

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ УЛУТАУСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОТОЛИТОВ¹

© 2020 г. А. А. Третьяков¹ *, К. Е. Дегтярев¹, Н. А. Каныгина¹, Е. Ф. Летникова²,
Ф. И. Жимулев², В. П. Ковач³, Н. К. Данукалов¹, Н.-У. Lee⁴

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

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
просп. Акад. Коптюга, д. 3, 630090 Новосибирск, Россия

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
наб. Макарова, д. 2, 199034 Санкт-Петербург, Россия

⁴Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, 128 Academia Road, Taipei 115, Nankang, Taiwan

*e-mail: and8486@yandex.ru

Поступила в редакцию 07.05.2020 г.

После доработки 04.06.2020 г.

Принята к публикации 28.07.2020 г.

В статье приведены результаты изучения метаморфических толщ, которые традиционно относились к наиболее древним – раннедокембрийским комплексам фундамента Улутауского массива в Центральном Казахстане. Показано, что протолиты метаморфических пород входили в состав контрастной вулканогенно-осадочной толщи. Результаты изотопно-геохронологического U–Th–Pb изучения цирконов (LA-ICP MS, SHRIMP II) показали, что формирование этой толщи происходило во второй половине тонийского периода неопротерозоя в течение узкого интервала (762–788 млн лет). Метаморфические преобразования пород завершились до внедрения щелочных сиенитов (673 ± 2 млн лет), которые не затронуты метаморфизмом. Изотопные составы Nd метаморфических пород свидетельствуют о происхождении их протолитов за счет эрозии и частичного плавления более древних комплексов докембрийской континентальной коры Улутауского массива. Изотопные составы Hf цирконов свидетельствуют, что основные стадии формирования и переработки континентальной коры массива происходили на протяжении неoarхея–неопротерозоя и совпадали с основными этапами докембрийского магматизма в западной части Центрально-Азиатского пояса.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский пояс, неопротерозой, метаморфические комплексы, протолит, детритовые цирконы, U–Pb-датирование, Lu–Hf изотопия

DOI: 10.31857/S0016853X20050100

ВВЕДЕНИЕ

Характерной особенностью западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса является присутствие большого количества массивов с докембрийской континентальной корой, отделенных друг от друга нижнепалеозойскими зонами, в строении которых участвуют офиолиты и островодужные комплексы [3]. В пределах большинства массивов выделяются неметаморфизованный венд–нижнепалеозойский чехол, образованный терригенно-карбонатными и кремнисто-терригенными толщами, и фундамент, сложенный довендскими комплексами [30]. В строении фун-

дамента широко распространены метаморфизованные осадочные (в основном кварцито-сланцевые) и магматические (вулканогенно-осадочные толщи преимущественно кислого состава и комагматичные им гранитоиды) образования.

В последние годы был получен большой объем новых данных по возрасту и источникам вещества комплексов фундамента многих докембрийских массивов западной части Центрально-Азиатского пояса. Эти данные позволили установить, что накопление кварцито-сланцевых толщ фундамента сиалических массивов Северного и Центрального Казахстана, а также Северного Тянь-Шаня происходило в конце мезопротерозоя–начале неопротерозоя, а источниками кластического материала при их накоплении явля-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X20050100 для авторизованных пользователей.

лись магматические и метаморфические комплексы широкого возрастного интервала от мезопротерозоя до неогархея [54]. Новые данные о возрасте и составе вулканогенно-осадочных толщ кислого состава и гранитоидов позволяют считать, что их формирование происходило в течение нескольких этапов мезо- (~1100–1200 млн лет) и неопротерозойского (~700–900 млн лет) магматизма [4, 5, 18, 30, 34]. Изотопно-геохимические характеристики позднедокембрийских вулканитов и гранитоидов свидетельствуют об участии в формировании их расплавов раннедокембрийского корового источника [30, 34, 49, 50, 60, 61]. Эти данные указывают на то, что осадочные и магматические образования довендского фундамента сиалических массивов были сформированы в позднем докембрии за счет рециклинга и магматической переработки комплексов раннедокембрийской континентальной коры.

При этом комплексы раннедокембрийского возраста имеют крайне ограниченное распространение на современном эрозионном срезе. Доказано их присутствие среди метаморфических образований Джельтавского (юго-западный Казахстан) и Середино-Тяньшаньского сиалических массивов, где они представлены ортогнейсами, сформированными в результате метаморфизма гранитоидов палеопротерозойского возраста (~1850 млн лет, ~2180–2320 млн лет) [48, 52, 60].

В свете представленных данных особый интерес представляет один из наиболее крупных сиалических массивов западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса – Улутауский, расположенный в Центральном Казахстане. Наиболее низкое структурное положение в разрезе комплексов его довендского фундамента занимают метаморфические толщи бектурганской и балад-жездинской серий, которые относятся к древнейшим образованиям региона [12, 21]. Изучение этих комплексов происходило в основном в 1960–80-х годах, когда была проведено их стратиграфическое расчленение, установлен характер метаморфических преобразований и выявлены некоторые особенности состава пород. Однако прецизионных геохронологических и изотопно-геохимических исследований для этих пород до настоящего времени не проводилось.

В данной работе представлены новые геохимические, Sm–Nd изотопно-геохимические данные, а также результаты U–Pb изотопно-геохронологического и Lu–Hf изотопно-геохимического изучения цирконов, позволившие установить возраст, состав и обстановки формирования протолитов метаморфических пород бектурганской и балад-жездинской серий, относимых к наиболее древним комплексам Улутауского массива, и

провести реконструкцию эволюции докембрийской континентальной коры Улутауского массива.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Строение комплексов фундамента Улутауского массива

Комплексы довендского фундамента Улутауского массива наиболее полно представлены в его северной (Северный Улутау) и южной (Южный Улутау) частях, где широко распространены стратифицированные вулканогенные, вулканогенно-осадочные, а также терригенные, реже терригенно-карбонатные толщи, метаморфизованные на уровне зеленосланцевой, реже эпидот-амфиболитовой фаций (рис. 1).

Эти образования участвуют в строении нескольких протяженных (более 300 км) субмеридиональных зон, имеющих тектонические соотношения друг с другом (см. рис. 1). В западной части массива в пределах Байконурской и Майтубинской зон широко развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, преимущественно кислого состава, прорванные крупными массивами гранитоидов. В Майтубинской зоне широко распространены рассланцованные эффузивы и туфы дацитового, риолитового, реже базальтового, составов, чередующиеся с кварцсерицитовыми, альбитовыми, полевошпатовыми сланцами и известняками (жиидинская и майтубинская серии) [21]. Изучение обломочных цирконов из сланцев майтубинской серии показало, что их накопление происходило не ранее 840 млн лет за счет эрозии магматических комплексов преимущественно неопротерозойского возраста [13] (рис. 2). Вулканогенно-осадочные толщи прорваны рассланцованными гранитами жаункарского комплекса, для которых получена оценка возраста 829 ± 10 млн лет [24]. Завершается эволюция Майтубинской зоны внедрением щелочных сиенитов карсакпайского комплекса с оценкой возраста формирования 673 ± 2 млн лет [30]. В строении Байконурской зоны участвуют рассланцованные эффузивы и туфы кислого и основного состава (коксуйская серия) [21]. Для трахириолитов нижней части серии получена оценка возраста 794 ± 3 млн лет [22]. Вулканиты прорваны рассланцованными гранитами актасского комплекса с возрастом 791 ± 7 млн лет [29] (см. рис. 1, см. рис. 2).

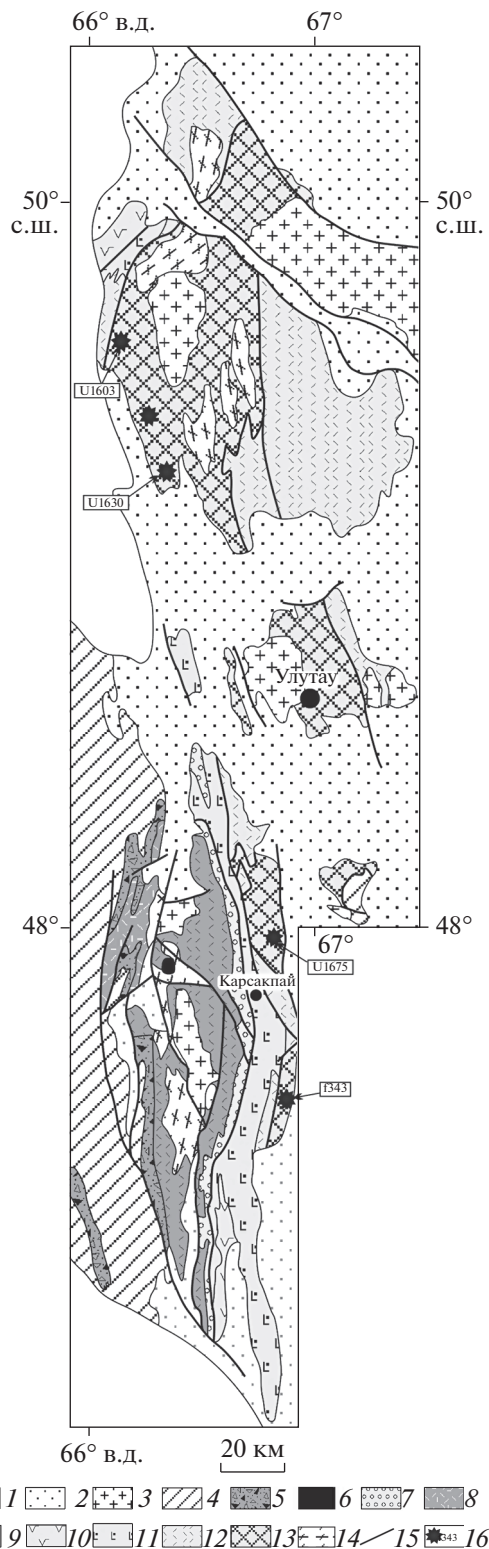
Осевое положение в структуре восточной части Улутауского массива занимают комплексы с высокой степенью метаморфических преобразований, слагающие Центральную зону. В ее пределах развиты сланцы, гнейсы и амфиболиты, которые объединяются в бектурганскую серию на се-

вере зоны и в баладжездинскую серию – на юге [19–21] (см. рис. 1).

В восточной части массива широко развиты слабометаморфизованные вулканогенно-осадочные породы кислого и основного состава, для которых ранее предполагалось несогласное залегание на гнейсах и амфиболитах бектурганской серии [21]. В этой части массива наиболее низкое структурное положение занимает аралбайская серия, нижняя часть которой сложена полевошпатовыми, кварц-полевошпатовыми, графитистыми сланцами, кварцитами, в том числе железистыми, с редкими горизонтами кислых вулканитов, а в верхах разреза преобладают эффузивы, туфы и вулканогенно-осадочные породы среднего и кислого состава [21]. Более высокое положение на востоке массива предполагается для вулканогенно-осадочных пород карсакпайской и белеутинской серий, слагающих Карсакпайскую зону [9, 14]. Карсакпайская серия сложена эффузивами преимущественно основного состава, реже встречаются вулканиты среднего и кислого составов, среди осадочных пород преобладают глинистые сланцы и железистые кварциты. В составе белеутинской серии преобладающими являются вулканиты, туфы и вулканогенно-осадочные породы среднего и кислого состава. Общая мощность вулканогенно-осадочных толщ восточной части Улутауского составляет несколько тысяч метров [21]. Для кислых вулканитов аралбайской серии по валовым пробам ранее была получена оценка возраста 920 ± 50 млн лет, а в осадочных породах аралбайской, карсакпайской и белеутинской серий – собраны микрофоссилии рифейского возраста [2, 21] (см. рис. 1, см. рис. 2).

Рис. 1. Схема геологического строения Улутауского сиалического массива (по данным [19, 30], с изменениями и дополнениями).

1 – мезо-кайнозойские отложения; 2 – девонские и каменноугольные вулканогенные, вулканогенно-осадочные, осадочные отложения; 3 – девонские и позднеордовикские гранитоиды; 4 – нижнепалеозойские осадочные отложения; 5 – вендские вулканогенные и осадочные толщи; 6 – карсакпайский комплекс щелочных сиенитов; 7–12 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи довендского фундамента: 7 – боздакская серия, 8 – коксуйская серия западной части массива, 9 – майтюбинская и жидинская серия западной части массива, 10 – белеутинская серия восточной части массива, 11 – карсакпайская серия восточной части массива, 12 – аралбайская серия восточной части массива; 13 – метаморфические толщи бектурганской и баладжездинской серий восточной части массива; 14 – массивы рассланцованных гранитоидов; 15 – разломы; 16 – участки проведения детальных работ в северной, южной частях Улутауского массива и номера проб для U–Pb изотопно-геохимических исследований



Комплексы как западной, так и восточной частей массива с несогласием перекрыты метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами боздакской серии, базальные конгломераты которой содержат гальки пород майтюбинской и

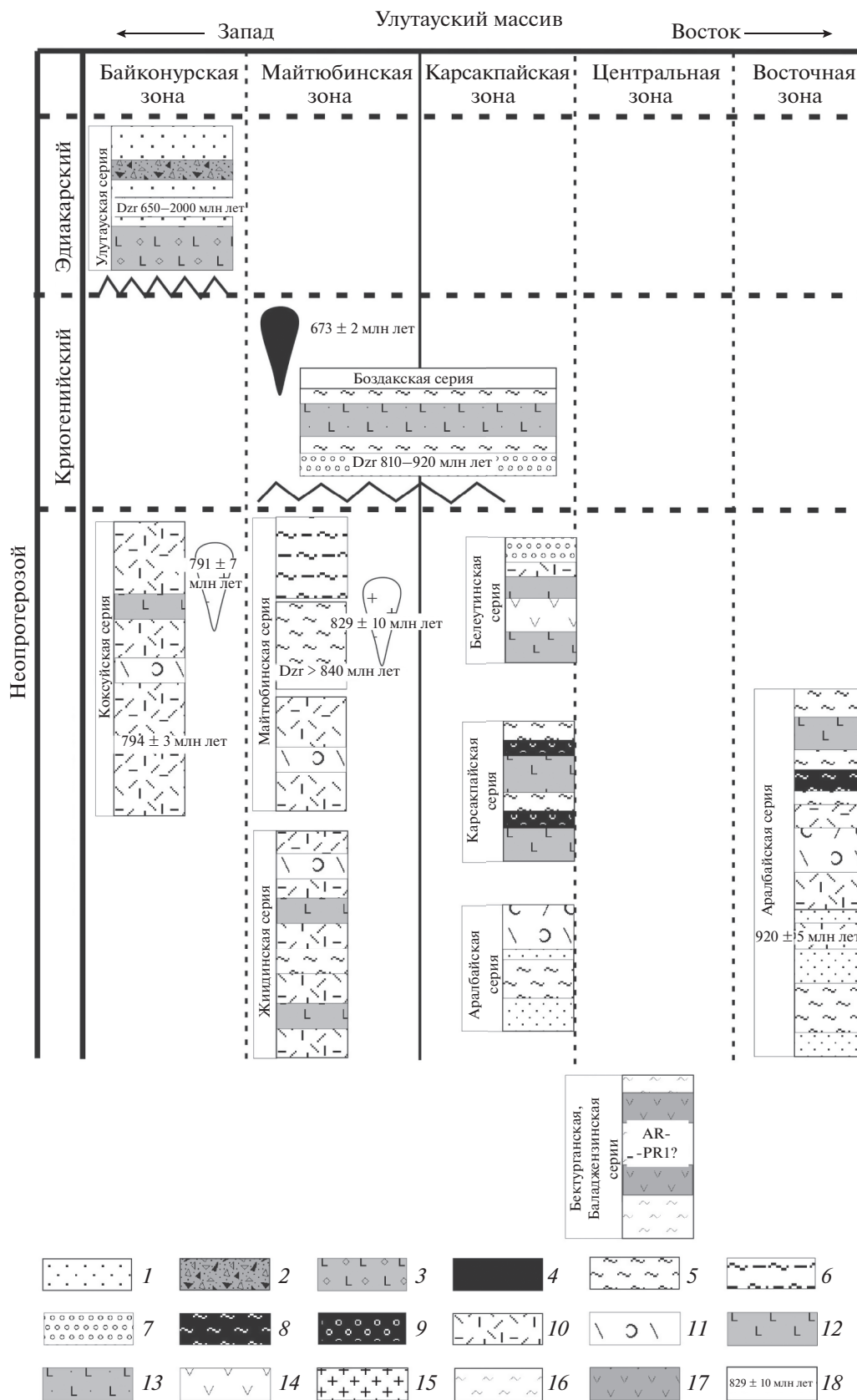


Рис. 2. Схема расчленения довендских комплексов фундамента Улутауского сиалического массива.

1–3 – неметаморфизованные комплексы венд-нижнепалеозойского чехла: 1 – песчаники, 2 – грубообломочные, тиллитоподобные конгломераты, 3 – лавы, туфоконгломераты, туфы основного состава; 4 – карсакапайский комплекс щелочных сиенитов; 5–9 – метаморфизованные осадочные отложения довендского фундамента: 5 – песчаники, 6 – алевролиты, аргиллиты, 7 – конгломераты, 8 – железистые сланцы, 9 – железистые кварциты; 10–14 – метаморфизованные вулканогенные образования довендского фундамента: 10 – вулканы кислого состава, 11 – туфы кислого состава, 12 – вулканы основного состава, 13 – туфы основного состава, 14 – вулканы и туфы среднего состава; 15 – массивы расланцованных гранитоидов; 16–17 – метаморфические породы: 16 – сланцы, гнейсы, 17 – амфиболиты, амфиболовые сланцы; 18 – U–Pb изотопно-геохронологические оценки возраста

карсакапайской серий [21]. Оценки возраста обломочных цирконов из метатерригенных сланцев низов серии (белкудукская свита) указывают на нижний возрастной предел накопления пород серии ~ 800 млн лет [6]. Возрасты доминирующей популяции обломочных цирконов находятся в интервале 810–920 млн лет, что предполагают формирование комплексов, подвергавшихся эрозии, в основном на протяжении раннего неопротерозоя (см. рис. 1, см. рис. 2). В то же время присутствие обломочных цирконов с возрастными от 2000 до 2900 млн лет, а также изотопный состав Nd метатерригенных пород

$$(\epsilon\text{Nd}(T) = -7.5 \dots -11,$$

$$t\text{Nd}(\text{DM}) = 2200\text{--}2300 \text{ млн лет})$$

позволяет считать, что более древние источники также играли определенную роль в формировании боздакской серии [6].

Сведения о возрастном диапазоне комплексов фундамента могут быть получены при анализе данных об источниках обломочного материала терригенных толщ эдиакарско-нижнепалеозойского чехла, которые развиты в пределах Байконурской зоны на западе массива. В основании разреза чехла выделяется комплекс вулканогенно-осадочных и грубообломочных пород (улутауская серия), к верхней части которого приурочены два горизонта тиллитов и тиллитоподобных конгломератов [10]. Состав галек конгломератов в тиллитах и преобладающие оценки возраста детритовых цирконов из матрикса (650–890 млн лет) указывают на неопротерозойский возраст источников обломочного материала, находившихся в пределах Майтубинской и Байконурской зон. При этом присутствие цирконов с возрастными более 2000 млн лет указывает на возможное участие в строении питающей провинции и более древних комплексов [11, 13] (см. рис. 1, см. рис. 2).

Таким образом, имеющиеся данные позволяют предполагать, что стратифицированные и плутонические комплексы, участвующие в строении фундамента различных частей Улутауского массива, были сформированы в позднем докембрии. Изотопные составы Nd докембрийских осадочных пород, вулканических кислого состава и гранитоидов, а также присутствие обломочных

цирконов с оценками возраста >2000 млн лет свидетельствуют, что к началу неопротерозоя Улутауский массив уже обладал зрелой раннедокембрийской континентальной корой. В качестве комплексов такой коры в Улутауском массиве традиционно рассматривались метаморфические породы бектурганской и баладжездинской серий. Раннедокембрийский возраст этих серий основывался на высокой степени метаморфических преобразований и многоэтапных интенсивных деформациях пород. Это позволяло сопоставлять метаморфические образования Улутауского массива с мигматит-гнейсовыми комплексами Кокчетавского массива, Чуйско-Кендыктасского, Жельтаского и других массивов западной части Центрально-Азиатского пояса, для которых также принимался архейско-палеопротерозойский возраст [12].

Особенности строения и минерального состава метаморфических пород бектурганской и баладжездинской серий

Нами были изучены метаморфические породы Улутауского массива в его северной и южной частях. В Северном Улутау (см. рис. 1, см. рис. 2) этими породами сложена бектурганская серия, в состав которой включены талайрыкская (преимущественно, – амфиболиты), савинская (преобладают сланцы) и арташинская (в основном кварцито-сланцы и сланцы) свиты [19]. Нами эта серия изучалась по береговым обнажениям рек Улькен-Сабасалды-Тургай, Сава и Каратургай, где развиты в основном породы савинской и арташинской свит (рис. 3, рис. 4). В Южном Улутау развита баладжездинская серия, расчлененная также на три свиты: кайканкарасуйскую (преобладают гнейсы), урнекскую (в основном амфиболиты), и айтекскую (преимущественно сланцы) [20] (рис. 5). Баладжездинская серия изучалась по рекам Кайкан-Карасу, Бала-Жезды и в овраге Сарысай, где в обнажениях представлены породы всех трех свит (рис. 6).

Проведенные исследования показали, что метаморфические комплексы Северного и Южного Улутау характеризуются близкими строением, структурно-текстурными особенностями и мине-

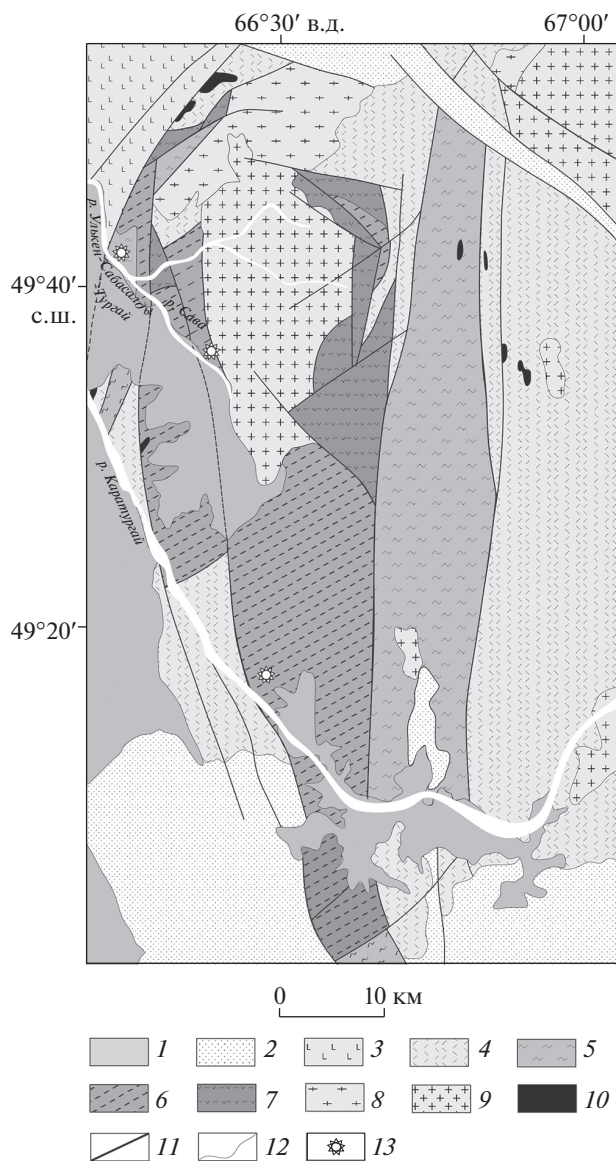


Рис. 3. Схема геологического строения Северного Улутау (по данным [1, 19], с дополнениями).

1 – кайнозойские отложения; 2 – девонские и каменноугольные вулканогенно-осадочные толщи; 3–8 – комплексы довендского фундамента Улутауского массива: 3 – карсакапайская серия – долериты, базальты, туфы базальтового состава и зеленые сланцы, 4 – аралбайская серия – сланцы, кварциты, кислые вулканыты и туфы кислого состава, 5 – двуслюдяные кварциты, кварцито-сланцы, полевошпатовые сланцы, редкие амфиболовые сланцы арташинской свиты бектурганской серии, 6 – двуслюдяные, гранат-двуслюдяные полевошпатовые сланцы, редкие амфиболиты, амфиболовые сланцы, мраморы савинской свиты бектурганской серии, 7 – гранатовые амфиболиты, амфиболиты, амфиболитовые сланцы, редкие гранат-двуслюдяные полевошпатовые сланцы талайрыкской свиты бектурганской серии, 8 – гнейсо-граниты суокталского комплекса; 9 – позднеордовикские гранитоиды; 10 – ультрабазиты; 11 – разрывные нарушения; 12 – геологические границы; 13 – участки детального изучения метаморфических образований бектурганской серии в районе рек Улькен-Сабасалды-Тургай, Сава и Каратургай

ральным составом слагающих пород. Во всех изученных разрезах, независимо от принадлежности к одной из выделенных свит, преобладают чередующиеся крупно- и мелкозернистые двуслюдяные полевошпатовые сланцы, среди которых присутствуют массивные амфиболиты и амфиболовые сланцы. Менее распространены мелкозернистые двуслюдяные кварцито-сланцы, встреченные только в обнажениях по р. Каратургай. Эти породы подверглись, по крайней мере, двум этапам деформаций. Для первого этапа характерны изоклинальные складки с размахом крыльев в первые метры, с субвертикальными или наклонными падениями шарниров, второй этап отмечен образованием крупных линейных складок субмеридионального простирания, которые могут быть отражены на геологических картах.

Основными типами пород в разрезах бектурганской и баладжездинской серий являются: двуслюдяные полевошпатовые сланцы, амфиболиты и кварцито-сланцы, количественные соотношения которых могут изменяться по разрезу.

Двуслюдяные полевошпатовые сланцы. Они имеют серый, красновато-серый цвета со сланцеватой и полосчатой текстурами, которые обусловлены чередованием мономинеральных кварцевых полос и основной ткани породы. Отмечаются постепенные переходы от крупно- к мелкозернистым разностям. В крупнозернистых разностях встречаются обломки окатанной и неправильной формы более мелкозернистых разностей. Преобладающими минералами в основной ткани являются слюды и полевые шпаты, характеризующиеся непостоянным соотношением, что обуславливает переходы от лепидо- до гранобластовых разновидностей. Слюды представлены мусковитом и биотитом, полевые шпаты представлены щелочным (калиевым) полевым шпатом и плагиоклазом переменного состава – от альбита до олигоклаза. Соотношение полевых шпатов варьирует в широких пределах от равных содержаний до почти плагиоклазовых разностей. В последнем случае плагиоклаз часто образует порфиробластовые выделения с реликтами калиевого полевого шпата. В редких случаях порфиробласты плагиоклаза содержат идиоморфные выделения граната. Увеличение доли порфиробластов приводит к появлению в сланцах гнейсовидной текстуры. Как в основной ткани породы, так и в порфиробластах отмечается большое количество различных по морфологии и размеру окатанных зерен циркона, а также рутила, апатита и турмалина.

Амфиболиты. Они имеют темно-зеленый цвет и разнообразные (от массивной до сланцеватой) текстуры при постоянном минеральном составе.

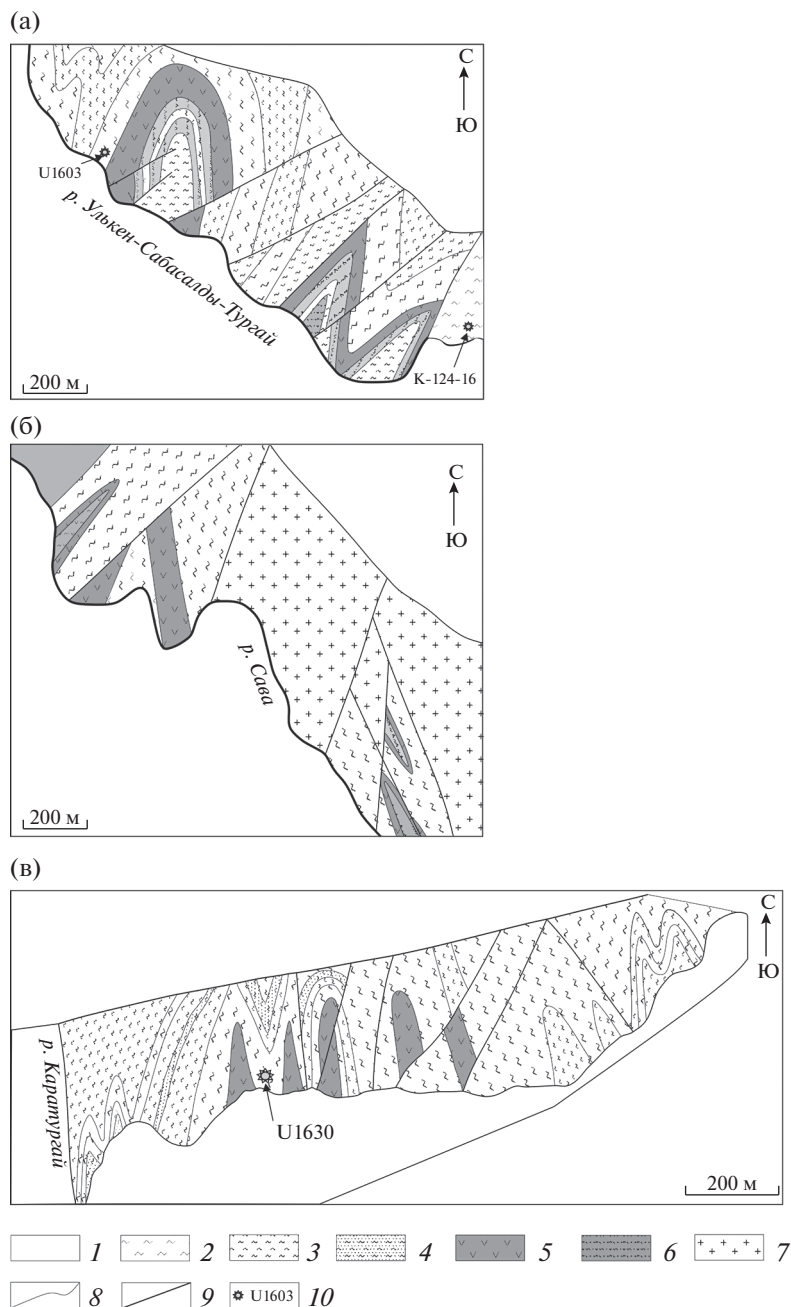


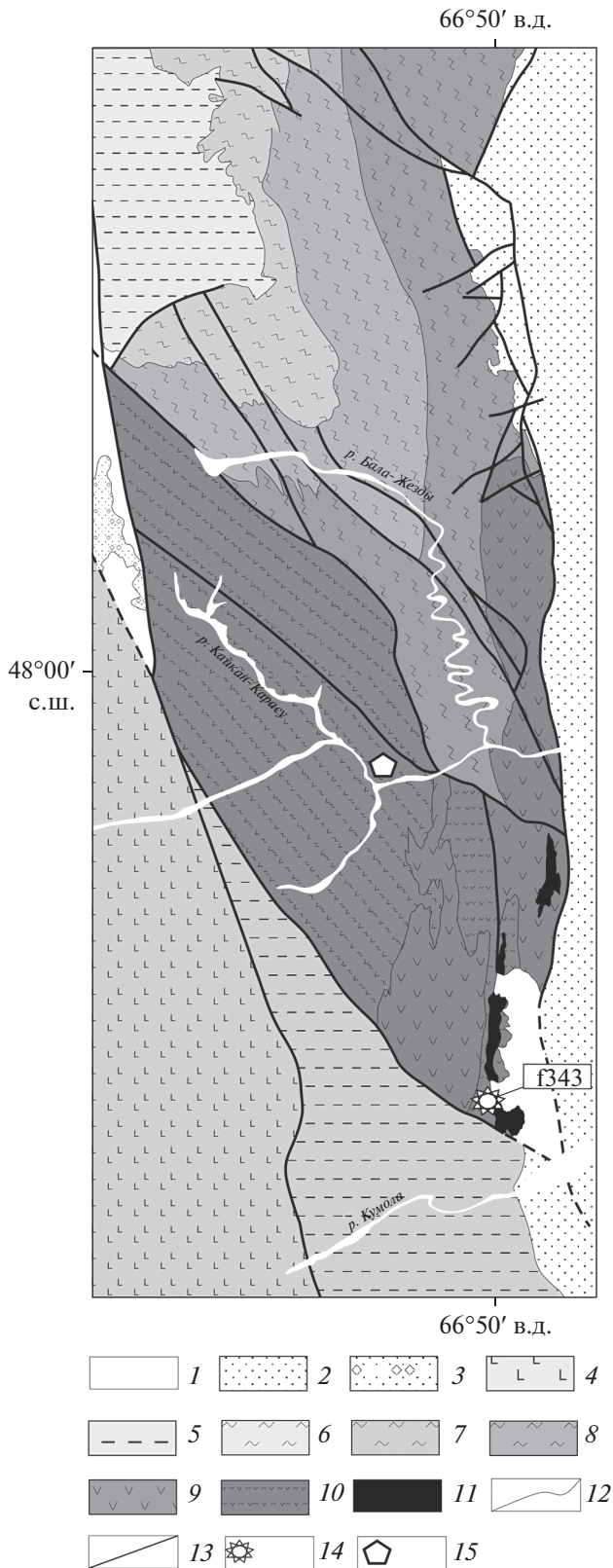
Рис. 4. Схемы геологического строения участков детального изучения метаморфических образований бектурганской серии в районе рек Улькен-Сабасалды-Тургай (а), Сава (б) и Каратургай (в).

1 – кайнозойские отложения; 2–6 – бектурганская серия: 2 – крупнозернистые двуслюдяные полевошпатовые сланцы, 3 – мелкозернистые двуслюдяные полевошпатовые сланцы, 4 – мелкозернистые двуслюдяные кварцито-сланцы, 5 – массивные амфиболиты, 6 – амфиболовые сланцы; 7 – позднеордовикские гранитоиды; 8 – геологические границы; 9 – разрывные нарушения; 10 – места отбора и номера проб для геохронологических исследований

Для всех амфиболитов характерна пойкилобластовая структура за счет порфибластов плагиоклаза переменного состава от альбита до андезина, содержащих игольчатые включения минералов основной ткани. Основная ткань пород образована амфиболом и эпидотом. В редких случаях встречается гранат, выделения которого при-

урочены как в порфиробластах плагиоклаза, так и к основной ткани.

Кварцито-сланцы. Они развиты ограничено, имеют серый и светло-серые цвета и слабовыраженную порфиробластовую структуру. Основная ткань мелкозернистая, с лепидограноластовой структурой, что отражает преобладание в породе



кварца (до 80%) и подчиненное количество мусковита и биотита. Как и в сланцах, к порфиробластам плагиоклаза иногда приурочены выделения граната, а среди акцессорных минералов встречаются циркон, апатит, турмалин и рутил. Характерной особенностью является постоянное присутствие тонкодисперсного углеродистого вещества, а также уплощенных обломков черных сланцев.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение главных породообразующих элементов было выполнено рентгенофлуоресцентным методом с применением последовательного волнодисперсионного спектрометра S4 PIONEER (Bruker AXS, Германия), с рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh-анодом и Ве-окном толщиной 75 мкм в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия). Содержания рассеянных компонентов в породах были определены методом ICP MS в Аналитическом сертификационно-испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (Московская обл., Ногинский р-н, г. Черноголовка, Россия).

Sm–Nd изотопные данные были получены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, Россия). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный трассер ^{149}Sm – ^{150}Nd , разлагали в тefлоновых бюксах в смеси HF , HNO_3 и HClO_4 . РЗЭ были выделены посредством стандартной катионо-обменной хроматографии

Рис. 5. Схемы геологического строения Южного Улутау (по данным [1, 19, 20], с изменениями и дополнениями).

1 – кайнозойские отложения; 2 – девонские и каменноугольные вулканогенные и осадочные толщи, 3–10 – комплексы довендского фундамента Улутаского массива: 3 – конгломераты, слюдяные, полевошпатовые сланцы боздакской серии, 4 – базальты, туфы базальтового состава, сланцы, кварциты, железистые кварциты карсакапайской серии, 5 – сланцы и кварциты аралбайской серии, 6 – двуслюдяные гнейсы, сланцы верхней пачки айтекской свиты баладжездинской (бектурганской) серии, 7 – амфиболовые сланцы, двуслюдяные-хлоритовые сланцы средней пачки айтекской свиты баладжездинской (бектурганской) серии, 8 – полевошпатовые гнейсы, двуслюдяные сланцы, слюдяные кварцито-сланцы нижней пачки айтекской свиты баладжездинской (бектурганской) серии, 9 – амфиболовые, амфибол-хлоритовые сланцы кварцито-сланцы, мраморы урнекской свиты баладжездинской (бектурганской) серии, 10 – амфиболиты, амфиболовые сланцы, полевошпатовые сланцы кайканкарасуйской свиты баладжездинской (бектурганской) серии; 11 – ультрабазиты; 12 – геологические границы; 13 – разрывные нарушения; 14 – места отбора и номера геохронологических проб; 15 – участок детальных работ по реке Кайкан-Карасу

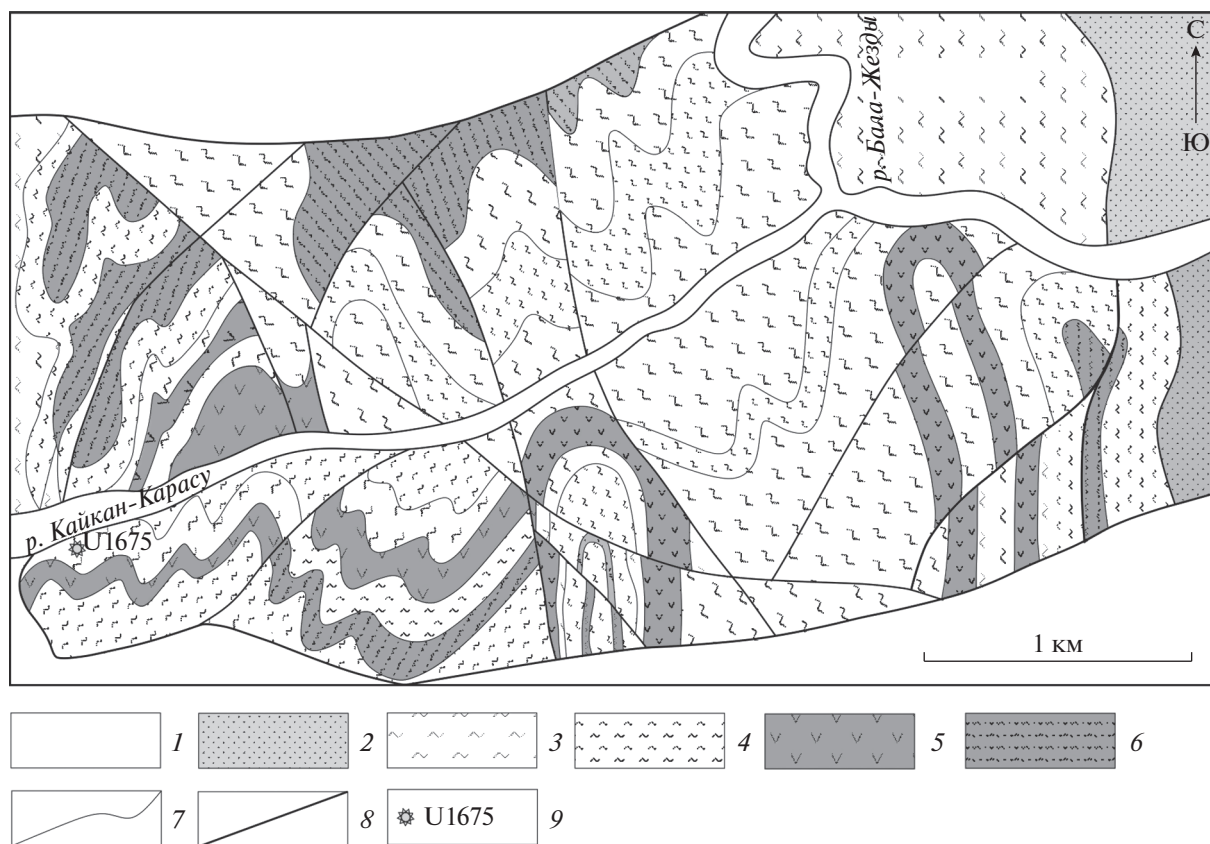


Рис. 6. Схема геологического строения баладжездинской серии (кайканкарасуйская свита) по реке Кайкан-Карасу. 1 – кайнозойские отложения; 2 – девонские и каменноугольные вулканогенные и осадочные толщи, 3–6 – бектурганская серия: 3 – крупнозернистые двуслюдяные полевошпатовые сланцы, 4 – мелкозернистые крупнозернистые двуслюдяные полевошпатовые сланцы, 5 – массивные амфиболиты, 6 – амфиболовые сланцы; 7 – геологические границы; 8 – разрывные нарушения; 9 – места отбора и номера проб для геохронологических исследований

на колонках смолы BioRad AG 1-X8 200–400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш). Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме.

Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$ в Nd-стандарте JNdi-1 [71].

Уровень холостого опыта – 0.05–0.2 нг Sm и 0.1–0.5 нг Nd.

Точность определения концентраций Sm и Nd – $\pm 0.5\%$.

Точность определения изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$ (2σ).

При расчете величин $\epsilon\text{Nd}(t)$ и модельных возрастов $\text{TNd}_{(\text{DM})}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара

(CHUR), по [49], ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$)

и

DM, по [41], ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$).

