

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИГМАТИТОВ ТАРАТАШСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2022 г. А. В. Сомсикова<sup>a, b, \*</sup>, М. О. Аносова<sup>a</sup>, А. А. Федотова<sup>a</sup>, М. М. Фугзан<sup>a</sup>,  
Т. И. Кирнозова<sup>a</sup>, А. В. Тевелев<sup>c</sup>, О. В. Астраханцев<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

<sup>b</sup>Геологический институт РАН, Пыжжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

<sup>c</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет,  
Воробьевы горы, 1, Москва, 119991 Россия

\*e-mail: [alinaorlova87@gmail.com](mailto:alinaorlova87@gmail.com)

Поступила в редакцию 28.09.2021 г.

После доработки 28.02.2022 г.

Принята к публикации 26.04.2022 г.

Статья посвящена исследованию мигматитов тараташского метаморфического комплекса Южного Урала. Авторами проведено изучение Sm-Nd изотопной системы в ультраметаморфических процессах, приводящих к частичному плавлению субстрата и формированию мигматитов. Данные, полученные при изучении Sm-Nd изотопной системы пород, свидетельствуют о присутствии палеоархейского вещества ( $T_{Nd2} = 3.2–3.6$  млрд лет) в протолите метаморфитов тараташского комплекса и о преобладающей доле коровой составляющей в его составе ( $\epsilon_{Nd}(T)$  находится в интервале от  $(-7.6)$  до  $(-10.5)$ ). Изучение циркона из меланосомы и лейкосомы мигматитов позволило выделить две генерации кристаллов, отличающихся по морфологии, U-Pb изотопному возрасту и Th/U отношению. Показано, что основной этап формирования мигматитов попадает во временной интервал 2.1–1.8 млрд лет и начало этого процесса ассоциировано с гранулитовым метаморфизмом 2.06 млрд лет. Зерна циркона этого этапа имеют сравнительно низкие содержания урана (213–469 ppm) при обычных содержаниях тория (180–631 ppm); отношения Th/U варьируют в пределах 0.8–1.7.

**Ключевые слова:** Южный Урал, тараташский метаморфический комплекс, архей, протерозой, циркон, геохронология, U-Pb изотопная система, метаморфизм

**DOI:** 10.31857/S0016752522100107

### ВВЕДЕНИЕ

Мигматитовые комплексы слагают значительные объемы земной коры материков и встречаются повсеместно в областях развития зрелой континентальной коры. Они играют в ее структуре важную роль. Мигматиты являются следствием глубокой метаморфической переработки первичного материала коры и источником существенно-го объема информации о процессах и истории эволюции континентальной коры.

Одним из способов извлечения информации о фундаментальных этапах преобразования вещества континентальной коры является изучение изотопных систем и их устойчивости в течение глобальных геологических процессов. Эта задача сама по себе является фундаментальной проблемой изотопной геологии, привлекающей постоянное внимание исследователей.

Нами проведено изучение Sm-Nd и U-Pb изотопных систем в ультраметаморфических процес-

сах, приводящих к частичному плавлению субстрата и формированию мигматитов на примере тараташского метаморфического комплекса Южного Урала.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Тараташский метаморфический комплекс представляет собой фрагмент фундамента Восточно-Европейского кратона. В современной структуре Урала он слагает в грубом приближении блок линзовидной формы в пределах Башкирской мегазоны Южного Урала, и надвинут на рифейские и палеозойские комплексы его палеоконтинентального сектора (рис. 1). Метаморфические породы тараташского комплекса перекрыты со структурным несогласием осадочными и вулканогенно-осадочными породами айской свиты бурзянской серии мезопротерозоя (далее: нижнего рифея) с базальными конгломератами в основании разреза (Пучков, 2010). Породы, сла-

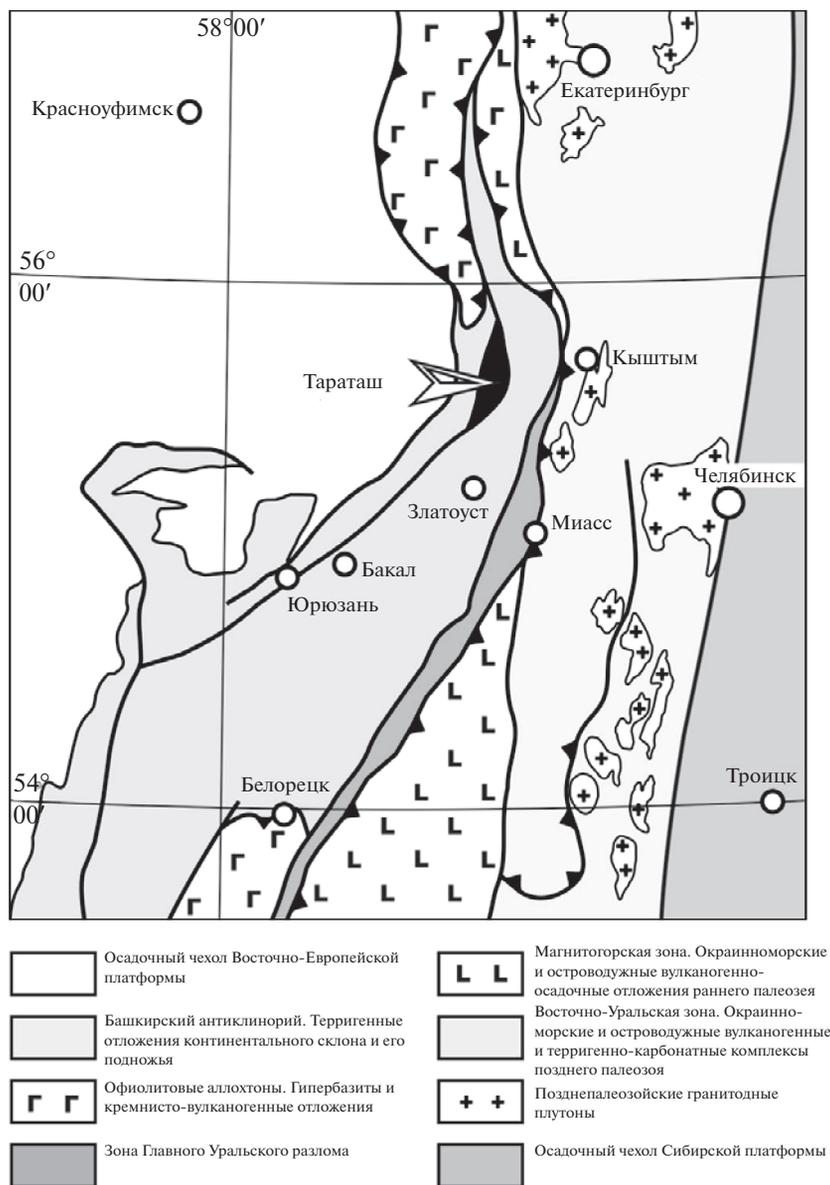
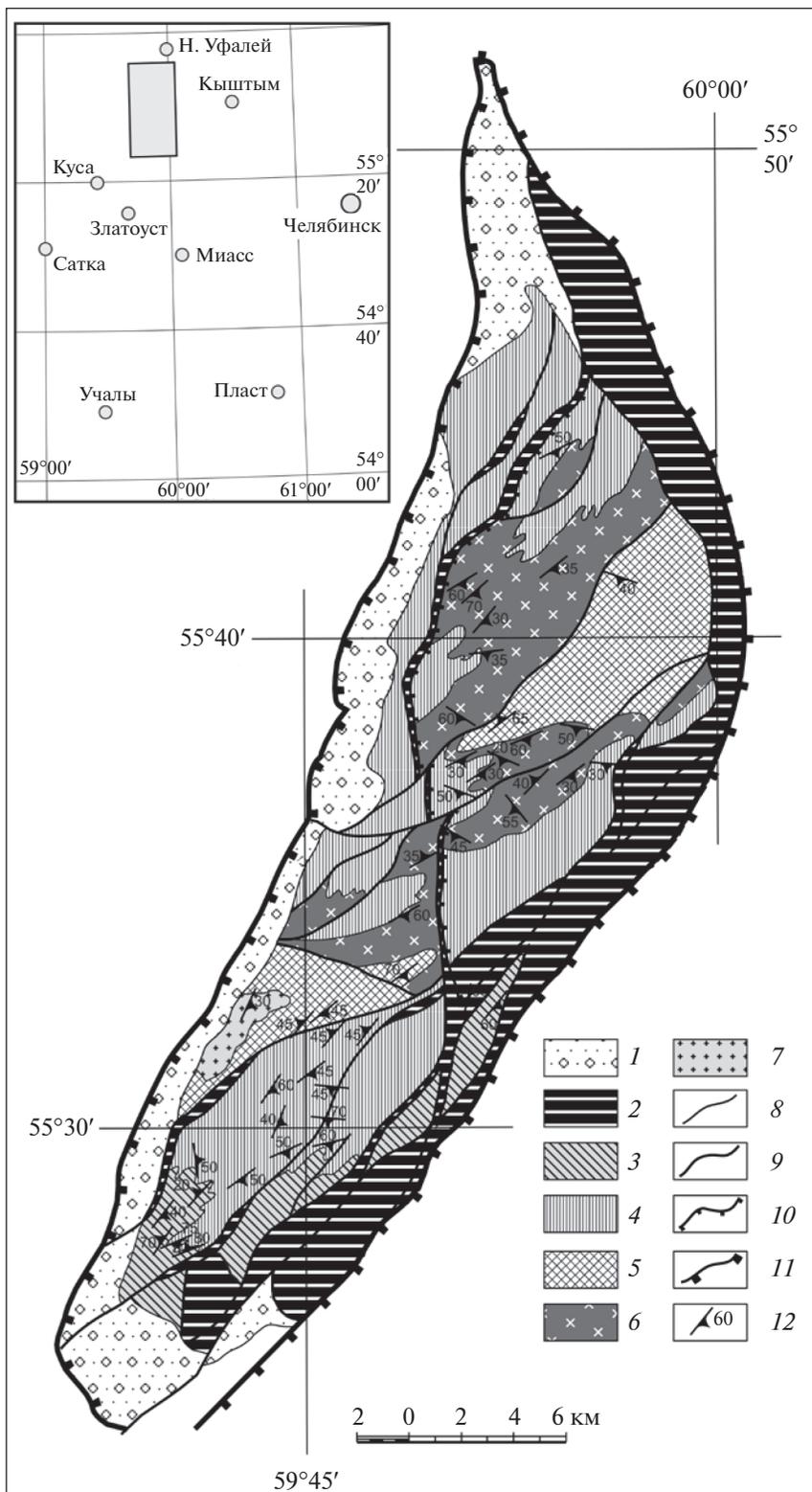


Рис. 1. Схема расположения тараташского комплекса Южного Урала.

гающие валуны и гальку в основании разреза пород айской свиты, петрографически и по результатам изучения циркона из этой гальки идентичны породам тараташского метаморфического комплекса (Пучков и др., 2014). Контакт во многих случаях подорван надвигами, падающими на восток. В западной части тараташского блока под метаморфитами, скважиной вскрыты известняки девона. На востоке тараташский комплекс ограничен мощными зонами бластомилонитов зеленсланцевого бильдишского комплекса (Тевелев и др., 2017), которые также погружаются на восток под углом  $45^\circ$ . Таким образом, тараташский метаморфический блок представляет собой крупную пластину, ограниченную пологими разрывами, падающими на восток.

В разрезе тараташского метаморфического комплекса выделяются четыре толщи (снизу вверх) (рис. 2): куватальская, шигирская, радашная и тагаякская (Ленных и др., 1978а). В состав куватальской толщи входят тонко-полосчатые, прерывисто-полосчатые плагиогнейсы с гиперстенном (эндербиты), амфиболом, биотитом, мигматизированные дупироксеновые кристаллические сланцы, метапикриты, эвлизиты и горизонты магнетитовых кварцитов, мощностью до 50 м. В верхней части толщи прослежена маркирующая пачка гранат-биотитовых, силлиманит-гранат-биотитовых, гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов и магнетитовых кварцитов. Мощность куватальской толщи более 2000 метров.



**Рис. 2.** Схема геологического строения тараташского метаморфического комплекса (по Тевелев и др., 2017). Условные обозначения: 1 – айская свита нижнего рифея (конгломераты, песчаники, трахибазальты); 2 – зеленые сланцы и бластомилониты; 3–6 – тараташская серия: 3 – тагаянская толща, 4 – радашная толща, 5 – куватальская толща; 6–7 – гранитоиды: 6 – шигирский комплекс (диориты + гранодиориты + граниты), 7 – аршинский комплекс (граниты); 8 – стратиграфические и интрузивные контакты; 9 – тектонические границы; 10 – надвиги второго порядка; 11 – надвиги первого порядка; 12 – элементы залегания метаморфической полосчатости

Шигирская толща сложена гиперстен-амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, биотитовыми диорито-гнейсами, мигматизированными двупироксеновыми кристаллическими сланцами и амфиболитами по ним, очковыми гнейсами по диорито-гнейсам. Мощность шигирской толщи варьирует и составляет 600–1000 м. Шигирская толща некоторыми исследователями рассматривается как интенсивно метаморфизованный и преобразованный вулканоплутонический комплекс диорит-гранодиорит-гранитного состава раннепротерозойского возраста (Тевелев и др., 2017).

В основании радашной свиты в некоторых разрезах установлены магнетитсодержащие кварцито-гнейсы. Выше в строении радашной толщи наблюдаются двупироксеновые кристаллические сланцы и амфиболиты по ним, гиперстен-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы, гранат-кордиерит-биотитовые графитосодержащие гнейсы, кордиеритовые кварциты, метапикриты, мало-мощные горизонты (10–20 м) магнетит-гиперстеновых пород, магнетитовых кварцитов и эвлизитов. На многих участках развиты блоковые, очковые и теневые мигматиты. Мощность радашной толщи составляет около 1500 м.

Тагаякская толща сложена биотитовыми плагиогнейсами, гранат-биотитовыми, силлиманит-гранат-биотитовыми графитосодержащими гнейсами, кварцито-гнейсами, изредка встречаются графитовые кварциты. Мигматиты в этой толще преимущественно послонные и очковые. Мощность тагаякской толщи составляет 500 м.

Куватальская, радашная и тагаякская толщи маркируют три мощных осадочных цикла в формировании пород тараташского комплекса (Тевелев и др., 2015a).

Внутренняя структура тараташского метаморфического комплекса представляет собой две эшелонированные в левом сдвиге конические антиформы — Куватальско-Лысогорская и Тура-ташская, разделенные седловидной синформой. Оси антиформ простираются в северо-восточном направлении ( $60^{\circ}$ – $70^{\circ}$ ), а осевые поверхности круто погружаются на юго-запад под углом  $70^{\circ}$ – $80^{\circ}$ .

Ядра антиформ слагают породы куватальской толщи, а крылья — радашной и тагаякской толщ. Зона развития пород шигирского вулканоплутонического комплекса приурочена к области шарнира этих антиформ и его седловидного изгиба. Крылья антиформ осложнены более мелкими складками нескольких генераций и зонами пластического и хрупко-пластического течения, приуроченными к разным уровням разреза толщ и границам пачек пород разного состава. Часто в таких зонах можно наблюдать формирование кристаллобластических, гранобластических структур, будинаж более компетентных прослоев, как правило, более меланократовых по минеральному составу, погруженных в гней-

совую матрицу. В некоторых случаях как послонные, так и секущие трещины залечиваются гранитоидным материалом, петрографически идентичным породам лейкосомы в мигматитах. Таким образом, формирование мигматитов на разных уровнях разреза тараташского метаморфического комплекса сопровождалось интенсивными вязко-пластическими деформациями, приведшими к его чрезвычайно сложной внутренней структуре. Как следствие, оценка мощности и состава различных толщ тараташского метаморфического комплекса до настоящего времени проводится весьма условно (рис. 3).

Складчатая структура тараташского метаморфического комплекса нарушена узкими зонами и поясами бластомилонитов и катаклизитов эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевых фаций, имеющих преимущественно северо-восток — юго-западное простирание. Наиболее крупные из них это Бельдишко-Куватальский пояс бластомилонитов, опоясывающий тараташский блок с востока и северо-востока и Тагаякско-Тахтинский пояс бластомилонитов субмеридионального простирания с падением плоскости смещения в восточных румбах. Тагаякско-Тахтинский пояс бластомилонитов представляет собой хрупко-пластический левый сдвиг. Он разделяет тараташский метаморфический комплекс на две практически равные части, пересекает седловидную синформу и смещает внутренние более ранние складчатые структуры восточной половины тараташского комплекса в левом сдвиге относительно их северо-западного продолжения (Тевелев и др., 2017).

Метаморфическая история тараташского комплекса длительна и сложна. Наиболее ранним событием, которое удается идентифицировать, являлся метаморфизм гранулитовой фации. Часть исследователей считает, что было два пика гранулитового метаморфизма 2.34 и 2.05 млрд лет назад, разделенных этапом высокотемпературного диафореза — ретроградного метаморфизма в условиях верхов амфиболитовой фации (Ронкин и др., 2012). Отчетливых свидетельств этой промежуточной стадии высокотемпературного ретроградного метаморфизма не выявлено. Предполагается, что они стерты последующими преобразованиями. На интервал 2.05–1.9 млрд лет, по мнению большинства исследователей (Sindern et al., 2005; Ронкин и др., 2012; Тевелев и др., 2015b; Тевелев и др., 2017) приходится наиболее ярко проявленный другой этап высокотемпературного ретроградного метаморфизма в условиях верхов амфиболитовой фации. Начало этапа низкотемпературного “диафореза” — метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации до зеленосланцевых преобразований пород, определяется как 1.81 млрд лет (Ленных и др., 1978a; Sindern et al., 2005).



**Рис. 3.** Месторождение Радостное. Радашная толща. Магнетит-биотитовые и магнетит-амфиболовые гнейсы и кварцито-гнейсы. Фото А.В. Тевелева.

Мигматиты широко развиты в пределах тараташского метаморфического комплекса. Они формировались, главным образом, на стадии высокотемпературного диафореза по гранулитам, составляя иногда до 100% объема пачек пород. Процесс частичного плавления при образовании

мигматитов тараташского комплекса был доказан при изучении минеральных ассоциаций мигматитов (Шкурский и др., 2017).

В стадию высокотемпературного регрессивного метаморфизма образуются очковые гнейсы по эндербитам, плагиомигматизированным двупирок-

сеновым кристаллическим сланцам и другим породам, нормальные граниты с мирмекитом, гранитные и пегматитовые жилы (Ленных и др., 1978а).

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Для изучения были отобраны образцы мигматизированных плагиоклазовых амфиболитов (TAR-1) из низов разреза радашной толщи тараташской серии (вскрышной карьер Радостного месторождения, координаты  $55^{\circ}31'35.9''$  с.ш.  $59^{\circ}47'38.2''$  в.д.), мигматизированных гнейсов (кern 249.1) куватальской толщи тараташской серии (кern поисковой скважины Магнитогорского металлургического комбината с глубины 249.1 м, координаты  $55^{\circ}39'45.8''$  с.ш.  $59^{\circ}58'43.9''$  в.д.) и мигматизированных гнейсов (2016/3; 2016/6) из базальных валунных конгломератов айской свиты нижнего рифея (карьер около шоссе Куса – Магнитка, координаты  $55^{\circ}21'58.6''$  с.ш.  $59^{\circ}34'44.5''$  в.д.). Образцы для анализа взяты из коллекции, собранной А.В. Тевелевым при проведении геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 и подготовке к изданию Госгеолкарты листа N-40-VI. Коллекция собиралась для изучения петрографии, геохимии и изотопного возраста метаморфитов тараташского комплекса. Сводка имеющихся на то время изотопных датировок пород тараташского комплекса дана в работе (Тевелев и др., 2015б). Образцы для настоящего исследования отобраны из мигматитов наиболее распространенных свит (радашной и куватальской) из неизменных разностей – из карьера и из керна скважины. Кроме того, были отобраны образцы мигматизированных гнейсов из валунов и гальки базальных конгломератов в основании айской свиты нижнего рифея.

Строение двух образцов (TAR-1 и kern 249.1) позволило выделить (выпилить) и отдельно проанализировать элементный и Sm-Nd изотопный состав лейкосомы, меланосомы и мезосомы. Мощность прослоев лейкосомы и меланосомы в изученных образцах мигматизированных плагиоклазовых амфиболитов и мигматизированных гнейсов составляла от 1.5–2 до 5–10 см.

Химический состав пород исследован на рентгенофлуоресцентном спектрометре AXIOS Advanced (ГЕОХИ РАН). Редкоэлементный состав мигматизированных плагиоклазовых амфиболитов и гнейсов полиметаморфического тараташского комплекса проанализирован методом ICP-MS на масс-спектрометре Element XR (ГЕОХИ РАН).

Выделение Nd и Sm на хроматографических колонках проведено по методике, опубликованной в работе (Ревяко и др., 2012). Изотопный состав неодима и самария измерен на многоколлекторном масс-спектрометре Triton (ГЕОХИ РАН). Определение концентраций Sm и Nd проведено

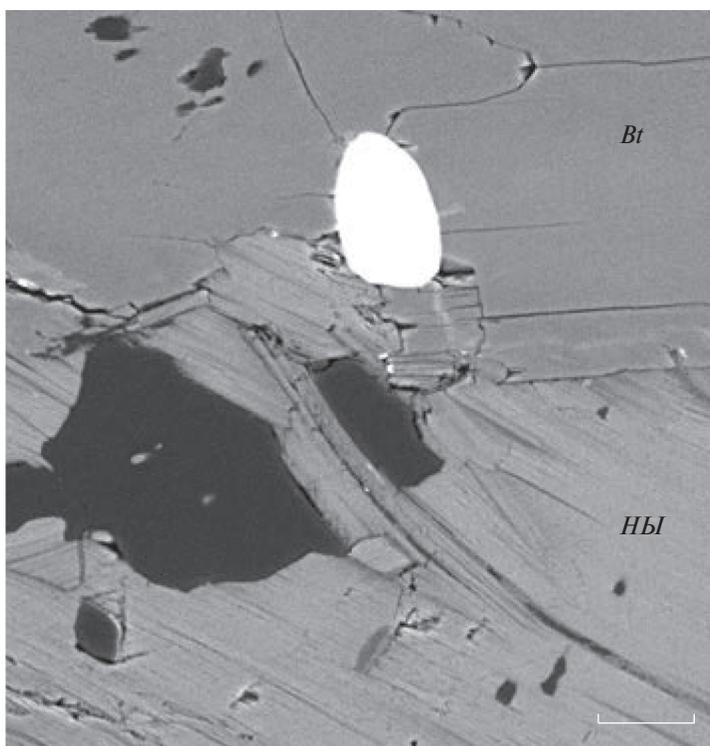
методом изотопного разбавления (Костицын, Журавлев, 1987) с использованием смешанного трасера  $^{150}\text{Nd} + ^{149}\text{Sm}$ . Величина холостого загрязнения в лаборатории составила 0.02 нг для Sm и 0.07 нг для Nd. Измеренное отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализовано к  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241572$ , что соответствует  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Погрешность для измеренных отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  указана в табл. 2, для  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  не превышает 0.1%. Воспроизводимость измерений контролировалась по международному стандарту JNdi-1 (Tanaka et al., 2000), среднее значение изотопного состава неодима для стандарта за период проведения исследования составило:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512100 \pm 0.000008$  (2 $\sigma$ ; N = 3).

При расчете величин  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  и модельных возрастов использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ) и PM ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513099$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21194$ ). Двустадийная модель эволюции изотопного состава Nd рассматривается как соответствующая последовательности процессов формирования пород континентальной коры (Keto, Jacobsen, 1987). Для вычислений в качестве времени частичного плавления в коровых условиях принято значение 2 млрд лет, отвечающее возрасту мигматитов (Ронкин и др., 2012; Тевелев и др., 2017 и данная работа). Двустадийные Nd-модельные возрасты  $T_{\text{Nd2}}$  рассчитаны с использованием среднекорового отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.13225$  (Taylor, McLennan, 2009).

Из меланосомы и лейкосомы образца плагиоклазовых амфиболитов тараташского комплекса (TAR-1) из карьера месторождения Радостное выделен циркон по стандартной методике с использованием флотационного столика, электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей в лаборатории минералогического и треккового анализа ГИН РАН.

Морфология и внутреннее строение кристаллов циркона изучено с помощью бинокулярного микроскопа Zeiss Stemi 2000-C. Для изотопно-геохронологического исследования вручную под бинокуляром отобраны зерна из размерной фракции от 70 до 120 мкм. Кристаллы циркона запечатаны в эпоксидную смолу, поверхность шашки сошлифована до появления зерен, затем отполирована. Изображения циркона получены на электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 (ГЕОХИ РАН) в режиме катодolumинесценции при ускоряющем напряжении 20 кВ, микрофотография шлифа плагиоклазовых амфиболитов TAR-1 (рис. 4) выполнена в режиме обратно рассеянных (BSE) электронов.

U-Pb изотопные геохронологические исследования проведены методом LA-ICP-MS на масс-



**Рис. 4.** Микрофотография мигматизированных плагиоклазовых амфиболитов в обратно рассеянных электронах (BSE), образец TAR-1. Светлое зерно – циркон в биотите (*Bt*), замещающем роговую обманку (*Hbl*). Масштабная линейка соответствует 20 мкм.

спектрометре Element XR с лазерной приставкой UP-213 (ГЕОХИ РАН) по методике, подробно описанной в (Костицын, Аносова, 2013). В качестве стандартов использован циркон GJ (Jackson et al., 2004) и 91500 (Weidnbeck et al., 1995). Всего было проанализировано 42 зерна из меланосомы и 42 зерна из лейкосомы. Полученные данные обрабатывали в программе Glitter (van Achterbergh et al., 2001), для построения диаграмм использована программа Isoplot 4.15 (Ludwig, 2008).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

**Химический и изотопно-геохимический состав пород.** Линзовидно-полосчатые мигматиты по плагиоклазовым амфиболитам (далее по тексту “мигматиты”, Петрографический ..., 2008) из северной части карьера месторождения Радостное представлены образцом TAR-1. Считается, что плагиоклазовые амфиболиты являются результатом высокотемпературного ретроградного метаморфизма двупироксеновых кристаллических сланцев (Ленных и др., 1978а). Они представляют низы радашной толщи, т.е. слагают среднюю часть разреза тараташского комплекса.

Плагиоклазовые амфиболиты – наиболее распространенная разновидность пород высокотемпературной амфиболитовой фации. С двупирок-

сеновыми кристаллическими сланцами они связаны постепенными переходами. Это темно-зеленые, зеленовато-серые породы массивной или слабоориентированной текстуры, мелкозернистой или гранонематобластовой структуры.

Плагиоклазовые амфиболиты состоят в основном из буровато-зеленой роговой обманки (55–70%) и плагиоклаза (30–45%). В подчиненном количестве часто присутствует кварц (5–7%), реже салит (3–5%), акцессорные минералы – магнетит, апатит и циркон. Кристаллы циркона находятся в виде включений в биотите, замещающем более раннюю роговую обманку (рис. 4). Для плагиоклазовых амфиболитов характерно отношение темноцветных минералов к светлым как 3 : 2.

Химический состав (табл. 1) мигматитов и гнейсов, мезосомы и лейкосомы соответствует гранитам, диоритам и лейкогранитам соответственно, а состав меланосомы – габбро и габбро-диоритам (Петрографический ..., 2008). Для всех рассмотренных образцов гнейсов характерно преобладание К над Na ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.13\text{--}0.83$ ) кроме мезосомы и лейкосомы керны ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3.1\text{--}4.2$ ).

Концентрации РЗЭ в лейкосоме значительно ниже, чем в меланосоме. Для лейкосомы характерен более дифференцированный спектр распределения РЗЭ ( $(\text{La}/\text{Lu})_n$  от 36 до 38) с положитель-

**Таблица 1.** Химический состав изученных пород тараташского комплекса: TAR-1 – мигматизированных плагиоклазовых амфиболитов и гнейсов, 249.1 (кern) – мигматитированных гнейсов и 2016/3, 2016/5 – мигматизированных гнейсов из галек валунных конгломератов айской свиты

Образец	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	K <sub>2</sub> O	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Loi
2016/3, гнейс	69.88	15.00	0.17	1.87	0.005	6.03	0.85	1.40	2.62	0.04	1.87
2016/6, гнейс	84.06	8.06	0.17	0.91	<0.001	2.79	0.22	0.69	1.96	0.05	1.06
TAR 1, меланосома	50.66	8.57	0.61	11.79	0.209	1.99	7.85	14.3	1.65	0.06	1.71
TAR 1, лейкосома	72.66	14.88	<0.1	0.50	<0.001	5.28	1.73	0.05	3.98	0.00	0.64
TAR 1, порода	73.68	12.03	0.34	2.72	0.022	3.47	1.89	1.89	2.86	0.05	0.88
Кern, меланосома	52.9	10.88	2.20	18.36	0.13	3.65	3.96	5.28	0.48	0.32	1.46
Кern, мезосома	60.08	21.72	0.66	4.62	0.03	1.12	4.53	1.04	4.73	0.08	1.14
Кern, лейкосома	72.31	15.34	0.03	0.81	0.01	1.33	3.25	0.09	4.09	0.04	2.38

**Таблица 2.** Результаты изучения Sm-Nd изотопной системы пород тараташского комплекса: TAR-1 – мигматизированных плагиоклазовых амфиболитов и гнейсов, 249.1 (кern) – мигматитированных гнейсов и 2016/3, 2016/5 – мигматизированных гнейсов из галек валунных конгломератов айской свиты

Образец	Sm, ppm	Nd, ppm	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd ± 2σ	( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>0</sub>	εNd(T) ± 2σ	T <sub>Nd</sub>	T <sub>Nd2</sub>
TAR-1, Мигматит	2.2	12.8	0.1045	0.510948 ± 03	0.50957	-9.3 ± 0.1	3.0	3.5
TAR-1, Меланосома	4.0	15.5	0.1561	0.511750 ± 08	0.50969	-6.9 ± 0.2	3.7	3.3
TAR-1, Лейкосома	0.2	1.6	0.0757	0.510799 ± 11	0.50980	-4.8 ± 0.2	2.6	3.0
TAR-1, гнейс	3.4	21.9	0.0930	0.510739 ± 14	0.50951	-10.5 ± 0.3	3.0	3.6
2016/3, гнейс	2.2	13.5	0.0991	0.511087 ± 05	0.50978	-5.2 ± 0.1	2.7	3.1
2016/6, гнейс	2.4	13.8	0.0983	0.511070 ± 02	0.50978	-5.3 ± 0.0	2.7	3.1
Кern, Лейкосома	0.6	4.8	0.0725	0.510538 ± 13	0.50958	-9.1 ± 0.3	2.8	3.4
Кern, Мезосома	1.6	10.9	0.0898	0.510845 ± 10	0.50966	-7.6 ± 0.2	2.8	3.2
Кern, Меланосома	6.6	25.8	0.1552	0.511807 ± 03	0.50976	-5.6 ± 0.1	3.4	3.0

Где T<sub>Nd</sub> и T<sub>Nd2</sub> в млрд лет. (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>0</sub> – начальное изотопное отношение неодима (на время 2 млрд лет). εNd(T) рассчитан на время T = 2 млрд лет. Погрешность определения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd указана в виде двух цифр младших разрядов приведенного значения. Погрешность определения <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd не превышает 0.1%.

ной европиевой аномалией в отличие от меланосомы ((La/Lu)<sub>n</sub> = 2) с отрицательной европиевой аномалией (рис. 5). Также содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в лейкосоме выше, чем в меланосоме (табл. 1), что соответствует концентрациям в них плагиоклаза. Содержание TiO<sub>2</sub> и MgO закономерно выше в меланосоме, чем лейкосоме, что связано с устойчивостью фемических минералов (биотита и роговой обманки) при частичном плавлении пород.

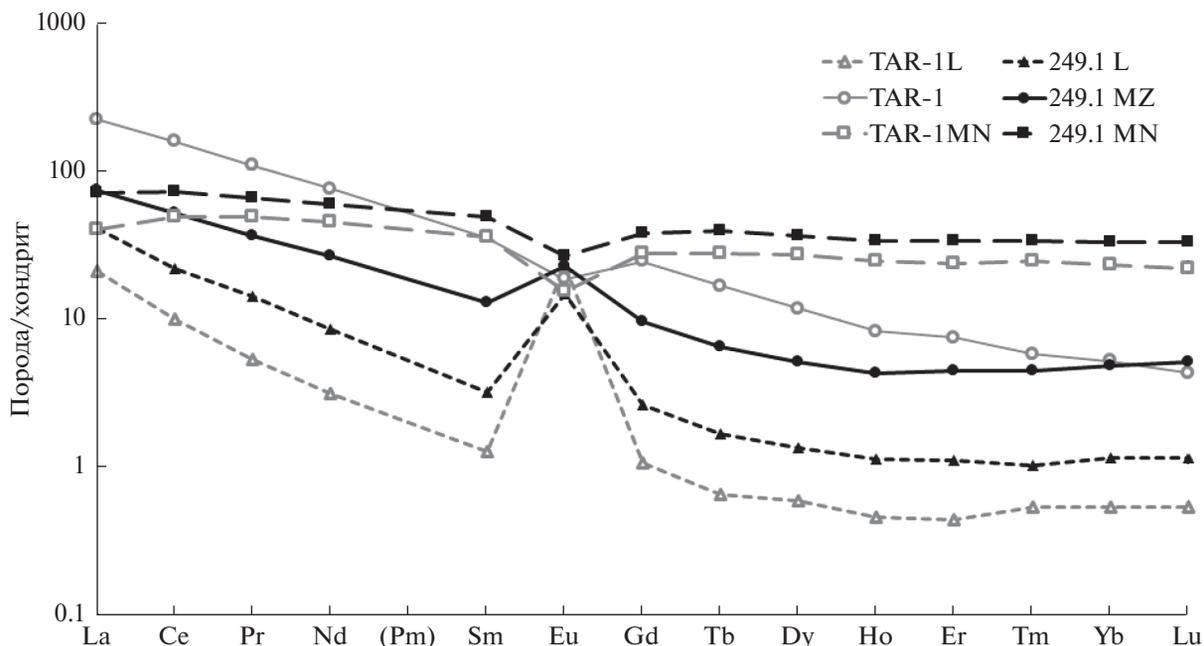
Проведено исследование Sm-Nd изотопной системы меланосомы, мезосомы и лейкосомы мигматизированных гнейсов из керны скважины (образец 249.1); меланосомы, лейкосомы и двух образцов гнейсов и мигматитов из низов разреза радашной толщи (образцы TAR-1) и двух образцов мигматизированных гнейсов из галек базальных конгломератов айской свиты (2016/3; 2016/6) (табл. 2).

Модельный возраст T<sub>Nd2</sub>, рассчитанный по двухстадийной модели для гнейсов образца 249.1 составляет 3.2 млрд лет, для мигматитов образцов

TAR-1 – 3.5–3.6 млрд лет, для гнейсов образцов 2016-3, 2016-6 – 3.1 млрд лет. Величины εNd для пород равны -7.6; -9.3 и -10.5; -5.2 и -5.3, соответственно (образцы 249.1; TAR-1; 2016-3, 2016-6). Возраст частичного плавления, происходившего в коровых условиях, принят условно для расчетов в 2 млрд лет. В действительности, в протерозойской геологической истории эпизодов частичного плавления было несколько, что отражают диапазоны величин T<sub>Nd2</sub> и εNd, не вписывающиеся однозначно в двухстадийную модель эволюции изотопного состава Nd изученных фракций и пород.

<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd изотопные отношения оказались различными в меланосоме и лейкосоме исследуемых образцов TAR-1 и 249.1 (табл. 2). Метаморфизм и частичное плавление привели к дифференциации Sm (в 15, 28 раз) и Nd (в 7, 14 раз) между меланосомой и лейкосомой с увеличением концентраций в меланосоме.

**Исследование циркона и U-Pb данные.** Для образца мигматитов из карьера месторождения Ра-



**Рис. 5.** Спектры распределения редкоземельных элементов для мигматитов тараташского комплекса (TAR-1), лейкосомы (TAR-1 L) и меланосомы (TAR-1 MN) из них и для образцов лейкосомы (249.1 L), мезосомы (249.1 MZ) и меланосомы (249.1 MN) из мигматизированных гнейсов (керна 249.1). Состав хондрита по (Sun, McDonough, 1989).

достное тараташского комплекса (TAR-1) проведено U-Pb геохронологическое исследование циркона из меланосомы и лейкосомы.

*Циркон из лейкосомы* из размерной фракции <120 мкм гетерогенен по форме и размеру зерен. Преобладают непрозрачные трещиноватые удлиненные кристаллы светло-сиреневого до серого цвета (Куд. = 1 : 6), в которых прослеживаются слегка сглаженные призматические вершины и ребра. Встречаются непрозрачные зерна темно-сиреневого цвета бипирамидальной формы со сглаженными вершинами (Куд. = 1 : 2), а также — прозрачные блестящие бипирамидальные (Куд. = 1 : 2) и округлые зерна небольшого размера. В шашке выложены фрагменты таких зерен и 6 целых удлиненных кристаллов (Куд. = 1 : 5–1 : 6) с неровными краями. Внешняя часть некоторых зерен имеет радиальные трещины. Преобладают светло-серые непрозрачные трещиноватые удлиненные кристаллы со сглаженными пирамидальными вершинами (Куд. = 1 : 2–1 : 6).

Характерные для внешних зон циркона гранулитовой фации оболочки с высокой интенсивностью катодной люминесценции (светлая окраска) и радиальными трещинами (Lee, Tromp, 1995; Corfu et al., 2003) выявлены и при изучении циркона в режиме катодолюминесценции (рис. 6а–6в). В некоторых зернах эти зоны располагаются не по всему периметру, а сохранились в большем (рис. 6б) или меньшем (рис. 6а, 6г, 6д) объеме. Удлиненное зерно (рис. 6е) представляет собой пример зерна с

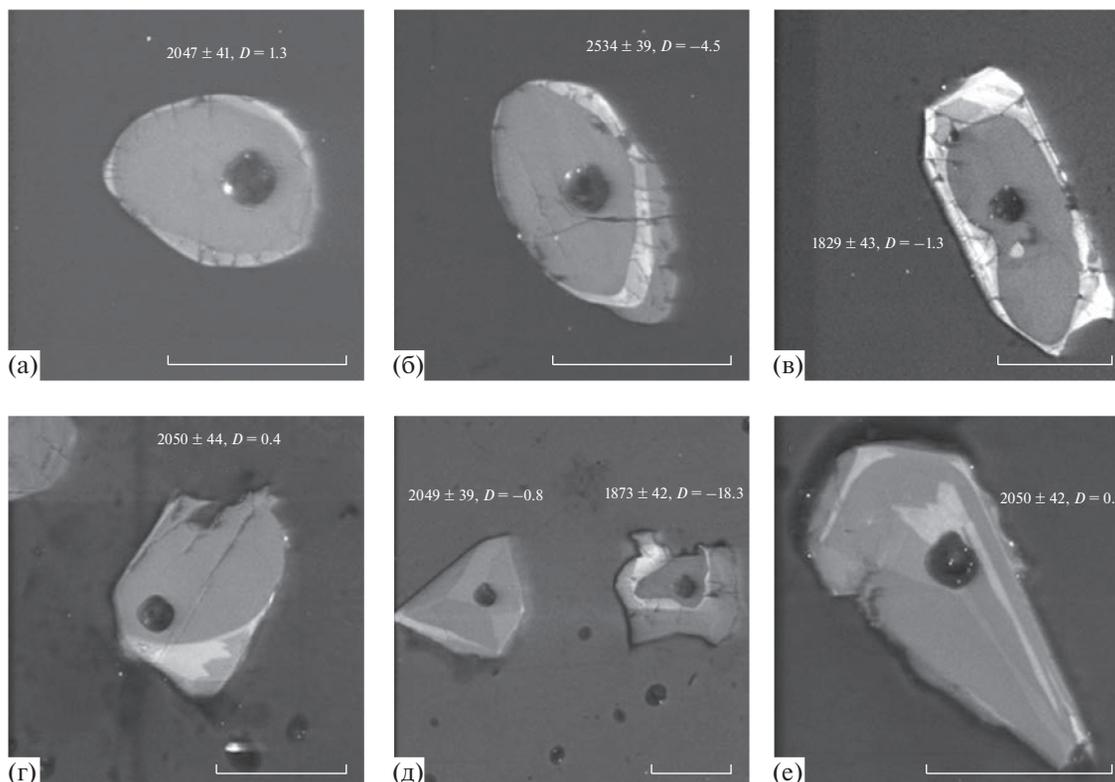
характерной для циркона гранулитовой фации зональностью елочкой (fir-tree (Schaltegger et al., 1999; Каулина, 2010)). В рассматриваемом зерне видна зигзагообразная граница. Обычно такие границы в цирконе гранулитов разделяют сектора, более и менее светлые в катодолюминесценции. В данном случае в проанализированном зерне (рис. 6е) не полностью проявлены сектора, поэтому в дальнейшем этот тип зональности мы называем мозаичным.

*Циркон из меланосомы* той же размерной фракции <120 мкм менее гетерогенен по сравнению с цирконом из лейкосомы. Зерна в основном мелкие округлые, полностью сглаженные темно-серого цвета. Встречаются также более мелкие удлиненные “окатанные” непрозрачные светло-серые кристаллы (Куд. = 1 : 4). В шашке выложены в основном зерна первого типа (рис. 6а, 6б). Некоторые зерна имеют характерные радиальные трещины (рис. 6а–6в), свойственные циркону гранулитов (Corfu et al., 2003).

Результаты LA-ICP-MS анализа циркона, полученные в представленной работе, приведены в табл. 3 и на графиках (рис. 7–9).

На графике (рис. 7) представлена диаграмма с конкордией для всех проанализированных зерен циркона из образца мигматита месторождения Радостное тараташского комплекса (TAR-1).

Из полученных данных (табл. 3, рис. 7) видно, что большая часть всех исследованных зерен дискордантна ( $D > 5\%$ ) и содержит высокие концен-



**Рис. 6.** Катодолуминесцентные изображения типичных проанализированных зерен циркона из меланосомы (а, б, в) и лейкосомы (г, д, е) образца мигматитов TAR-1. Темные области – это кратеры от анализа. Масштабная линейка соответствует 100 мкм.

трации урана ( $U = 1240\text{--}20270$  ppm), при этом отмечаются низкие отношения  $Th/U = 0.01\text{--}0.1$  (отдельные зерна до 0.2).

Все дальнейшие построения и расчеты проведены для зерен с дискордантностью меньше 5%.

Для циркона из меланосомы и лейкосомы мигматитов TAR-1 ( $D < 5\%$ ) построен график вероятности распределения возрастов по отношению  $^{207}Pb/^{206}Pb$  (рис. 8).

Значения возраста с дискордантностью  $D \leq 5\%$  для зерен циркона из лейкосомы определяют линию с двумя пиками (сплошная линия на графике вероятности распределения возрастов, рис. 8). В область этих пиков попадает два значения возраста циркона из меланосомы (пунктирная линия на графике вероятности распределения возрастов, рис. 8).

Первая группа (4 зерна из лейкосомы + 1 из меланосомы) представлена цирконом с конкордантным возрастом  $2264 \pm 6$  млн лет, СКВО = 2.1,  $P = 0.15$  (рис. 9а). Отмечены высокие содержания урана:  $U = 656\text{--}3660$  ppm, содержание Th = 41–255 ppm,  $Th/U = 0.1$  (табл. 3).

Вторая группа (7 зерен из лейкосомы + 1 из меланосомы) представлена кристаллами, из которых пять характеризуются конкордантным воз-

растом  $2052 \pm 5$  млн лет, СКВО = 0.42,  $P = 0.51$  (по всем 8 зернам возраст  $2058 \pm 12$  млн лет, СКВО = 1.13) (рис. 9б). Отмечены низкие содержания урана:  $U = 213\text{--}469$  ppm, содержание Th = 180–631 ppm,  $Th/U = 0.8\text{--}1.7$  (табл. 3).

Остальные полученные значения возраста с дискордантностью  $D \leq 5\%$  для зерен циркона (12 точек) из меланосомы (пунктирная линия на рис. 8) распределены в интервале возрастов по изотопному отношению  $^{207}Pb/^{206}Pb$  от 1800 до 2100 млн лет. Одна точка попадает в область значений  $>2.5$  млрд лет и имеет степень дискордантности  $D = 4.5\%$ . Все эти зерна имеют высокое содержание урана (1050–7290 ppm) и  $Th/U = 0.05\text{--}0.26$  (рис. 7–8, табл. 3). Под бинокляром они выглядят светлыми от полупрозрачных до совсем прозрачных.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Породы тараташского комплекса имеют сложную и длительную историю интенсивного метаморфического преобразования, включая неоднократный метаморфизм гранулитовой фации и акты частичного плавления пород. Эпизодов частичного плавления в протерозойской геологической истории пород тараташского комплекса было несколько, что отражают диапазоны величин  $\epsilon_{Nd}$  (табл. 2),

**Таблица 3.** Результаты U-Pb изотопного анализа (LA-ICP-MS) циркона мигматизированных плагиоклазовых амфиболитов TAR-1

Номер точки	Изотопные отношения						Rho	Содержание		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±1σ		Th, мкг/г	U, мкг/г		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±2σ	
L-01	0.1414	0.0015	8.173	0.091	0.4192	0.0044	0.67	194	3659	0.05	2 244	37	0.6
L-02	0.1280	0.0014	4.192	0.049	0.2375	0.0026	0.68	148	3604	0.04	2 071	38	-33.7
L-03	0.1460	0.0016	6.812	0.087	0.3385	0.0040	0.69	242	11838	0.02	2 299	39	-18.2
L-04	0.1012	0.0011	3.075	0.036	0.2205	0.0023	0.66	371	3774	0.10	1 645	42	-21.9
L-05	0.1401	0.0016	4.590	0.052	0.2376	0.0025	0.66	149	4447	0.03	2 229	39	-38.3
L-06	0.1297	0.0014	6.589	0.072	0.3684	0.0037	0.66	335	320	1.05	2 094	38	-3.5
L-07	0.1408	0.0018	5.625	0.080	0.2898	0.0036	0.68	180	5302	0.03	2 237	43	-26.6
L-08	0.1441	0.0016	6.824	0.083	0.3434	0.0038	0.67	346	3856	0.09	2 277	39	-16.4
L-09	0.1313	0.0015	4.283	0.054	0.2367	0.0027	0.68	259	6224	0.04	2 115	40	-35.3
L-10	0.1203	0.0014	3.064	0.040	0.1847	0.0022	0.68	279	12628	0.02	1 961	42	-44.3
L-11	0.1070	0.0012	3.982	0.050	0.2699	0.0031	0.68	553	5505	0.10	1 749	42	-11.9
L-12	0.1288	0.0015	4.258	0.057	0.2398	0.0028	0.68	545	12110	0.05	2 081	42	-33.4
L-13	0.1265	0.0016	6.561	0.092	0.3762	0.0045	0.68	375	362	1.04	2 050	44	0.4
L-14	0.1216	0.0015	2.890	0.037	0.1723	0.0019	0.66	1176	14454	0.08	1 980	43	-48.2
L-15	0.1238	0.0017	3.397	0.054	0.1989	0.0026	0.68	1029	20266	0.05	2 013	48	-41.9
L-16	0.1265	0.0014	6.464	0.081	0.3708	0.0043	0.68	350	299	1.17	2 049	39	-0.8
L-17	0.1146	0.0013	4.235	0.058	0.2680	0.0033	0.69	272	4264	0.06	1 873	42	-18.3
L-18	0.1265	0.0015	6.599	0.090	0.3783	0.0046	0.69	342	314	1.09	2 050	42	0.9
L-19	0.1352	0.0019	6.243	0.091	0.3350	0.0037	0.64	49	3066	0.02	2 166	49	-14.0
L-20	0.1639	0.0019	8.674	0.109	0.3838	0.0043	0.67	27	2027	0.01	2 496	39	-16.1
L-21	0.1260	0.0015	6.563	0.089	0.3777	0.0046	0.69	631	376	1.68	2 043	42	1.1
L-22	0.1222	0.0015	4.316	0.064	0.2561	0.0033	0.69	90	5056	0.02	1 989	45	-26.1
L-23	0.1140	0.0015	2.574	0.039	0.1638	0.0020	0.67	114	5783	0.02	1 863	48	-24.4
L-24	0.1435	0.0017	8.468	0.119	0.4279	0.0053	0.69	81	1074	0.08	2 270	42	1.2
L-25	0.1106	0.0014	2.831	0.041	0.1856	0.0023	0.68	596	16190	0.04	1 810	45	-39.4
L-26	0.1414	0.0020	8.397	0.130	0.4306	0.0050	0.65	41	656	0.06	2 245	50	2.8
L-27	0.1270	0.0016	6.713	0.099	0.3833	0.0048	0.68	431	468	0.92	2 057	46	1.7
L-28	0.2032	0.0038	10.229	0.211	0.3652	0.0052	0.65	144	4178	0.03	2 851	61	-29.6
L-29	0.1269	0.0015	6.980	0.095	0.3990	0.0048	0.68	260	222	1.17	2 055	43	5.3
L-30	0.1326	0.0016	4.274	0.056	0.2337	0.0027	0.68	332	8008	0.04	2 133	41	-36.5
L-31	0.1180	0.0015	2.298	0.033	0.1413	0.0017	0.67	175	8340	0.02	1 925	47	-29.7
L-32	0.2159	0.0029	10.282	0.158	0.3455	0.0044	0.67	131	376	0.35	2 950	44	-35.1
L-33	0.1630	0.0022	8.834	0.130	0.3932	0.0048	0.67	46	1671	0.03	2 486	45	-14.0
L-34	0.1335	0.0016	5.252	0.073	0.2854	0.0035	0.68	355	8175	0.04	2 144	43	-24.5
L-35	0.1438	0.0019	8.340	0.117	0.4208	0.0050	0.67	255	1767	0.14	2 273	45	-0.4
L-36	0.1019	0.0013	3.066	0.044	0.2183	0.0027	0.67	473	5558	0.09	1 658	48	-23.2
L-37	0.1261	0.0017	4.798	0.065	0.2761	0.0030	0.64	341	4716	0.07	2 043	48	-23.1
L-38	0.2094	0.0026	11.678	0.160	0.4046	0.0048	0.68	155	1800	0.09	2 900	40	-24.5
L-39	0.1410	0.0022	5.323	0.090	0.2738	0.0035	0.66	263	6269	0.04	2 240	54	-30.3
L-40	0.1480	0.0024	7.671	0.133	0.3759	0.0049	0.66	37	3462	0.01	2 323	54	-11.5
L-41	0.1220	0.0020	3.343	0.057	0.1988	0.0025	0.65	712	11893	0.06	1 985	57	-41.1
L-42	0.1230	0.0016	4.606	0.065	0.2716	0.0032	0.66	358	4140	0.09	2 000	46	-22.5
M-01	0.1485	0.0017	7.446	0.081	0.3637	0.0036	0.65	45	1238	0.04	2 329	38	-14.1

Таблица 3. Окончание

Номер точки	Изотопные отношения						Rho	Содержание		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$		Th, мкг/г	U, мкг/г		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	
M-02	0.1169	0.0013	4.901	0.064	0.3040	0.0037	0.69	721	5885	0.12	1 910	41	-10.4
M-03	0.1056	0.0012	3.751	0.045	0.2576	0.0029	0.68	391	4635	0.08	1 725	40	-14.4
M-04	0.1192	0.0014	5.412	0.068	0.3294	0.0037	0.68	405	2295	0.18	1 944	41	-5.6
M-05	0.1128	0.0013	4.817	0.059	0.3097	0.0034	0.67	329	3890	0.08	1 845	41	-5.7
M-06	0.1250	0.0014	6.855	0.086	0.3979	0.0046	0.68	171	2800	0.06	2 028	40	6.5
M-07	0.1420	0.0016	8.237	0.099	0.4208	0.0045	0.67	178	2410	0.07	2 251	40	0.6
M-08	0.1263	0.0014	6.570	0.079	0.3772	0.0042	0.68	180	213	0.85	2 048	39	0.7
M-09	0.1226	0.0014	5.358	0.066	0.3170	0.0036	0.68	213	3310	0.06	1 994	40	-11.0
M-10	0.1182	0.0016	2.938	0.042	0.1804	0.0021	0.66	2067	10881	0.19	1 928	47	-44.6
M-11	0.0982	0.0012	2.561	0.033	0.1892	0.0021	0.67	345	4855	0.07	1 589	45	-29.7
M-12	0.1337	0.0016	5.054	0.067	0.2742	0.0032	0.67	1126	9267	0.12	2 146	42	-27.2
M-13	0.1457	0.0018	6.921	0.096	0.3446	0.0041	0.67	832	6645	0.13	2 296	43	-16.8
M-14	0.1180	0.0017	5.122	0.069	0.3147	0.0030	0.62	423	1606	0.26	1 927	51	-8.5
M-15	0.1244	0.0013	6.333	0.067	0.3693	0.0038	0.66	501	2168	0.23	2 020	37	0.3
M-16	0.1228	0.0014	6.068	0.080	0.3585	0.0043	0.69	490	5474	0.09	1 997	41	-1.1
M-17	0.1286	0.0014	5.625	0.063	0.3173	0.0032	0.66	475	3833	0.12	2 078	39	-14.5
M-18	0.1139	0.0013	4.278	0.052	0.2724	0.0031	0.68	230	3655	0.06	1 863	40	-16.6
M-19	0.1761	0.0019	7.133	0.081	0.2939	0.0032	0.68	474	4613	0.10	2 616	35	-36.5
M-20	0.0498	0.0006	0.357	0.004	0.0519	0.0006	0.67	587	2433	0.24	187	53	5.3
M-21	0.1197	0.0014	6.204	0.081	0.3759	0.0043	0.67	336	3485	0.10	1 952	43	5.4
M-22	0.1049	0.0012	3.882	0.050	0.2683	0.0030	0.67	700	5377	0.13	1 713	44	-10.6
M-23	0.1113	0.0014	4.545	0.062	0.2964	0.0035	0.67	594	5980	0.10	1 820	44	-8.1
M-24	0.1265	0.0015	4.784	0.064	0.2743	0.0032	0.68	420	7193	0.06	2 049	43	-23.7
M-25	0.1021	0.0012	3.772	0.048	0.2680	0.0029	0.66	330	5518	0.06	1 662	44	-7.9
M-26	0.1676	0.0019	10.528	0.123	0.4556	0.0047	0.65	107	1050	0.10	2 534	39	-4.5
M-27	0.1263	0.0015	6.606	0.080	0.3793	0.0041	0.66	178	3285	0.05	2 047	41	1.3
M-28	0.1114	0.0013	4.010	0.049	0.2612	0.0028	0.66	401	6363	0.06	1 822	43	-17.9
M-29	0.1168	0.0013	5.855	0.068	0.3638	0.0040	0.67	975	3782	0.26	1 907	39	4.9
M-30	0.0949	0.0011	2.488	0.032	0.1904	0.0022	0.67	434	6586	0.07	1 524	45	-26.3
M-31	0.1172	0.0016	5.798	0.076	0.3587	0.0037	0.64	229	2906	0.08	1 914	48	3.2
M-32	0.1387	0.0018	5.393	0.075	0.2820	0.0033	0.67	754	12304	0.06	2 211	45	-27.6
M-33	0.1113	0.0013	4.945	0.061	0.3223	0.0036	0.67	361	6870	0.05	1 820	42	-1.0
M-34	0.1205	0.0014	6.416	0.077	0.3863	0.0041	0.66	194	2486	0.08	1 963	41	7.3
M-35	0.1190	0.0014	6.057	0.077	0.3691	0.0042	0.67	511	5874	0.09	1 941	42	4.3
M-36	0.1205	0.0016	5.184	0.070	0.3122	0.0035	0.65	392	2108	0.19	1 962	47	-10.7
M-37	0.1119	0.0013	4.984	0.064	0.3232	0.0037	0.67	353	5227	0.07	1 829	43	-1.3
M-38	0.1186	0.0014	5.401	0.070	0.3304	0.0039	0.68	207	3739	0.06	1 935	42	-4.9
M-39	0.1169	0.0014	5.709	0.076	0.3543	0.0042	0.67	650	7293	0.09	1 909	43	2.4
M-40	0.1131	0.0014	5.343	0.065	0.3426	0.0036	0.65	400	4166	0.10	1 850	44	2.7
M-41	0.1041	0.0013	3.960	0.050	0.2761	0.0028	0.64	382	4332	0.09	1 697	48	-7.4
M-42	0.1208	0.0018	5.341	0.086	0.3208	0.0040	0.66	497	7897	0.06	1 967	52	-8.8

Примечание. Rho – коэффициент корреляции погрешностей изотопных отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ; D – степень дискордантности, L – циркон из лейкосомы, M – циркон из меланосомы.

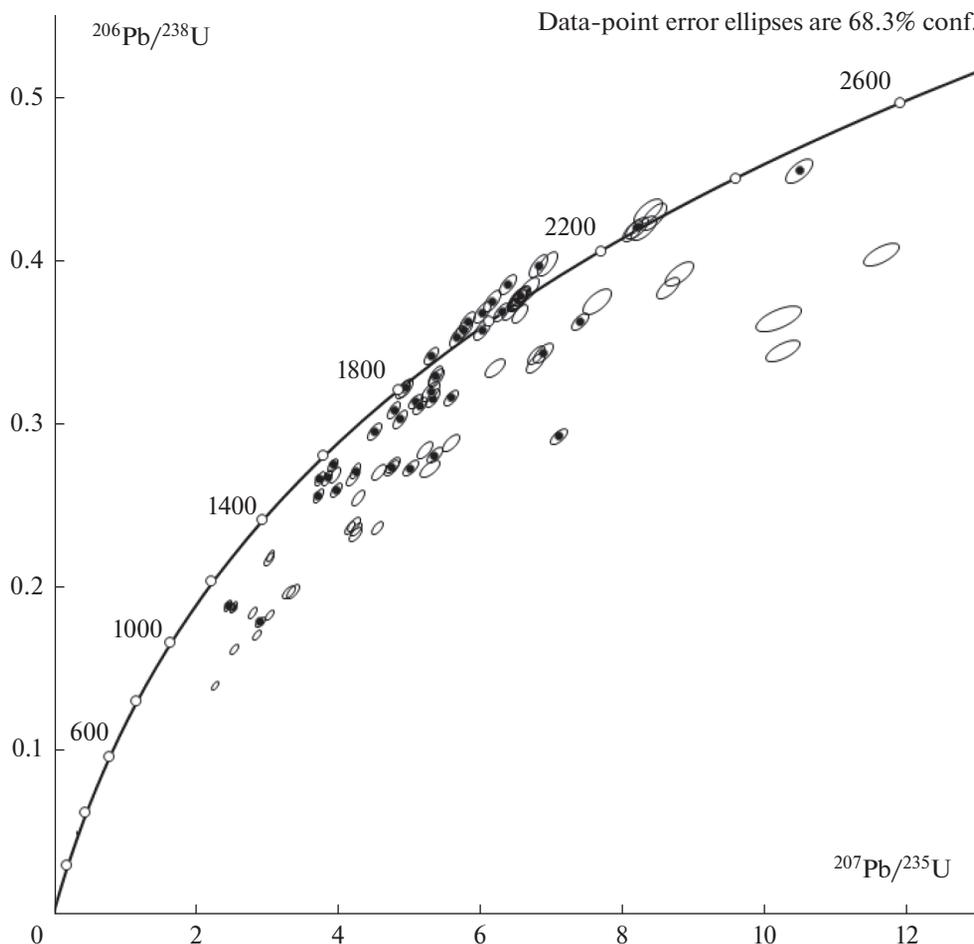


Рис. 7. Диаграмма с конкордией в координатах Аренса—Везерилла (Wetherill, 1956) для циркона из образца мигматитов TAR-1 месторождения Радостное тараташского комплекса: эллипсы с центрами — циркон из меланосомы, пустые эллипсы — циркон из лейкосомы.

не вписывающиеся однозначно в двухстадийную модель эволюции изотопного состава Nd изученных пород и фракций (лейкосома, мезосома, меланосома). Свидетельством тому являются также многочисленные датировки цирконов в интервале от 3.5 до 1.7 млрд лет (Ленных, Краснобаев, 1978б; Тевелев и др., 2015б). Ситуация осложняется наличием детритовых цирконов в железистых осадочных породах тараташской свиты (эвлизитах), добавляющих значения, не имеющие отношения к истории метаморфизма пород и вносящие дополнительный “информационный шум” в данные (Краснобаев и др., 2011; Тевелев, 2015б). Тем не менее, изучение геохимических особенностей состава РЗЭ метаморфических пород, Sm-Nd изотопной системы пород и U-Pb изотопной системы в цирконах позволяет восстановить основные этапы сложной и многостадийной истории формирования пород и мигматитов тараташского комплекса.

1. Рассчитанные по двустадийной модели возрасты  $T_{Nd2}$  для изученных гнейсов тараташского

метаморфического комплекса составляет 3.6–3.2 млрд лет (табл. 2). Это согласуется с выводом о наличии в составе протолита пород вещества раннего архея. Ронкин Ю.Л. с соавторами, анализируя U-Pb изотопную систему циркона из образца гнейсов тараташского комплекса, получили значение возраста  $3504 \pm 210$  млн лет по верхнему пересечению дискордии с конкордией (Ронкин и др., 2012).

Значения  $\epsilon_{Nd}$  (от  $-4.4$  до  $-10.5$ ) свидетельствуют о преобладающей доле коровой составляющей в изученных глубоко метаморфизованных осадочных породах.

2. Анализ U-Pb системы циркона из пород тараташского комплекса (табл. 3, рис. 7) демонстрирует, что большая часть зерен циркона содержит высокие концентрации урана, и U-Pb система циркона нарушена. Циркон имеет от 1200 ppm до процентных содержания урана с  $Th/U = 0.01-0.2$  (табл. 3). Высокие концентрации урана и тория способствуют переходу кристаллов циркона в некристаллическое состояние. Согласно расчету

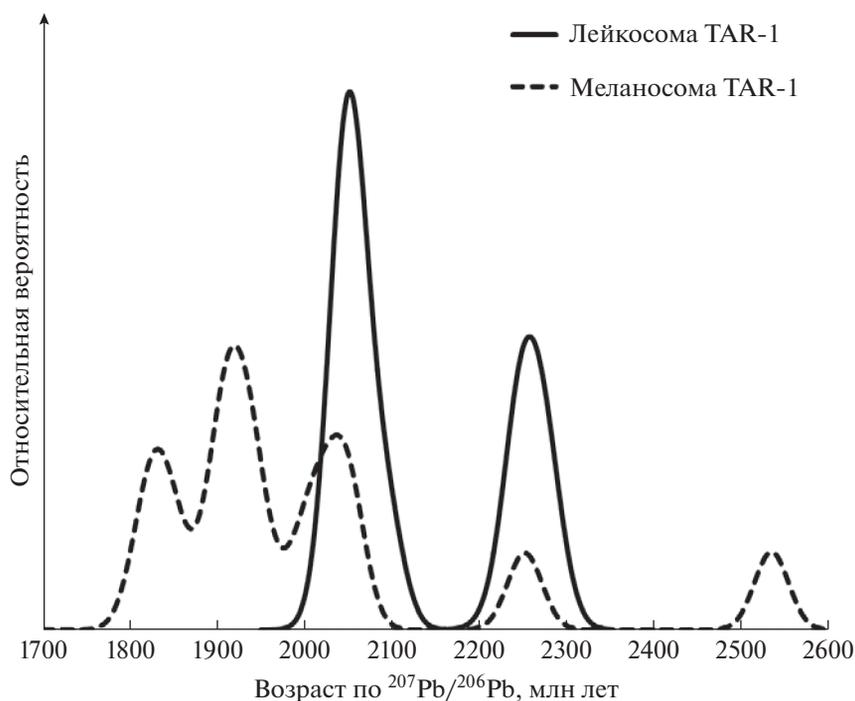


Рис. 8. Вероятность распределения возрастов по изотопному отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в цирконах из образца мигматитов TAR-1 месторождения Радостное тараташского комплекса ( $D \leq 5\%$ ).

накопленной дозы  $\alpha$ -распада для циркона из образца мигматитов TAR-1, большая часть исследованных зерен циркона метамиктные. Так, при накопленной дозе альфа-распадов  $\sim 1.5 \times 10^{18}$  расп/г, обнаруживается метамиктная фаза (Zhang, Salje, 2001), а при  $\sim (6-8) \times 10^{18}$  расп/г циркон становится полностью метамиктным (Rios et al., 2000). Основная часть зерен попадает в область значений полностью метамиктного циркона. И только низкоурановые зерна циркона попадают в поле полнокристаллического и частично метамиктного циркона. Циркон переходит в метамиктное состояние, если породы находятся близко к поверхности при низкой температуре. В этом случае накапливаются треки, то есть, следы распада радиоактивных изотопов U (Tagami, Matsu'ura, 2019).

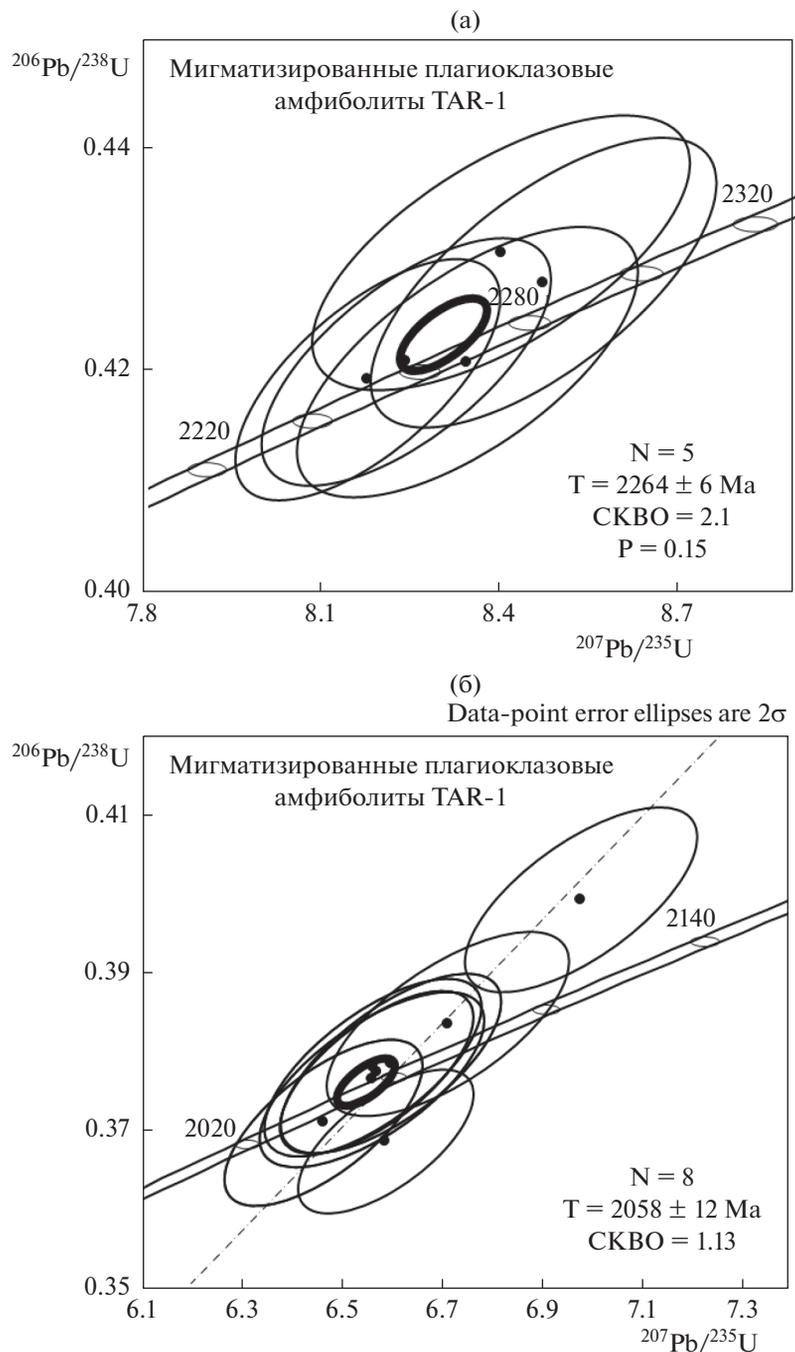
При метаморфизме, с повышением температуры, происходит отжиг, циркон переходит вновь в кристаллическое состояние, но в таких процессах с большой вероятностью происходит потеря радиоактивного Pb. Это связано с тем, что ионный радиус нерадиоактивного свинца  $\text{Pb}^{+2}$ , больше, чем ионный радиус радиоактивного  $\text{Pb}^{+4}$  свинца, замещающего  $\text{U}^{+4}$  в процессе радиоактивного распада (Cherniak, Watson, 2001). Катион ( $\text{Pb}^{+4}$ ) стремится к более устойчивому ( $\text{Pb}^{+2}$ ) состоянию, в котором становится практически несовместимым по отношению к кристаллической решетке циркона, что приводит к его потере. Таким образом, после метаморфизма, особенно при высоких содержа-

ниях U и Th, U-Pb изотопная система циркона не остается в равновесии. Потеря радиоактивного свинца приводит к понижению значений отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , что отражается в смещении точек изотопного U-Pb состава циркона в область ниже линии конкордии на диаграмме Аренса-Везерилла (диаграмме с конкордией, рис. 7). Если дискордантные точки не аппроксимируют с определенной точностью линию или линии дискордий, геохронологическая интерпретация таких данных затруднена.

В тоже время, по данным, приведенным в табл. 3 и на рис. 7, наблюдается смещение части результатов анализов вверх от конкордии. Для циркона в метамиктном состоянии это явление может быть вызвано микроскопическим, в пределах нескольких микрон, перераспределением Pb и U, т.е. образованием микронеоднородностей, без существенного нарушения изотопных отношений.

При сложности и многостадийности изучаемого процесса построение линий дискордий по результатам анализа метамиктного циркона, приводит к вероятности получения множества пересечений, и, следовательно, оценок возраста, не имеющих геологического смысла и не отвечающее реальным событиям.

U-Pb система циркона в изученных образцах из пород тараташского комплекса не сохранила информацию об архейских событиях. Только

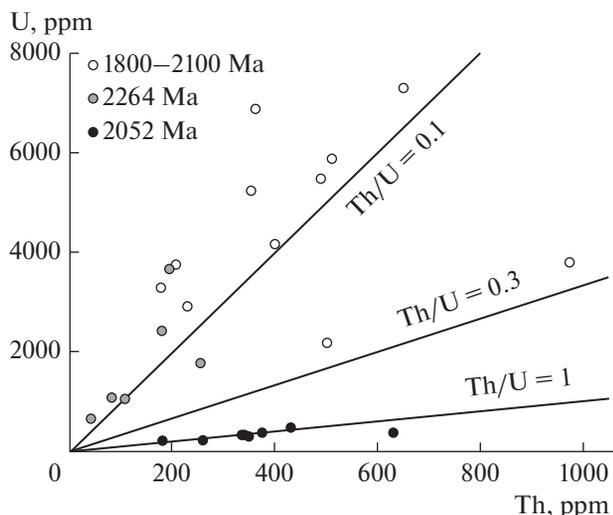


**Рис. 9.** Диаграммы в координатах Аренса–Везерилла (Wetherill, 1956) для циркона из образца мигматитов TAR-1. а – ранняя популяция циркона (4 зерна из лейкосомы, одно из меланосомы); б – вторая популяция циркона (7 зерен из лейкосомы и одно из меланосомы). Пунктиром обозначена линия дискордии для N = 8. Жирным выделен эллипс, по которому рассчитан конкордантный возраст для N = 5 (1σ включая ошибки константы распада), P – вероятность конкордантности.

единичные сильно дискордантные точки лежат на линиях, верхние пересечения которых с конкордией заведомо древнее 2.5 млрд лет (рис. 7, табл. 3).

3. Наиболее раннее событие, которое удастся идентифицировать в исследованных образцах по изотопно-геохронологическим характеристикам

циркона, происходило в условиях верхов амфиболитовой фации, вероятно, на нисходящей ветви от гранулитовой к верхам амфиболитовой фации. Это событие – амфиболитовый метаморфизм верхов амфиболитовой фации, датируется по пяти кристаллам циркона с высоким содержанием урана и конкордантным значением возраста



**Рис. 10.** Диаграмма в координатах U-Th для циркона из образца мигматитов TAR-1 месторождения Радостное тараташского комплекса, где 2264 Ма – популяция циркона с конкордантным возрастом  $2264 \pm 6$  млн лет, 2052 Ма – популяция циркона с конкордантным возрастом  $2052 \pm 5$  млн лет (включая точки по всем 8 зернам с возрастом  $2058 \pm 12$  млн лет), 1800–2100 Ма – популяция циркона с конкордантными значениями возрастов, распределенных в интервале 1800–2100 млн лет (рис. 8, табл. 3).

2.26 млрд лет (рис. 8, 9а). Отношение  $\text{Th}/\text{U} = 0.1$  в этих зернах циркона (рис. 10) указывает на относительно высокую концентрацию водного флюида в момент кристаллизации циркона из расплава (Rubatto et al., 2001; Каулина, 2010), что характерно для условий амфиболитовой фации метаморфизма.

Более ранних метаморфических событий, таких как эпизоды гранулитового метаморфизма 2.7 млрд лет и 2.34 млрд лет пород тараташского комплекса, упоминаемых в работах предшественников (Ленных, Краснобаев, 1978б; Ронкин и др., 2012; Тевелев и др., 2015б) нами в исследованных образцах не установлено.

4. Интервал 2.1–1.8 млрд лет характеризуется наиболее мощным и широко проявленным процессом образования мигматитов в породах тараташского комплекса (Ленных и др., 1978а; Ронкин и др., 2012; Тевелев и др., 2015б). Распределение вероятностей возрастов по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в цирконе из мигматитов фиксирует несколько пиков возрастов (рис. 8). Эти пики соответствуют эпизодам активного проявления процесса метаморфизма и частичного плавления пород. Наиболее ранние мигматиты представляют собой относительно высокотемпературные “сухие” выплавки и слагают лейкосома в плагиоклазовых амфиболитах. Лейкосома представлена тонкими линзовидно-полосчатыми прожилками кварц-плагиоклазового и плагиоклазового состава

(обр. TAR-1). Указанные плагиомигматиты формировались в условиях гранулитовой фации метаморфизма 2.06 млрд лет назад (рис. 8, 9б). Плагиоклазовые амфиболиты, в свою очередь, развиваются по пироксеновым кристаллосланцам на стадии перехода от гранулитовой фации к верхам амфиболитовой (Ленных и др., 1978а).

Кристаллы циркона из плагиомигматитов имеют мозаичную, характерную для гранулитового метаморфизма зональность и низкие содержания U (при  $\text{Th}/\text{U} = 1$ ) (рис. 6г–6е; рис. 10). В некоторых случаях, наблюдается обрастание зерен циркона более ранних генераций обрастание зерен циркона более ранних генераций низко-U оболочками, которые имеют такую же мозаичную “гранулитовую” зональность (Harley et al., 2007). Типичный для гранулитов циркон с высокой интенсивностью катодной люминесценции (светлая окраска) и радиальными трещинами или мозаичной зональностью обрастает более древние ядра (рис. 6а–6в). К сожалению, незначительная ширина этих обрастаний не дала возможности проанализировать их состав и оценить возраст, но мы предполагаем, что он отвечает возрасту зерен циркона, сформированных на стадии гранулитового метаморфизма 2.06 млрд лет (рис. 9б). Большая часть кристаллов циркона с низкими содержаниями урана сконцентрирована в лейкосоме. Низкие содержания урана в этом цирконе свидетельствуют о “сухих” условиях плавления пород.

Гранулитовый метаморфизм возраста 2.06 млрд лет, вероятно, без существенного временного перерыва сменяется метаморфизмом верхов амфиболитовой фации – этапом “высокотемпературного диафореза” по (Ленных и др., 1978а). Этот наиболее мощный фиксируемый по пороодообразующим минералам этап формирования мигматитов происходил во временном интервале 2.1–1.8 млрд лет. Произведенные геохронологические измерения не позволяют датировать эти события более детально. Тем не менее, данную последовательность метаморфических событий демонстрирует четкое разделение цирконов на две генерации (рис. 10). Первая – с высокими содержаниями U и  $\text{Th}/\text{U}$  отношением равным 0.1–0.3. Вторая генерация имеет низкие содержания U и  $\text{Th}/\text{U}$  равное 1.

Породы на этапе высокотемпературного амфиболитового метаморфизма испытали частичное плавление с образованием расплава гранитного и гранит-диоритового состава. Этот процесс сопровождался высоким давлением флюидов, активным привнесом калия и, возможно, перераспределением железа, что выражается в появлении новой генерации кристаллов светлоокрашенного биотита и зеленой роговой обманки (Ленных и др., 1978а).

Высокое давление флюида приводит к кристаллизации зерен циркона с высокими содержа-

ниями U (до первых процентов) и перекристаллизации ядер более древних зерен, имеющих “гранулитовую” оболочку с мозаичной зональностью. Зачастую фрагменты “гранулитовой” оболочки целиком окружены высокоурановым веществом, формирующим затеки в каверны и трещины кристаллов.

В.И. Ленных исследовал состав минералов и распределение компонентов между сосуществующими гранатом и биотитом, а также — гранатом и пироксеном с целью построения минералогических геотермометров и геобарометров для определения *PT*-условий формирования пород тараташского комплекса. Согласно результатам его расчетов, гранулитовый метаморфизм проходил при температурах 700–750°C и давлении 8 кбар. Для высокотемпературных диафторитов амфиболитовой фации эти величины составляют 630–660°C и давление 6–7 кбар (Ленных, 1980).

5. Дальнейшие преобразования метаморфических пород тараташского комплекса происходили в условиях амфиболитовой фации умеренных и низких температур, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма и не достигали условий кристаллизации циркона (Ленных и др., 1978а).

6. U-Pb-датировки детритовых цирконов из песчаного матрикса конгломератов и кварцевого песчаника нижней части разреза айской свиты (Романюк и др., 2019) согласуются с полученным значением возраста для циркона из мигматизированных плагиоклазовых амфиболитов, отвечающему стадии гранулитового метаморфизма 2.06 млрд лет. “Гранулитовый” неметамиктный циркон существенно более устойчив, его присутствие в песчаном матриксе закономерно.

Двухстадийный модельный возраст изученных образцов (табл. 2) мигматизированных гнейсов из валунов базальных валунных конгломератов айской свиты нижнего рифея (2016/3; 2016/6) составляет 3.1 млрд лет и входит в диапазон 3.0–3.6 млрд лет возрастов для гнейсов из керна 249.1 и мигматитов TAR-1 из низов разреза радашной толщи. Изотопное отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  на время 2 млрд лет для изученных образцов гнейсов из галек конгломератов айской свиты (2016/3; 2016/6) составляет 0.5098 ( $\epsilon_{\text{Nd}}(2000) = -5$ ), для гнейсов из керна 249.1 и мигматитов TAR-1 из низов разреза радашной толщи тараташской серии находится в диапазоне значений 0.5095–0.5098 ( $\epsilon_{\text{Nd}}(2000) = -5 \dots -10$ ). Эти результаты находятся в соответствии с геологическими данными, согласно которым галька в конгломератах и матриал песчаников айской свиты являются фрагментами пород тараташского комплекса (Тевелев и др., 2015б; Тевелев и др., 2017).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные значения модельного возраста  $T_{\text{Nd2}}$  от 3.6 до 3.2 млрд лет указывают на присутствие палеоархейского вещества в протолите метаморфических пород тараташского комплекса. Палеоархейский возраст протолита, а также наличие железистых кварцитов на многих уровнях разреза метаморфитов, позволяют рассматривать их как комплексы, тождественные архейским и палеопротерозойским породам фундамента Восточно-Европейского кратона. U-Pb система циркона из пород тараташского комплекса не сохранила информацию об архейских событиях, только полученные единичные дискордантные значения попадают в области древнее 2.5 млрд лет (рис. 7).

Исследования показали, что U-Pb изотопная система циркона мигматитов испытала сильное воздействие наложенных метаморфических процессов. По цирконам из лейкосомы и меланосомы наиболее четко фиксируется два крупных события на рубежах 2.27 и 2.06 млрд лет.

Показано, что основной этап формирования мигматитов попадает во временной интервал 2.1–1.8 млрд лет и начало этого процесса ассоциировано с процессом гранулитового метаморфизма 2.06 млрд лет. Циркон с таким возрастом концентрируется преимущественно в лейкосоме.

*Авторы благодарят Ю.А. Костицына за методические рекомендации и М.А. Иванову за консультацию и помощь во время работы на электронном микроскопе в ГЕОХИ РАН.*

*Работа выполнена по теме Государственного задания лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Каулина Т.В. (2010) *Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах*. Апатиты: КНЦ РАН. 144 с.
- Костицын Ю.А., Аносова М.О. (2013) U-Pb возраст экструзивных пород кальдеры Уксичан в Срединном хребте Камчатки — применение лазерной абляции к датированию молодых цирконов. *Геохимия*. (2), 171–179.
- Kostitsyn Y.A., Anosova M.O. (2013) U-Pb age of extrusive rocks in the Uxichan caldera, Sredinnyi Range, Kamchatka: Application of laser ablation in dating young zircons. *Geochem. Int.* **51**(2), 155–163.
- Костицын Ю.А., Журавлев А.З. (1987) Анализ погрешностей и оптимизация метода изотопного разбавления. *Геохимия*. (7), 1024–1036.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Бережная Н.Г., Нехорошева А.Г. (2011) Цирконология железистых кварцитов тараташского комплекса на Южном Урале. *ДАН*. **437**(6), 803–807.
- Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И. (1978а) Петрология и метаморфизм тараташского метаморфического комплекса. *Петрология и железорудные место-*

- рождения тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 3-45.
- Ленных В.И., Краснобаев А.А. (19786) Абсолютный возраст метаморфических пород. *Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса*. Свердловск: УНЦ АН СССР. 69-76.
- Ленных В.И. (1980) Гранаты Тараташского гранулитового комплекса. *Гранаты метаморфических комплексов Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 3-7.
- Петрографический кодекс России*. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 203 с.
- Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Родионов Н.В., Баянова Т.Б. (2014) Архейские метабазиты в основании рифея Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). *ДАН*. **457**(1), 85-91.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Ревяко Н.М., Костицын Ю.А., Бычкова Я.В. (2012) Взаимодействие расплава основного состава с вмещающими породами при формировании расслоенного интрузива Кивакка, Северная Карелия. *Петрология*. **20**(2), 115-135.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Паверман В.И., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. (2019) Локальный источник обломочного материала для пород айской свиты (основание разреза стратотипа нижнего рифея, Башкирское поднятие, Южный Урал) по результатам U-Pb датирования (LA-ICP-MS) детритовых цирконов. *ДАН*. **484**(1), 77-82.
- Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. (2012) Изотопная геология древнейших образований Южного Урала. *Литосфера*. (5), 50-76.
- Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Прудников И.А., Хотылев А.О., Тевелев Арк.В. (2015а) Дорифейский тараташский блок Южного Урала: строение и история формирования. Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 202-205.
- Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О., Мосейчук В.М., Петров В.И. (2015б) Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов (Южный Урал). *Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология*. (1), 27-42.
- Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Федорчук В.А., Хотылев А.О., Кошелева И.А. (2017) Тараташский индентор и его роль в строении Урала. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4 Геология*. (1), 3-12.
- Шкурский Б.Б., Тевелев Ал.В., Якушик М.А. (2017) Условия мигматизации метаморфитов тараташского комплекса. Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Материалы III международной геологической конференции, 28–31 августа 2017 г., Екатеринбург. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 356-358.
- Cherniak D.J., Watson E.B. Pb diffusion in zircon (2001) *Chem. Geol.* **172**, 5-24.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003) Atlas of Zircon Textures. *Rev. Mineral. Geochem.* **53**, 469-500.
- Harley S.L., Kelly N.M., Möller A. (2007) Zircon behavior and the thermal histories of mountain chains. *Elements*. **3**(1), 25-30.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984) Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **67**(2), 137-150.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L. et al. (2004) The application of laser ablation–inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geology*. **211**, 47-69.
- Keto L.S., Jacobsen S.B. (1987) Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.* **84**, 27-41.
- Lee J.K.W., Tromp J. (1995) Self-induced fracture generation in zircon. *J. Geophys. Res.* **100**, 17753-17770.
- Ludwig K.R. (2008) Isoplot V. 4.15. Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center, Spec. Publ. № 4. 76 p.
- Rios S., Salje E.K.H., Zhang M., Ewing R.C. (2000) Amorphization in zircon: evidence for direct impact damage. *J. Phys. Condens. Matter*. **12**, 2401-2412.
- Rubatto D., Williams I.S., Buick I.S. (2001) Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, Central Australia. *Contrib Mineral Petrol.* **140**, 458-468.
- Schaltegger U., Fanning C.M., Günther D. et al. (1999) Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contrib Mineral Petrol.* **134**, 186-201.
- Sindern S., Hetzel R., Schulte B.A. et al. (2005) Proterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Taratash complex, Central Urals, Russia. *Int. J. Earth Sci.* **94**, 319-335.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Saunders A.D., Norry M.J. (Eds) *Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* **42**(1), 313-345.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H. et al. (2000) JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chem. Geol.* **168**(3–4), 279-281.
- Tagami, T., Matsu'ura, Sh. (2019) Thermal annealing characteristics of fission tracks in natural zircons of different ages. *Terra Nova*. **31**(3), 257-262.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (2009) *Planetary crusts: Their composition, origin and evolution*. Cambridge: Cambridge University Press. 400 p.
- Zhang M, Salje E.K.H. (2001) Infrared spectroscopic analysis of zircon: Radiation damage and the metamict state. *J. Phys. Condens. Matter*. **13**, 3057-3072.
- van Achterbergh E., Ryanm C.G., Griffin W.L. (1999) GLITTER: On-line interactive data reduction for the laser ablation ICP-MS microprobe. