic tectonic evolution of the Precambrian Aksu blue-schist terrane, Northwestern Tarim, China: Insights from LA-ICP-MS zircon U–Pb ages and geochemical data // *Precambrian Research*. 2011. V. 185. P. 215–230
96. Zhu X., Wang B., Cluzel D., He Z., Zhou Y., Zhong L. Early Neoproterozoic gneissic granitoids in the southern Yili block (NW China): Constraints on microcontinent provenance and assembly in the SW Central Asian orogenic belt // *Precambrian Research*. 2019. V. 325. P. 111–131.
97. Zhu X., Wang B., Sun Z., Liu J., He Z., Zhong L. Detrital zircon ages of the Mesoproterozoic metasedimentary rocks in the southern Yili block: Implications for tectonic affinities of the microcontinents in SW Central Asian orogenic belt // *Precambrian Research*. 2020. V. 350. Art. 105926.
98. Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR: a plate-tectonic synthesis. – In: *Geology of the USSR*. – Ed. by B.M. Page, (AGU, Washington, DC, USA. 1990. V.21), 242 p.

Geological Position of the Junggar Terrane (Southern Kazakhstan) in the Structure of Rodinia Supercontinent: Results of Research of the Late-Precambrian Metasedimentary Complexes

N. A. Kanygina^{a, *}, A. A. Tretyakov^a, K. E. Degtyarev^a, A. S. Dubenskiy^a,
K. G. Erofeeva^a, V. S. Sheshukov^a, V. S. Chervyakovskiy^b, M. V. Chervyakovskaya^b

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

^b*A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of the Russian Academy of Sciences,
bld. 15, st. Academician Vonsowski, 620016 Yekaterinburg, Russia*

*e-mail: kanygina.nadia@gmail.com

The results of studying of the Precambrian metasedimentary sequences of the Junggar terrane located in South Kazakhstan are given in the article. In the structure of the Junggar terrane, we studied the rocks of the Sarychebyn group and Kosagash formation. Petrogeochemical data combined with the results of U–Pb and Lu–Hf isotope-geochronological studies of the detrital zircons showed that the Sarychebyn Group and the Kosagash formation represent a similar stratigraphic level that accumulation occurred in the Late Mesoproterozoic to Early Neoproterozoic (~1026–~920 Ma). The main sources of the detrital zircon age populations were the Mesoproterozoic and Paleoproterozoic complexes. Among these complexes can be identified metabasites and metapelites of intermediate and high metamorphic grades, as well as felsic igneous rocks formed with the participation of various sources, can be distinguished. The Junggar terrane exhibits a close tectonic affinity with the Aktau-Mointy, Yili, Issyk-Kul, Chinese Central Tien-Shan, and the Northern Kazakhstan terranes in the Late Precambrian. They were probably located near the Sveconorwegian orogen in the western Baltica within the Rodinia supercontinent structure.

Keywords: Junggar terrane, paleoreconstruction, Rodinia supercontinent, Neoproterozoic, provenance, detrital zircons, U–Pb dating, Lu–Hf isotopes