U–Th–Pb геохронологические данные для детритовых цирконов были получены методом LA-ICP MS в Департаменте геологических наук Национального университета Тайваня (Тайвань) по методике [38] с использованием 193 нм AgF-эксимерной системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 с ICP масс-спектрометром Agilent 7500 (пробы U1603 и U1675) и в Аналитическом центре Департамента наук о Земле Университета Гонконга и Отдела наук о Земле Университета Гонконга по методике [54] на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно связанной плазме Nu Instruments ICP-MS, соединенном с системой Resonetics RESolution M-50-HR Excimer Laser Ablation System (проба K124-16, F-343). Для контроля измерения параметров U–Pb-изотопной системы был использован стандартный циркон GJ [41]. В качестве дополнительных параметров выступали

91500 [78] и Plešovice (PLS) [69]. Все U–Th–Pb изотопные отношения были рассчитаны с использованием программного обеспечения GLITTER 4.0 (GEMOC) [68]. Общий свинец (Common-Pb) был скорректирован с использованием функции коррекции свинца, предложенной [25]. Конкордантные возрасты были рассчитаны с использованием Isoplot v. 4.15 [56] для анализов характеризующихся дискордантностью $\pm 10\%$ ($|D| < 10\%$).

U–Pb локальные исследования на вторично-ионном микрозонде SIMS SHRIMP II были выполнены для пробы U-1630 в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия) по методике [73]. Для дальнейшего рассмотрения и построения гистограмм, кривых относительной вероятности возрастов и вычисления их пиков для древних (> 1 млрд лет) цирконов были использованы возрасты, вычисленные по отношению $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, а для молодых (< 1 млрд лет) – по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Изучение Lu–Hf изотопных характеристик цирконов выполнено в Институте наук о Земле Академии Синика, (г. Тайпей, Тайвань) на ICP масс-спектрометре Nu Plasma HR с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 по методике [28]. Каждый анализ проводился в точке с диаметром пучка 50 мкм, частотой повторения 8 Гц и энергией $\sim 8\text{--}9$ Дж/см². Время анализа составляло ~ 2 минут, включая 30 секунд измерения фонового шума. В качестве внешнего стандарта был использован циркон Mud Tank со средним значением отношения:

$$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282495 \pm 29 \quad (2\sigma, n = 525).$$

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

$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ (по [26], среднего отношения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ для континентальной коры составляющего 0.015, по [36], и константой распада:

$$^{176}\text{Lu} \rightarrow ^{177}\text{Hf} \quad 1.867 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1} \quad (\text{по [68]}).$$

РЕКОНСТРУКЦИЯ ДОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОТОЛИТОВ ПОРОД

Метаморфические преобразования, характерные для пород бектурганской и баладжездинской серий, полностью разрушили первичные текстурно-структурные особенности протолитов. На основании анализа геохимических особенностей полевошпатовых сланцев и амфиболитов, а также расчета первичного нормативного

минерального состава с использованием программы MINLITH [15] в строении серий были выделены орто- и парапороды.

Ортопороды

Ортопороды представлены сланцами, участвующими в строении обеих серий, характеризующимися преобладанием нормативных минералов обломочной (Qtz, F) составляющей над пелитовой (F) (Приложение 1). Низкое содержание нормативного ILL и высокие значения ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.45\text{--}0.59$) в сланцах указывают, что источником калия являлся щелочной полевой шпат [22]. При расчете индекса химического выветривания (CIA) CaO рассчитывался как доля алюмосиликатного Ca без учета CaO, входящего в состав карбонатов, из-за отсутствия данных по CO₂. В случае неравенства $\text{Na}_2\text{O} \geq \text{CaO}$ в расчете CIA использовалось содержание CaO в анализе, в противоположном случае неравенства $\text{Na}_2\text{O} \leq \text{CaO}$ содержание CaO принималось равным Na₂O, по [27]. Низкий индекс химического выветривания ($\text{CIA}_{\text{среднее}} = 61$) и положительные значения DF ($\text{DF}_{\text{среднее}} = 1.8$) в сланцах являются характерными для метамагматических пород [62] (см. Приложение 1).

Низкие содержания SiO₂ (43.6–48.2 мас. %), высокие содержания MgO (5.8–12.4 мас. %) в амфиболитах бектурганской и баладжездинской серий, а также высокие значения фемического модуля (ФМ от 0.5–0.6) указывают на вулканогенную природу их протолита [22] (см. Приложение 1). Значительные содержания нормативного F (плаггиоклаза от 15 до 27%), а также Chl (от 20 до 33%) также свидетельствуют о значительной роли вулканогенного материала в составе исходных пород амфиболитов [15] (см. Приложение 1).

Расположение фигуративных точек на диаграмме SiO₂–Na₂O + K₂O указывает на то, что метаморфизму подверглись породы бимодальной вулканогенно-осадочной ассоциации (рис. 7). Основные разности были представлены высокотитанистыми (TiO₂ = 1.8–2.4 мас. %) пикробазальтами и базальтами

$$(\text{SiO}_2 = 43.6\text{--}48.2 \text{ мас. } \%),$$

$$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2.6\text{--}3.4 \text{ мас. } \%)$$

толеитовой серии ($\text{FeO}^*/\text{FeO} + \text{MgO} = 0.54\text{--}0.75$) (см. Приложение 1, рис. 8). Обогащение пород легкими РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 2.6\text{--}6.4$) и обеднение тяжелыми РЗЭ ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.6\text{--}2.4$) характерно для расплавов, образованных при плавлении обогащенного источника в равновесии с гранатсодержащим реститом [59] (см. Приложение 1,

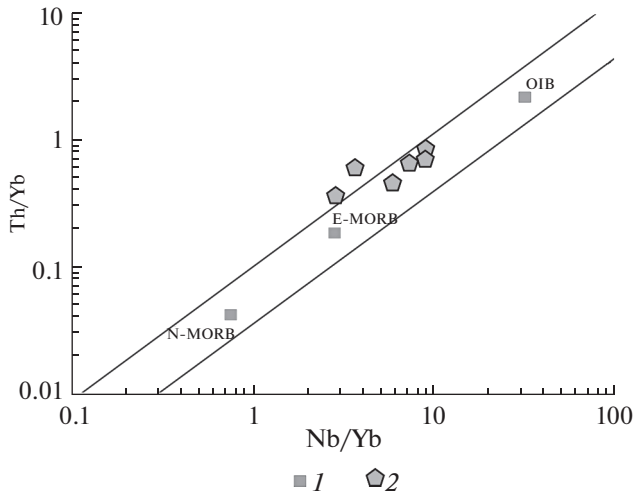


Рис. 10. Диаграмма Th/Yb – Nb/Yb, по [62].
1 – средние значения базальтов N-MORB, E-MORB и OIB; 2 – амфиболиты бектурганской и баладждзинской серий

альной ($\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO} = 0.73\text{--}0.8$), известково-щелочной и щелочно-известковистой сериям (MALI – 3.2–8.2) [32] (рис. 11). Характерно обогащение легкими РЗЭ при проявленной Eu-ой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.4\text{--}0.8$) и отсутствие деплеированности тяжелыми РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 2.8\text{--}9.6$) (см. рис. 9, см. Приложение 1). Для пород характерны высокие концентрации РЗЭ, Y, Th, Zr, Hf, что при обеднении Sr, Nb, Ta (рис. 12) и преобладания K_2O над Na_2O сближает их с гранитами А-типа [78].

Парапороды

Представлены сланцами, также участвующими в строении обеих серий, характеризующимися более высокими содержаниями нормативных минералов пелитовой составляющей, невысокими значениями щелочного модуля ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.35\text{--}0.5$), что указывает на кварц-полевошпат-глинистый состав их протолита (см. Приложение 1) [22]. На классификационной диаграмме М.М. Хирона фигуративные точки составов сланцев обеих серий тяготеют к полю вакк [38] (рис. 13).

Отрицательные значения DF ($\text{DF}_{\text{среднее}} = -0.9$), являются характерными для продуктов метаморфизма осадочных пород [62] (см. Приложение 1).

Отношение Th/U, которое используется для оценки источника кластического материала, в сланцах имеет широкий интервал от 2 до 12 (при среднем 6), что указывает на верхнекоровую природу источника (см. Приложение 1). Эти значения в среднем выше, чем у PAAS (4.70) [16], что

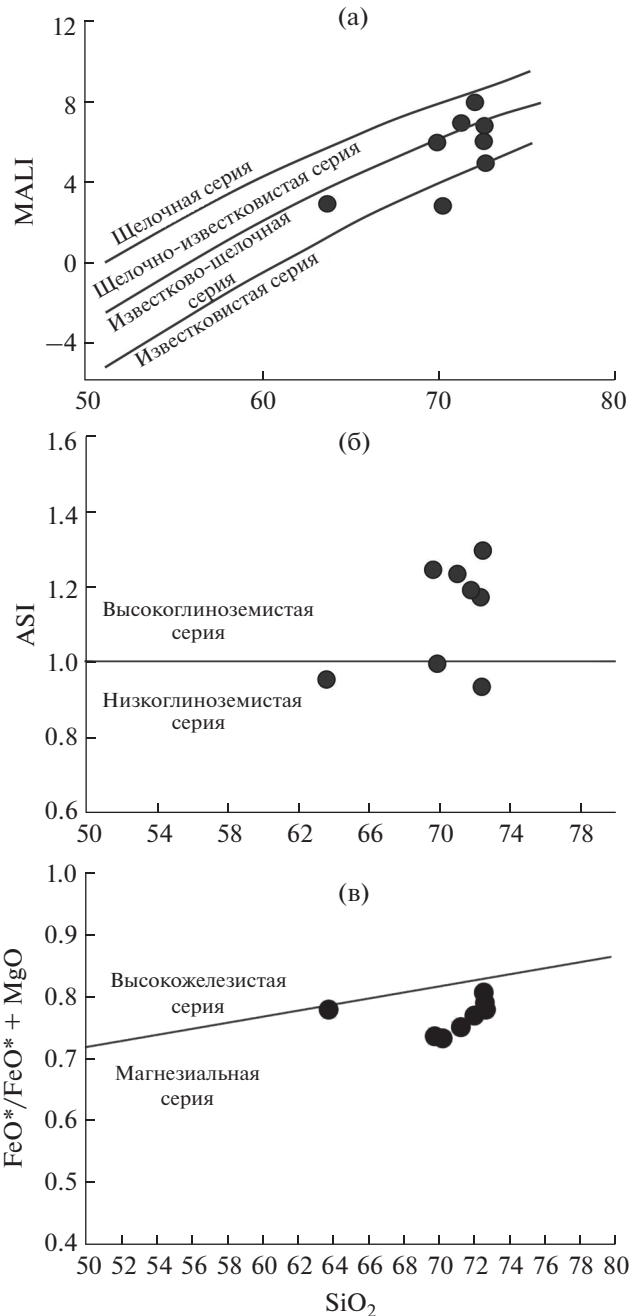


Рис. 11. Диаграммы для метамагматических сланцев бектурганской и баладждзинской серий: (а) – SiO_2 – MALI ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$); (б) – SiO_2 – ASI ($\text{Al}/(\text{Ca} - 1.67\text{P} + \text{Na} + \text{K})$); (в) – SiO_2 – $\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO}$, по [33].

может быть связано либо с участием рециклированного осадочного материала, либо с возрастанием степени химического выветривания [61].

Дифференцированный спектр распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 2.3\text{--}9.9$), отсутствие обеднения тяжелыми РЗЭ и проявленная Eu-аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.5\text{--}0.9$) указывают на преобладание в

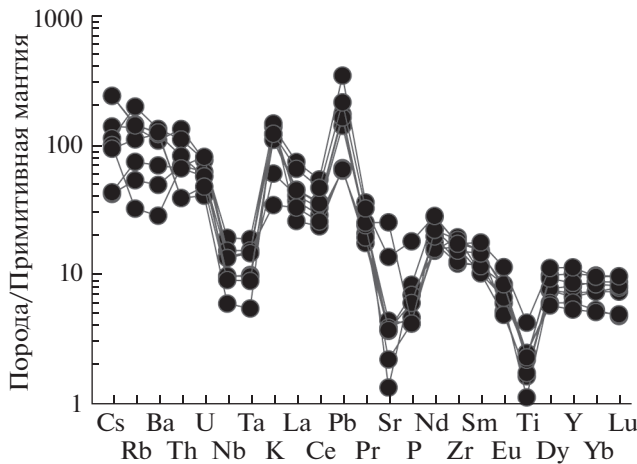


Рис. 12. Мультиэлементная диаграмма распределения редких и редкоземельных элементов в метамагматических сланцах бектурганской и баладжездинской серий, нормированных на состав примитивной мантии, по [65].

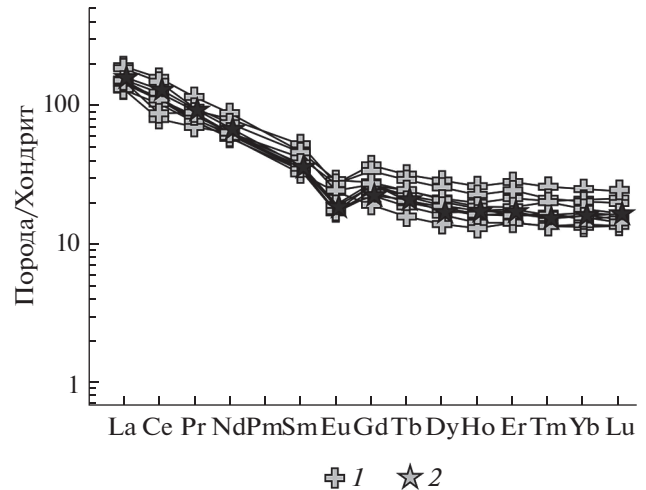


Рис. 14. Нормированные на состав хондрита, по [65], спектры распределения в метаосадочных сланцах бектурганской и баладжездинской серий. 1 – сланцы; 2 – PAAS – постаршейский австралийский глинистый сланец, по [16]

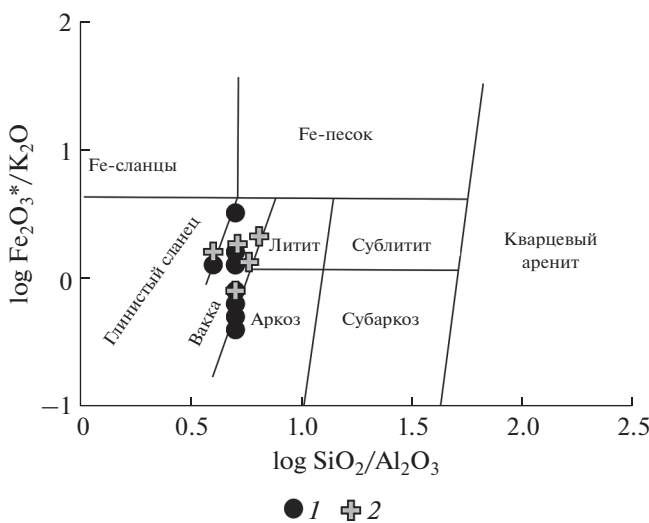


Рис. 13. Диаграмма $(\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O}))$ для метаосадочных сланцев бектурганской и баладжездинской серий, по [39]. Приведено: Fe_2O_3^* – общее железо. 1 – сланцы бектурганской серии (Северный Улуту); 2 – сланцы баладжездинской серии (Южный Улуту)

источниках сноса кислых магматических пород калиевой специализации [16] (см. Приложение 1, рис. 14). Об этом же свидетельствуют пониженные концентрации в сланцах Co, Ni, Sc, V, Cr в сравнении в PAAS (рис. 15). Широкие вариации отношения Th/Sc в сланцах (0.3–1.7) и соотношения Th–La–Sc позволяют считать, что наряду с породами кислого состава в строении источников сноса участвовали и основные породы [16] (рис. 16).

Изотопно-геохронологические исследования и Sm–Nd исследования

U–Pb изотопно-геохронологические и Sm–Nd исследования

Были проведены изотопно-геохронологические исследования цирконов, выделенных из сланцев бектурганской и баладжездинской серий, образованным как по магматическим, так и по осадочным протолитам (табл. 1, Приложение 2).

Ортопороды

Из сланцев, образованных по кислым магматическим породам, для U–Th–Pb изотопно-геохронологических (LA-ICP-MS) исследований были отобраны пробы: K-124-16 (савинская свита бектурагнской серии Северного Улуту) и U-1675 (кайканкарасуйская свита баладжездинской серии Южного Улуту). Цирконы в этих пробах имеют размеры от 150 до 300 мкм, преобладают бесцветные, прозрачные, неокатанные разности призматической и дипирамидальной формы с отчетливой осциляторной зональностью (рис. 17). Реже встречаются единичные окатанные зерна.

В пробе U-1675 проанализировано 102 зерна циркона. Конкордантные возрасты для 92 зерен имеют узкий диапазон оценок возраста от 712 до 808 млн лет с максимумом 760 (73 зерна) млн лет (табл. 2, рис. 18).

Для 7 зерен циркона выполнены Lu–Hf изотопные исследования и установлен узкий диапазон значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от –2.5 до +0.8 при модельных возрастах $t_{\text{Hf}}(C) = 1458 - 1615$ млн лет (Приложение 3).

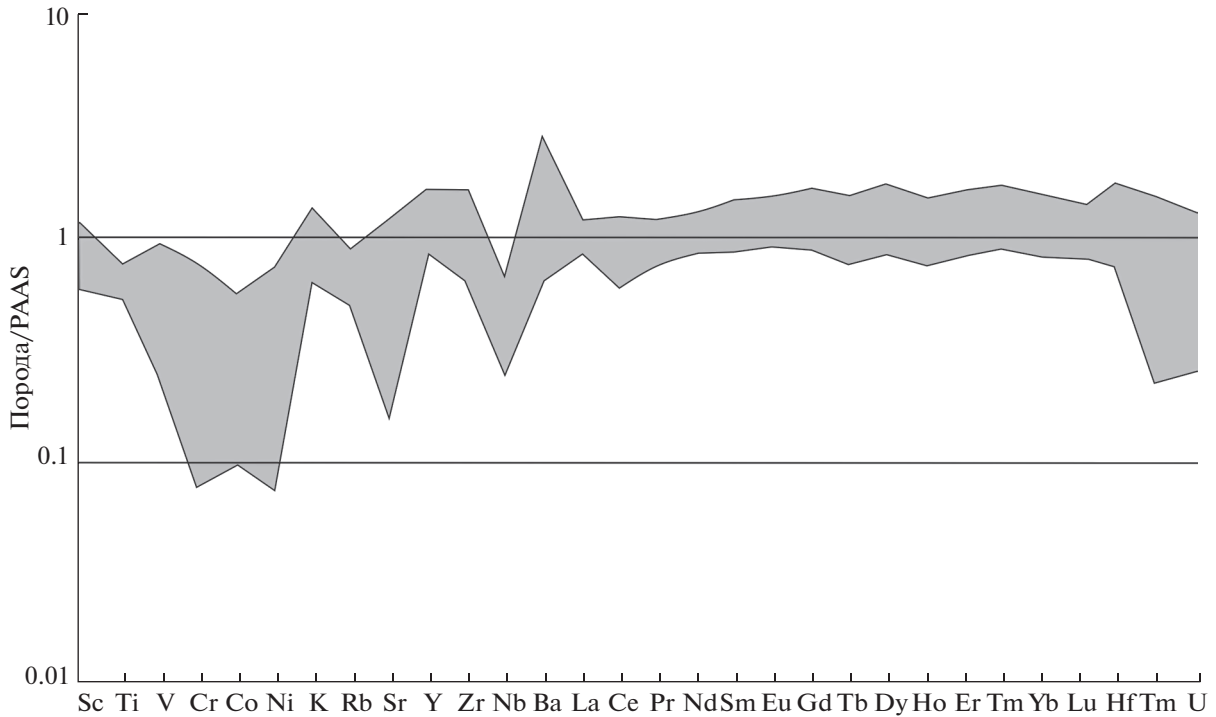


Рис. 15. Мультиэлементная диаграмма распределения редких и редкоземельных элементов в парапородах бектурганской и баладжездинской серий, нормированных на состав РААС (постархейский австралийский глинистый сланец), по [16].

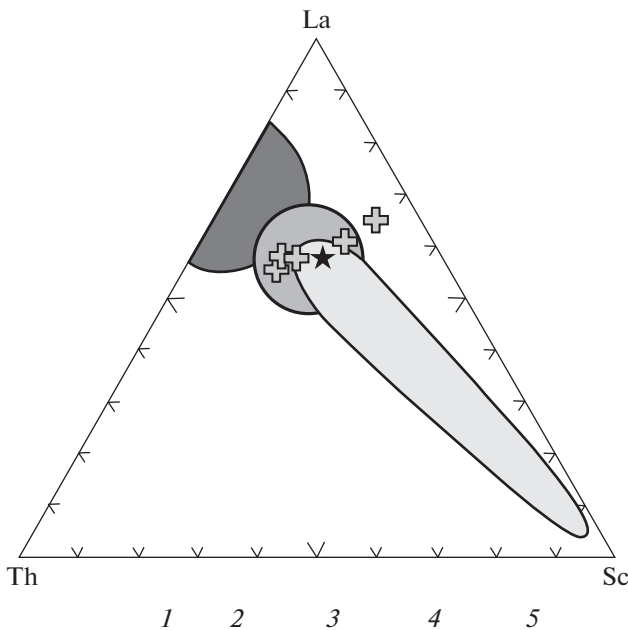


Рис. 16. Диаграмма La–Th–Sc, по [16], для метаосадочных сланцев бектурганской и баладжездинской серий.

1 – сланцы; 2 – РААС – постархейский австралийский глинистый сланец по [16]; 3–5 – поля метаморфизованных источников: 3 – кислого состава, 4 – смешанного состава, 5 – основного состава

В пробе К-124-16 изучено 44 зерна цирконов, для 29 из них получены конкордатные оценки возраста, имеющие узкий диапазон значений в интервале от 728 до 834 млн лет с наиболее выраженным максимумом 780 млн лет (14 зерен). Единичные зерна имеют возраст 1075, 1987, 1890 и 2119 млн лет, не образуя статистически значимых максимумов (см. табл. 2, см. рис. 18).

Для сланцев характерны отрицательные значения ϵNd (–2.5...–6.7) и палеопротерозойские значения модельного возраста ($t\text{Nd}(\text{DM}) = \sim 1.8\text{--}1.9$ млрд лет) (табл. 3).

Парапороды

Из метаосадочных сланцев для U–Th–Pb изотопно-геохронологических (SHRIMP II, LA-ICP-MS) исследований были отобраны три пробы: U-1630, U-1603 (арташинская свита бектурганской серии Северного Улутау) и F-343 (урнекская свита баладжездинской серии Южного Улутау). Цирконы имеют размеры от 100 до 350 мкм, округлые и овальные формы, характеризуются наличием метаморфических ядер и отсутствием зональности. Реже встречаются неокатаные зерна призматического и дипирамидального

Рис. 17. Католюминесцентные изображения изученных цирконов из метамагматических сланцев баладжездинской серии (проба U-1675) Улутауского массива.

Обозначено: точки U–Pb измерений, $\phi 30$ мкм (кружок со сплошной линией); Lu–Hf измерения, $\phi 50$ мкм (пунктирная линия).

габитусов с отчетливой осциляционной зональностью (рис. 19).

В пробе U-1603 проанализировано 76 зерен циркона, из которых для 66 получены конкордантные оценки возрастов с преобладающим интервалом от 780 до 1022 млн лет с максимумами 811 (8 зерен), 927 (8 зерен) и 993 (11 зерен) млн лет (рис. 20). Реже присутствуют более древние зерна с оценками в интервале от 2436 до 2532 млн лет с максимумами 2456 (4 зерна) и 2503 (7 зерен) млн лет (см. Приложение 2).

Для 23 зерен цирконов проведены Lu–Hf изотопные исследования. Мезо- и неопротерозойские цирконы характеризуются широким диапазоном значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -15.0 до $+8.1$ при модельных возрастах $t_{\text{Hf}}(C) = 1120$ – 2365 млн лет. Цирконы раннего палеопротерозоя имеют диапазон значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -7.4 до $+3.9$ при модельных возрастах $t_{\text{Hf}}(C) = 2718$ – 3228 млн лет (см. Приложение 3).

В пробе U-1630 проанализировано 25 цирконов, для 23 из них получены конкордантные

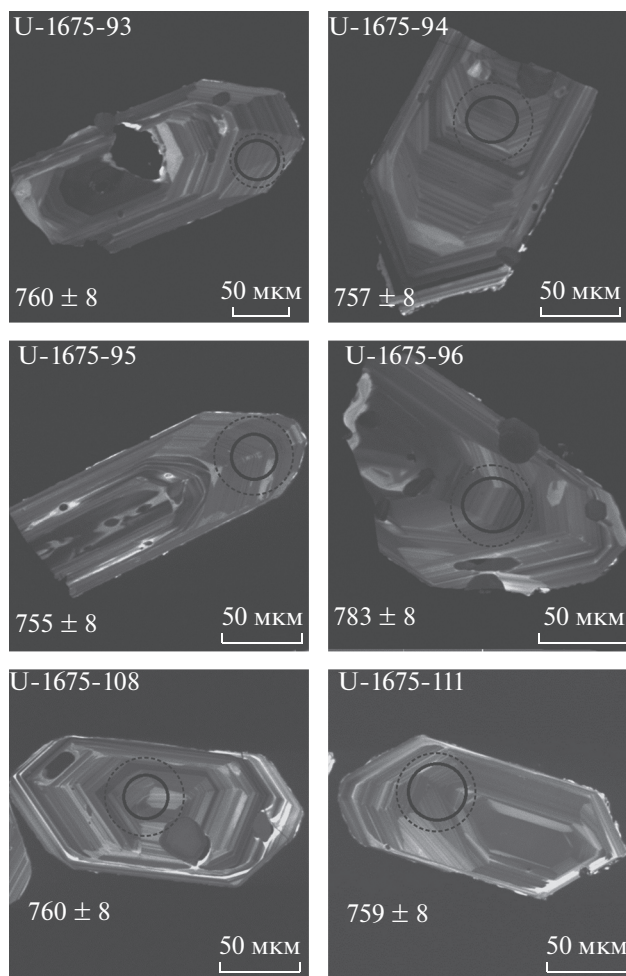


Таблица 1. Характеристика проб, использованных для изотопно-геохронологических U–Th–Pb (LA-ICP MS, SHRIMP II) исследований.

№ п/п	Участок	Номер пробы и ее характеристика	Координаты места отбора пробы
<i>Северный Улутау, бектурганская серия</i>			
1.	р. Улькен-Сабасалды-Тургай	K-124-16, двуслюдяной полевошпатовый сланец, образованный по магматическому протолиту (савинская свита)	49°40'56.20" с.ш. 66°16'53.70" в.д.
2.	р. Каратургай	U-1630, двуслюдяной полевошпатовый сланец, образованный по осадочному протолиту (арташинская свита)	49°22'39.40" с.ш. 66°20'29.40" в.д.
3.	р. Улькен-Сабасалды-Тургай	U-1603, двуслюдяной полевошпатовый сланец, образованный по осадочному протолиту (арташинская свита)	49°42'12.70" с.ш. 66°13'3.80" в.д.
<i>Южный Улутау, баладжездинская серия</i>			
4.	р. Бала-Жезды	U-1675, двуслюдяной полевошпатовый сланец, образованный по магматическому протолиту (кайканкарасуйская свита)	47°58'13.70" с.ш. 66°47'51.00" в.д.
5.	р. Кумола	f343, двуслюдяной полевошпатовый сланец, образованный по осадочному протолиту (арташинская свита)	47°53'36.80" с.ш. 66°50'14.30" в.д.

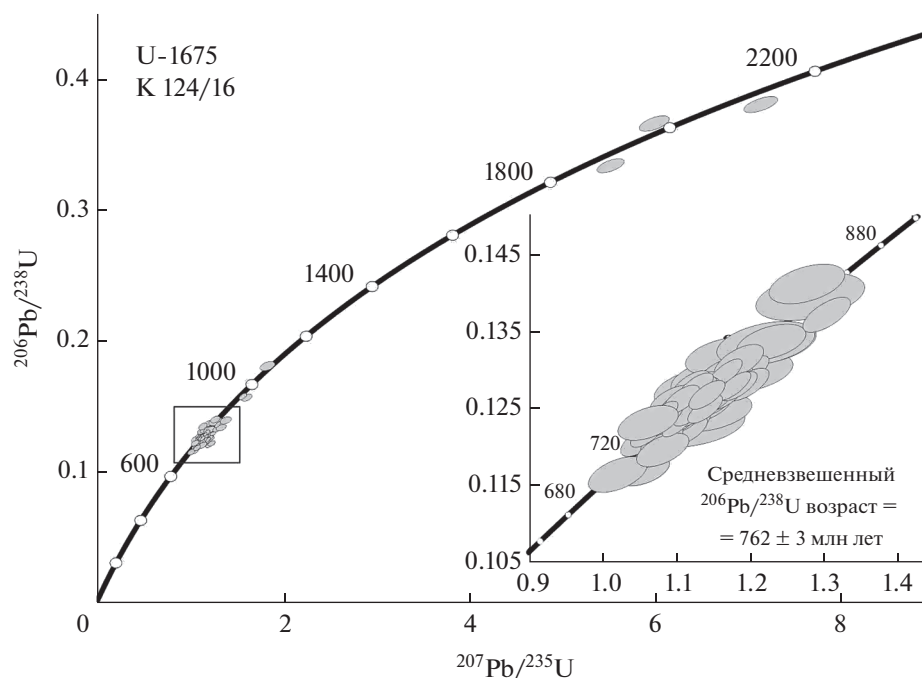


Рис. 18. Диаграмма с конкордией для цирконов из метаматматических сланцев бектурганской (проба K124/16) и баладзедзинской (проба U1675) серий. Среднее $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ значение возраста рассчитано для 115 зерен цирконов.

Таблица 2. Пики возрастов детритовых цирконов для образцов U-1603, U-1630 и F 343, рассчитанные с использованием программы Age Pick [33].

Интервалы значений			Пики и максимумы (млн лет)	Число зерен
начало	окончание	число зерен		
771	1610	103	788	6
2435	2533	19	811	8
			853	4
			903	6
			941	7
			994	14
			1075	4
			1103	4
			1160	8
			1213	7
			1283	5
			1323	7
			1353	4
			1436	4
			1484	3
			1557	5
			1599	4
			2458	8
			2478	10
			2494	11

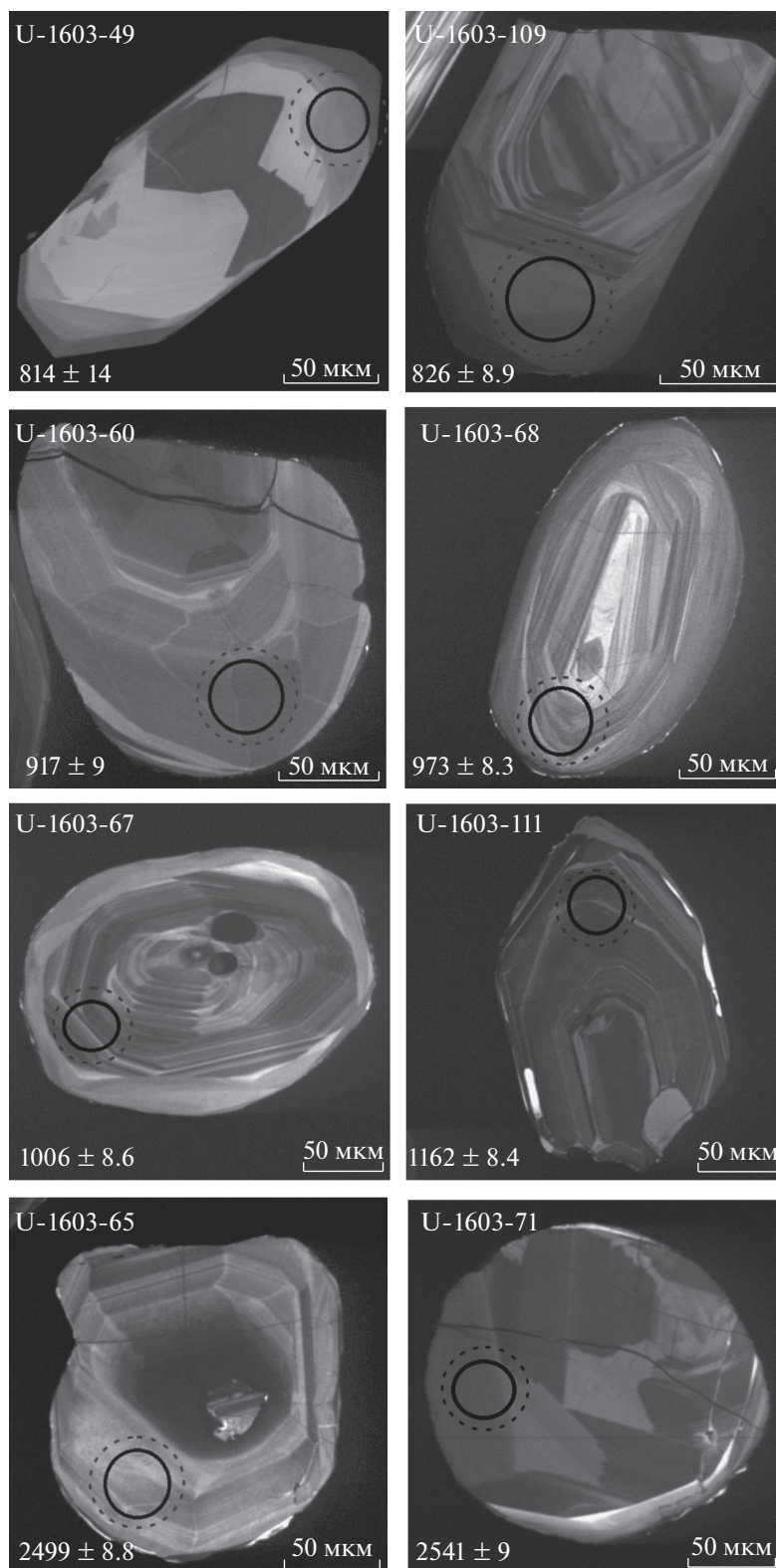


Рис. 19. Катодолуминесцентные изображения изученных цирконов из метасадочных сланцев бектурганской серии (проба U-1603) Улутауского массива. Обозначено: точки U–Pb измерений, $\phi 30$ мкм (кружок со сплошной линией); Lu–Hf измерения, $\phi 50$ мкм (пунктирная линия).

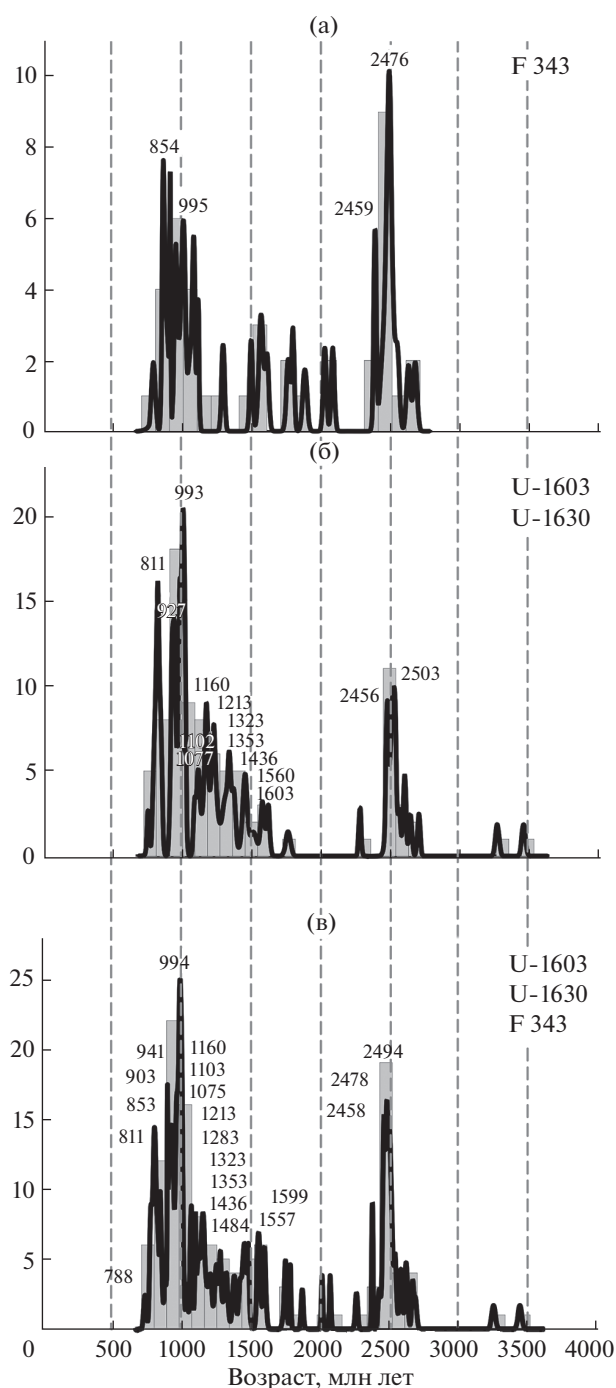


Рис. 20. Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов цирконов. (а)–(б) – распределение возрастов из метаосадочных сланцев: (а) – баладждзинской серии, (б) – бектурганской серии; (в) – сводный график плотности вероятности и гистограмма распределения возрастов детритовых цирконов из метаосадочных сланцев бектурганской и баладждзинской серий.

Возрасты пиков (числа) рассчитаны в программе Age Pick [38].

оценки возрастов в интервале от 1081 млн лет до 1471 млн лет с максимумами:

- 1102 млн лет (3 зерна),
- 1163 млн лет (6 зерен),
- 1219 млн лет (5 зерен),
- 1314 млн лет (5 зерен),
- 1354 млн лет (3 зерна),
- 1436 млн лет (4 зерна).

Для одного зерна получена оценка возраста 835 ± 10 млн лет (см. Приложение 2).

В пробе F-343 изучено 45 зерен циркона, для которых получено 40 конкордатных оценок возраста. Они образуют несколько интервалов (см. Приложение 2):

- 850–858 млн лет,
- 980–1008 млн лет,
- 2447–2504 млн лет;
- и интервалы с основными максимумами:

- 854 млн лет (3 зерна),
- 995 млн лет (3 зерна),
- 2459 млн лет (3 зерна),
- 2476 млн лет (6 зерен).

Сланцы характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ ($-5.5...-10$) и палеопротерозойскими значениями модельного возраста $t_{Nd}(DM) = \sim 1.8-2.3$ млрд лет (см. табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты изотопно-геохимических и геохронологических исследований метаморфических пород Северного (бектурганская серия) и Южно-

Таблица 3. Sm–Nd изотопные данные для метаморфических пород бектурганской и баладждзинской серий Улутауского массива.

Образец	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{Nd}(t)$	$t_{Nd}DM$
U-1603 метаосадочный сланец	5.20	27.4	0.1148	0.511679	-10.4	2262
U-1608 метаосадочный сланец	4.00	21.8	0.1109	0.511908	-5.5	1839
U-1630 метаосадочный сланец	7.67	37.4	0.1241	0.511956	-5.9	2026
U-1627/1 метамагматический сланец	5.83	33.4	0.1055	0.511819	-6.7	1872
U-1675 метамагматический сланец	6.64	31.1	0.1291	0.512155	-2.5	1792

Примечание. Величины $\epsilon_{Nd}(T)$ рассчитаны на возраст 800 млн лет.

го (баладжездинская серия) Улутау указывают на участие в их строении как орто-, так и парапород, имеющих близкие строение, возраст, минеральный и химический составы.

Оценка временного интервала формирования протолитов метаморфических пород

Наиболее точная оценка временного интервала формирования протолитов метаморфических пород может быть дана на основании анализа геохронологических данных, полученных для цирконов из метаматических сланцев кислого состава. Полученные оценки возраста для цирконов из таких пород в бектурганской (проба К-124-16) и баладжездинской (проба U-1675) сериях имеют близкий и с учетом погрешностей узкий интервал значений от 711 до 856 млн лет, что предполагает туфогенное происхождение дометаморфического протолита. Исходя из этого, рассчитанное среднее $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ значение возраста для обеих проб составляет 762 ± 3 млн лет и соответствует возрасту формирования основного объема пирокластического материала протолита (см. рис. 18).

Сравнение полученных результатов геохронологического изучения обломочных цирконов из парапород бектурганской и баладжездинской серий с использованием программы Overlap-Similarity Programm [33] показало высокие степени перекрытия (0.593) и сходства (0.560), характерные для разновозрастных толщ. На этом основании нижний возрастной предел накопления для этих пород ограничивается наиболее молодым статистически значимым максимумом оценок возраста и составляет 788 (6 зерен) млн лет (см. табл. 2). В качестве верхнего возрастного предела накопления может быть принят возраст формирования вулканогенного протолита ортопород этих серий ~ 760 млн лет. Следовательно, формирование осадочного протолита парапород обеих серий происходило в узкий временной интервал от 788 до 762 млн лет (~ 20 млн лет).

В этом случае невысокий индекс химического выветривания парапород, с учетом большой популяции цирконов с оценками возрастом от ~ 780 до ~ 850 млн лет, также отражают участие пирокластического материала в образовании их протолита и указывают на его вулканогенно-осадочное происхождение.

Таким образом, новые геохронологические данные позволяют считать, что метаморфические породы бектурганской и баладжездинской серий, ранее относимые к наиболее древним образованиям Улутауского массива, напротив, являются одними из самых молодых образований в разрезе его фундамента. Показано, что изученные ком-

плексы представляют собой метаморфизованную вулканогенно-осадочную последовательность, формировавшуюся в конце тонийского периода неопротерозоя. Вулканические породы были представлены высокотитанистыми базитами, пирокластические породы – туфами риолитового и трахириолитового состава, осадочные породы – туфопесчаниками, которые образовались при эрозии базитов и риолитов. Особенности состава базитов и пород кислого состава позволяют считать наиболее вероятной внутриплитную обстановку их формирования.

Этому событию предшествовало становление риолит-гранитных ассоциаций в западной части Улутауского массива и формирование вулканогенно-осадочных толщ основного, среднего и кислого состава в его восточной части. Можно предполагать, что накопление дометаморфических протолитов бектурганской серии и баладжездинской серий завершило формирование фундамента Улутауского массива. После этого все стратифицированные и плутонические комплексы фундамента испытали метаморфические преобразования и интенсивные деформации. Эти события происходили до внедрения щелочных сиенитов карсакапайского комплекса (673 ± 2 млн лет), которые не затронуты метаморфическими преобразованиями [30].

Эволюция докембрийской континентальной коры Улутауского массива

Изотопно-геохимические и геохронологические данные указывают, что формирование магматических и осадочных протолитов бектурганской и баладжездинской серий в конце тонийского периода происходило при участии комплексов более древней континентальной коры. Изотопные составы

Nd неопротерозойских ортопород

$$(\epsilon\text{Nd} = -2.5 \dots - 6.7,$$

$$t\text{Nd}(\text{DM}) = \sim 1800-1900 \text{ млн лет})$$

и парапород

$$(\epsilon\text{Nd}(t) (- 5.5 \dots - 10),$$

$$t\text{Nd}(\text{DM}) (\sim 1800-2300 \text{ млн лет})$$

свидетельствуют, что в источниках материнских расплавов и источниках сноса преобладали палеопротерозойские образования, либо комплексы, сформированные при их участии (см. табл. 3, рис. 21).

Более подробную информацию о возрастах и природе комплексов, подвергавшихся эрозии при накоплении осадочного протолита пород обеих серий, представляют данные по изучению

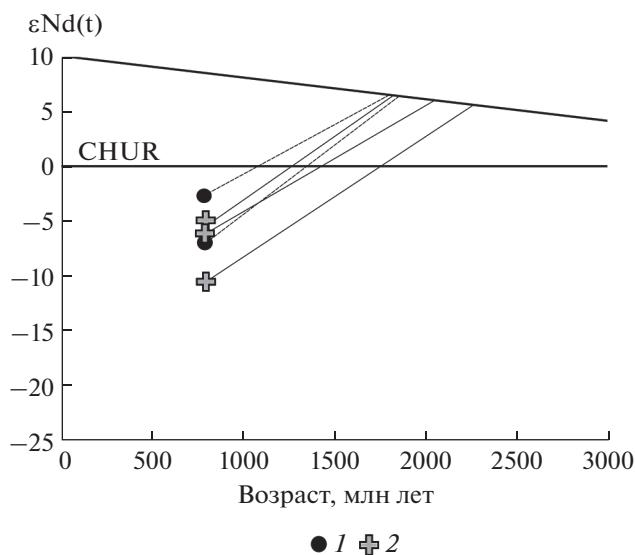


Рис. 21. Диаграмма эволюции изотопного состава Nd метаморфических пород бектурганской и баладжездинской серий. Показана: линия эволюции деплетированной мантии, по [31]. Обозначен: CHUR — однородный хондритовый резервуар, по [43]. 1 — ортопороды, 2 — парапороды

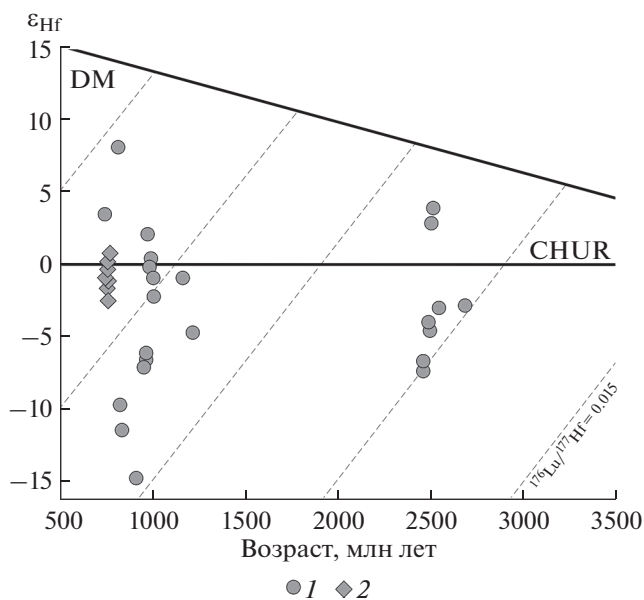


Рис. 22. Изотопная диаграмма ϵ_{Hf} — возраст (млн лет) для цирконов. 1 — парапороды бектурганской серии (проба U1603); 2 — ортопороды баладжездинской серии (проба U1675)

обломочных цирконов. Конкордантные оценки возрастов цирконов из парапород являются преимущественно позднедокембрийскими (771–1610 млн лет), реже встречаются палеопротерозойские и неоархейские (2435–2533 млн лет) цирконы.

Присутствие древних цирконов позволяет выделить в истории формирования континентальной коры Улутауского массива раннедокембрийский этап. Значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (–7.4...+3.9) в цирконах этого возраста позволяют предполагать, что в палеопротерозое и неоархее происходило образование магматических комплексов из источников с разной коровой предысторией (рис. 22, см. Приложение 3). Комплексы с цирконами, имеющими положительные значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, формировались при преобладающем влиянии ювенильного источника. Породы с цирконами, имеющими отрицательные значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, являлись производными коровых источников [78]. На этом основании можно предполагать, что тектоно-магматические процессы в раннем докембрии характеризовались как наращиванием континентальной коры, так и магматическим рециклингом более древних, в том числе мезо- и палеоархейских, коровых комплексов. Их участие в строении коры массива подтверждается присутствием обломочных цирконов с оценками возраста в интервале 3240–3430 млн лет (см. рис. 20, см. табл. 2).

Обломочные цирконы с позднедокембрийскими оценками возрастов ~800–1200 млн лет также обладают более широкими вариациями значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от –15 до +8. Присутствие цирконов с отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (–15...–0.2) и модельными возрастными $t_{\text{Hf}}(C)$ 1.7–2.4 млрд лет позволяет рассматривать в качестве одного из источников комплексы раннедокембрийской континентальной коры. Цирконы с положительными значениями $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (+0.4...+8) и модельными возрастными от $t_{\text{Hf}}(C)$ 1.1–1.6 млрд лет предполагают существование комплексов, сформировавшихся при участии ювенильных источников, и указывают на процессы наращивания континентальной коры в течение позднего докембрия. Рост континентальной коры массива в конце тонийского периода подтверждают вариации значений $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (–2.5...+0.8) и модельных возрастов Hf ($t_{\text{Hf}}(C) = 1.5–1.6$ млрд лет) цирконов из ортопород баладжездинской серий (см. рис. 22, см. Приложение 3).

Таким образом, формирование вулканогенно-осадочных комплексов в конце тонийского периода на Улутауском массиве происходило за счет эрозии и частичного плавления комплексов докембрийской континентальной коры, сформированной в результате тектоно-магматических процессов неоархей, палео-, мезо- и неопротерозоя. При этом формирование ювенильной континентальной коры, происходило синхронно с магматической переработкой более древних коровых комплексов.

Возможные аналоги комплексов источников сноса обломочного материала в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

Представление о комплексах, которые могут слагать погребенную часть фундамента Улутауского массива, может быть получено путем сравнения данных о представительных популяциях обломочных цирконов из метаморфических толщ с одновозрастными акцессорными цирконами из магматических образований, распространенных в пределах докембрийских массивов западной части Центрально-Азиатского пояса.

Наиболее молодая популяция в парапородах бектурганской и баладжездинской серий представлена цирконами с оценками возрастов от 780 до 850 млн лет (см. рис. 20, см. табл. 2). Сохранность кристаллографических очертаний указывает на отсутствие длительной транспортировки и предполагает местные источники сноса. Неопротерозойские магматические комплексы широко развиты в западной части массива и представлены рассланцованными кислыми вулканогенными толщами и гранитоидами, сформировавшимися в интервале ~ 790–840 млн лет [7, 24, 30].

Преобладающая часть детритовых цирконов имеют оценки возраста в интервале от ~900 до ~2500 млн лет (см. рис. 20, см. табл. 2). Комплексы этого возрастного диапазона на современном эрозионном срезе массива не выявлены, но их возможные аналоги распространены в пределах других докембрийских массивов западной части Центрально-Азиатского пояса.

Цирконы с оценками возрастов от 900 до 1000 млн лет, значениями $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ ($-7...+2$) и модельными возрастными $t_{\text{Hf}}(C)$ 1700–2400 млн лет свидетельствуют о присутствии в составе источников сноса магматических комплексов раннего неопротерозоя, формирование которых происходило при переработке палеопротерозойской континентальной коры. Подобные комплексы представлены кислыми вулканитами и гранитоидами массивов [5, 30, 40, 41, 70]:

- Актау-Моинтинский (~920 млн лет),
- Илийский (926–845 млн лет),
- Центрально-Тяньшаньский (~960–890 млн лет).

Цирконы с оценками возрастов в интервале от 1000 до 1200 млн лет, значениями $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ ($-4.7... -0.9$)

при модельных возрастах $t_{\text{Hf}}(C)$ 1700–2100 млн лет, указывают на участие в строении питающей провинции и позднемезопротерозойских продуктов плавления раннедокембрийской континентальной коры (см. рис. 20, см. рис. 22, см. табл. 2, см. Приложение 3). Их вероятные аналоги пред-

ставлены гранитоидами и кислыми вулканитами стенийского (~1100–1150 млн лет) возраста на Кокчетавском, Ишкеольмесском и Иссыккульском массивах, сформировавшимся при переработке палеопротерозойско-неоархейских коровых источников [30, 34, 50].

Цирконы с оценками возрастов от 1200 до 1600 млн лет позволяют считать их продуктами эрозии магматических комплексов первой половины мезопротерозоя. Подобные образования в западной части Центрально-Азиатского пояса развиты очень ограничено в пределах массива Китайского Центрального Тянь-Шаня и докембрийских блоков Бейшаньского пояса, где распространены гранитоиды возрастными ~1400–1450 млн лет [38, 75].

Представительная популяция детритовых цирконов с оценками возрастов в интервале от 2435 до 2533 млн лет свидетельствует об участии в составе источников сноса раннедокембрийских комплексов. Магматические образования палеопротерозоя и неоархея широко представлены на древних кратонах, обрамляющих Центрально-Азиатский пояс. Поэтому присутствие в парапородах обломочных цирконов раннепалеопротерозойского и неоархейского возраста может указывать, что их источниками являлись раннедокембрийские комплексы Сибирского, Восточно-Европейского, Северо-Китайского или Таримского кратонов [7, 37, 46].

Таким образом, распределение оценок возраста обломочных цирконов из парапород бектурганской и баладжездинской серий в целом совпадает с основными этапами докембрийского магматизма в западной части Центрально-Азиатского пояса. Это может свидетельствовать о сходной тектоно-магматической эволюции Улутауского и других массивов этой части пояса в докембрии.

Наиболее ярко это сходство проявлено в позднем докембрии. На заключительном (780–760 млн лет) этапе докембрийской эволюции Улутауского массива во внутриплитной обстановке происходит формирование контрастной вулканогенной ассоциации, включающей толеитовые пикробазальты и базальты, риолиты и трахидациты с характеристиками анарогенных кислых пород. Внутриплитные неопротерозойские магматические комплексы широко распространены в пределах всего Центрально-Азиатского пояса. В его центральной части (Сонгинский, Тарбагатайский, Дзабханский, Тувино-Монгольский террейны) комплексы представлены кислыми вулканитами и гранитоидами с характеристиками А-типа, а также расслоенными интрузивами, сформировавшимися в интервале ~790–720 млн

лет [23]. Предполагается, что этот этап внутриплитной активности мог быть связан с рифтогенными процессами, приведшими к распаду суперконтинента Родиния.

В западной части пояса позднепротерозойские гранитоиды и вулканогенно-осадочные толщи кислого состава с оценками возраста в интервале ~850–760 млн лет наиболее широко представлены в пределах докембрийских массивов юго-западной (Улутау-Моюнкумской) группы, включающей Улутауский, Каратау-Таласский, Чуйско-Кендыктаский, Жельтавский и Нарынско-Сарыджазский массивы [51, 52, 54, 60, 67]. Предполагается, что этих комплексы были приурочены к крупному вулканоплутоническому поясу, связанному с заложением крупного рифтогенного прогиба [30].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведены детальные геохронологические и изотопно-геохимические исследования метаморфических образований, входящих в состав бектурганской и баладжездинской серий и считавшихся древнейшими комплексами фундамента Улутауского массива. Показано, что их дометаморфическими протолитами являлись вулканогенные, туффогенные и терригенные породы, которые входили в состав единой риолит-базальтовой вулканогенно-осадочной ассоциации. Установлено, что формирование этой ассоциации происходило в течение узкого интервала во второй половине тонийского периода неопротерозоя. Нижний возрастной предел накопления протолитов ограничен наиболее молодым статистически значимым максимумом оценок возраста детритовых цирконов (788 млн лет). Верхний возрастной предел ограничен оценкой возраста основного объема кислых вулканических пород (762 млн лет). Метаморфические преобразования пород обеих серий завершились до внедрения щелочных сиенитов карсакпайского комплекса (673 ± 2 млн лет), которые не затронуты метаморфизмом. Формирование вулканогенно-осадочных пород бектурганской и баладжездинской серий происходило за счет эрозии и частичного плавления более древних комплексов континентальной коры Улутауского массива. Формирование коры массива происходило на протяжении неорархей–неопротерозоя, стадии роста и переработки совпадают с основными этапами докембрийского магматизма, которые выявлены в пределах других массивов западной части Центрально-Азиатского пояса. Формирование неопротерозойской (тонийской) риолит-базальтовой вулканогенно-осадочной ассоциации Улута-

уского массива, скорее всего, происходило во внутриплитных обстановках. Контрастные ассоциации, анорогенные гранитоиды и базиты такого возраста широко развиты на докембрийских массивах всего Центрально-Азиатского пояса и могут быть связаны с рифтогенными процессами, приведшими к распаду суперконтинента Родиния.

Финансирование. Работы проведены при финансовой поддержке РФФИ, проект № 20-05-00108, в рамках выполнения государственного задания ГИН РАН и ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1 : 500 000. Серия Центрально-Казахстанская. Алма-Ата: Мингео СССР, 1981. 26 л.
2. Григайтис Р.К., Ильченко Л.Н., Краськов Л.Н. Новые палеонтологические данные по докембрийским отложениям Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С. 68–79.
3. Десярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
4. Десярев К.Е., Третьяков А.А., Рязанцев А.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Александров П.А., Анисимова И.В. Среднерифейские гранитоиды западной части Киргизского хребта (Северный ТяньШань): структурное положение, строение и обоснование возраста // ДАН. 2011. Т. 441. № 2. С. 219–223.
5. Десярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Третьяков А.А., Яковлев С.З. Позднедокембрийская вулканоплутоническая ассоциация Актау-Джунгарского массива (Центральный Казахстан): структурное положение, обоснование возраста, особенности состава // ДАН. 2008. Т. 421. С. 515–519.
6. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Вишневская И.А., Каныгина Н.А., Николаева М.С., Шарф И.В. Неопротерозойские метавулканогенно-осадочные породы боздакской серии Южного Улутау (Центральный Казахстан): изотопно-геохимические и геохронологические данные // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1969–1991.
7. Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана / Караганда: КРУ, 2013. 206 с.
8. Зайцев Ю.А., Розанов С.Б. Строение зеленокаменных и железорудных серий протерозоя Карсакпайского синклинория в Южном Улутау // Вопросы геологии Центрального Казахстана / Мат-лы по геологии Центрального Казахстана. А.А. Богданов (ред.). М.: МГУ, 1971. Т. 10. С. 107–122.
9. Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Новые данные о строении докембрия Улутау // Вопросы геологии Центрального Казахстана / Мат-лы по геологии Цен-

- трального Казахстана. А.А.Богданов (ред.). М.: МГУ, 1971. Т. 10. С. 21–92.
10. *Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н.* Венд Центрального Казахстана М.: МГУ, 1979. 252 с.
 11. *Каныгина Н.А., Летникова Е.Ф., Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Жимулев Ф.И., Прошенкин А.И.* Первые результаты изучения обломочных цирконов из позднедокембрийских грубообломочных толщ Улутауского массива (Центральный Казахстан) // ДАН. 2018. Т. 483. № 1. С. 74–77.
 12. *Козаков И.К.* Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса. СПб.: Наука, 1993. 272 с.
 13. *Летникова Е.Ф., Дмитриева Н.В., Третьяков А.А., Жимулев Ф.И., Каныгина Н.А., Вишневецкая И.А.* Докембрийская история развития Улутауского континентального блока (Центральный Казахстан): по данным датирования цирконов методом La ICP-MS / Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ / Мат-лы XLVIII Тектонического совещания. 2016. С. 341–345.
 14. *Милеев В.С., Розанов С.Б.* Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: МГУ, 1976. 368 с.
 15. *Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Бреданова Н.В.* Минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным (программа MINLITH) // Геология и разведка. 1999. № 1. С. 21–35.
 16. *Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М.* Континентальная кора и ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
 17. *Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В.* Жаункарский гранитный комплекс позднего тония Улутауского сиалического массива (Центральный Казахстан) // ДАН. 2017. Т. 473. № 6. С. 691–695.
 18. *Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В.* Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // ДАН. 2011. Т. 436. № 4. С. 499–503.
 19. *Филатова Л.И.* Докембрий Улу-Тау. М.: МГУ, 1962. 323 с.
 20. *Филатова Л.И., Богатырева Н.А.* О самых древних докембрийских отложениях Южного Улутау // Вопросы геологии Центрального Казахстана / Мат-лы по геологии Центрального Казахстана / А.А. Богданов (ред.). М.: МГУ, 1971. Т. 10. С. 92–106.
 21. *Филатова Л.И.* Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.
 22. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
 23. *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.
 24. *Alexeev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tretjakov A.A., Xia X., Liu D.Y.* Geochemical data and zircon ages for rocks in high-pressure belt of the Chu-Yili Mountains, Southern Kazakhstan: implication for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and Tianshan // J. Asian Earth Sci. 2011. Vol. 42. P. 805–820.
 25. *Anderson T.* Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chem. Geol. 2002. Vol. 192. P. 59–79.
 26. *Blichert-Toft J., Albaredo F.* The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 148. P. 243–258.
 27. *Bock B., McLennan S.M., Hanson G.N.* Geochemistry and provenance of the Middle Ordovician Austin Glen Member (Normanskill Formation) and the Taconian Orogeny in New England // J. Sediment. 1998. Vol. 45. P. 635–655.
 28. *Chiu H.-Y., Chung S.-L., Wu F.-Y., Liu D., Liang Y.-H., Lin I.-J., Iizuka Y., Xie L.-W., Wang Y., Mei-Fei Chu M.-F.* Zircon U–Pb and Hf isotopic constraints from Eastern Transhimalayan batholiths on the precollisional magmatic and tectonic evolution in Southern Tibet // Tectonophysics. 2009. Vol. 477. P. 3–19.
 29. *Cullers R.L.* The geochemistry of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // Lithos. 2000. Vol. 51. P. 181–203.
 30. *Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretjakov A., Kotov A., Kovach V.* Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. Vol. 47. P. 44–75.
 31. *Depaolo D.J.* Neodymium isotopes in the Colorado Front Range an dcrust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. Vol. 291. P. 193–196.
 32. *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.* A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. Vol. 42. P. 2033–2048.
 33. *Gehrels G.* Introduction to detrital zircon studies of Paleozoic and Triassic strata in western Nevada and northern California // GSA. Spec. Pap. 2000. Vol. 347. P. 1–17.
 34. *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 systematic // Gondwana Reserach. 2015. Vol. 27. P. 424–438.
 35. *Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 87. P. 249–265.
 36. *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. Vol. 61. P. 237–269.
 37. *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*. 2014. Vol. 254. P. 194–209.
38. He Z.Y., Klemd 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.
 39. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sediment. Petrol.* 1988. Vol. 58. P. 820–829.
 40. 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. Vol. 39. No 3. P. 197–212.
 41. Huang B.T., He Z.Y., Zong K.Q., Zhang Z.M. Zircon U–Pb and Hf isotopic study of Neoproterozoic granitic gneisses from the Alatay area, Xingjiang: constraints on the Precambrian crustal evolution in the Central Tianshan Block // *Chinese Sci. Bull.* 2014. Vol. 59. No 1. P. 100–112.
 42. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.* 2004. Vol. 211. P. 47–69.
 43. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 137–150.
 44. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canad. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8. P. 523–548.
 45. Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y. Ion microprobe UPb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2001. Vol. 188. P. 185–198.
 46. Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A., Kropachev A.P., Heaman L.M., Zanin A.M., Podkovyrov V.N., Belova V.N., Sukhorukov V.I. Sedimentary evolution of the Riphean–Vendian basin of southeastern Siberia // *Precambrian Research*. 2001. Vol. 111. № 1–4. P. 129–163.
 47. 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. Vol. 47. P. 28–43.
 48. Kröner A., Alexeiev D.V., Kovach V.P., Rojas Agramonte Y., Tretyakov A.A., Mikolaichuk A.V., Xie H., 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 Tianshan Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* 2017. Vol. 135. P. 122–135.
 49. Kröner A., Kovach V., Belousova E., Hegner E., Armstrong R., Dolgoplova A., Seltmann R., Alexeiev D.V., Hoffmann J.E., Wong J., Sun M., Cai K., Wang T., Tong Y., Wilde S.A., Degtyarev K.E., Rytisk E. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2015. Vol. 25. P. 103–125.
 50. 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. P. 272–295.
 51. 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. P. 901–927.
 52. 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. Spec. Pap.* 2007. Vol. 200. P. 1–29.
 53. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *J. Petrol.* 1986. Vol. 27. P. 745–750.
 54. Levashova N.M., Meert J.G., Gibsher A.S., Grice W.C., Bazhenov M.L. The origin of microcontinents in the Central Asian Orogenic Belt: constraints from paleomagnetism and geochronology // *Precambrian Research*. 2011. Vol. 185. P. 37–54.
 55. Liu Y., Gao S., Hu Z., Gao C., Zong K., Wang D. Continental and oceanic crust recycling-induced melt–peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U–Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths // *J. Petrol.* 2010. Vol. 51. P. 537–571.
 56. Ludwig K.R. Isoplot V. 4.15: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Spec. Publ. no. 4. Berkeley Geochron. Center. 2008. 76 pp.
 57. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. Vol. 299. P. 715–717.
 58. Pearce J.A., Stern R.J. Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives / In: *Back-arc spreading systems. Geological, biological, chemical and physical Interactions*. D.M. Christie, C.R. Fisher, S.M. Lee, S. Givens (eds), (AGU, Geophys. Monogr., 2006), P. 63–86.
 59. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. Vol. 100. P. 14–48.
 60. Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Salnikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Wang K.-L., Batanova V.G. Early Palaeozoic metamorphism of Precam-

- brian crust in the Zheltau terrane (Southern Kazakhstan; Central Asian Orogenic belt): P - T paths, protoliths, zircon dating and tectonic implications // *Lithos*. 2019. Vol. 324–325. P. 115–140.
61. Roddaz M., Brusset S., Baby P. Controls on weathering and provenance in the Amazonian foreland basin: Insights from major and trace element geochemistry of Neogene Amazonian sediments. // *Chem. Geol.* 2006. Vol. 226. No 1. P. 31–65.
 62. Shaw D.M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario // *Canad. J. Earth Sci.* 1972. Vol. 9. P. 18–35.
 63. Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. Vol. 249. P. 1–35.
 64. Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2004. Vol. 219. P. 311–324.
 65. 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*, A.D. Saunders, M.J. Norry (eds.). Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.
 66. Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C. J. Nd^{1-1} : a neodymium isotopic reference in consistency with La Jolla neodymium // *Chem. Geol.* 2000. Vol. 168. P. 279–281.
 67. Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Salnikova E.B., Kovach V.P., Lee H.-Y., Wang K.-L., Baitanova V.G., Kovalchuk E.V. Neoproterozoic granitoid magmatism and granulite metamorphism in the Chu-Kendyktas terrane (Southern Kazakhstan, Central Asian orogenic belt): zircon dating, Nd isotope and tectono-magmatic evolution // *Precambrian Research*. 2019. Vol. 332. P. 105397.
 68. 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*. Ed. by P.J. Sylvester (St. John's, Canada), Mineral. Assoc. 2001. Vol. 29. P. 239–243.
 69. Wan Y.S., Song B., Liu D.Y., Wilde S.A., Wu J.S., Shi Y.R., Yin X.Y., Zhou H.Y. SHRIMP U–Pb zircon geochronology of Palaeoproterozoic metasedimentary rocks in the North China Craton: evidence for a major Late Palaeoproterozoic tectonothermal event // *Precambrian Research*. 2006. Vol. 149. P. 249–271.
 70. 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 Tianshan // *Precambrian Research*. 2014. Vol. 242. P. 58–81.
 71. Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 1995. Vol. 19. P. 1–23.
 72. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. Vol. 95. P. 407–419.
 73. Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion-microprobe // *Rev. Econ. Geol.* 1998. Vol. 7 P. 1–35.
 74. Wu Y.B., Zheng Y.F. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U–Pb age // *Chinese Sci. Bull.* 2004. Vol. 49. P. 1554–1569. (in Chinese with English abstract).
 75. Yuan Y., Zong K., He Z., Klemd R., Liu Y., Hu Z., Guo J., Zhang Z. Geochemical and geochronological evidence for a former early Neoproterozoic microcontinent in the South Beishan Orogenic Belt, southernmost Central Asian Orogenic Belt // *Precambrian Research*. 2015. Vol. 266. P. 409–424.

The Late Precambrian Metamorphic Complexes of the Ulutau Massif (Central Kazakhstan): Age, Composition and Formation Settings for Protoliths

A. A. Tretyakov^{a, *}, K. E. Degtyarev^a, N. A. Kanygina^a, E. F. Letnikova^b, F. I. Zhimulev^b, V. P. Kovach^c, N. K. Danukalov^a, H.-Y. Lee^d

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per., 7, 119017 Moscow, Russia

^bSobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, prosp. Academician Koptyug, 630090 Novosibirsk, Russia

^cInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Makarova emb., 2, 199034 St. Petersburg, Russia

^dInstitute of Earth Sciences, Academia Sinica, P.O. Box 1-55, Nangang, 11529 Taipei, Taiwan

*e-mail: and8486@yandex.ru

The article presents the results of a study of metamorphic rocks of the Bekturgan and Baladzhezdy series of the Ulutau Precambrian massif (Central Kazakhstan), which have been traditionally referred to the most ancient Early Precambrian complexes, comprising the massif's basement. The protoliths of the metamorphic rocks were lavas and tuffs of basalt and rhyolite-trachyryolite compositions, as well as sandstones and tuff

sandstones, which made up contrasted volcanic-sedimentary sequence. The obtained U–Pb zircon ages (LA-ICP MS, SHRIMP II) demonstrate that the formation of this sequence occurred during the narrow (762–788 Ma) interval during the second half of the Tonian, corresponding to the Neoproterozoic. The metamorphic transformations of the rocks were completed before the intrusion of alkaline syenites of the Karsakpai complex (673 ± 2 Ma), which are not affected by metamorphism. Whole-rock Nd isotopic compositions of the metamorphic rocks indicate the origin of their protoliths due to erosion and partial melting of the older complexes of continental crust of the Ulutau massif. The Hf isotopic compositions of the zircons indicate that the main stages of formation and transformation of the massif continental crust occurred during the Neoproterozoic–Neoproterozoic and corresponded to the main stages of the Precambrian magmatism in the western part of the Central Asian Orogenic Belt.

Keywords: Central Asian Belt, Neoproterozoic, metamorphic complexes, protolith, detrital zircons, U–Pb dating, Hf isotopes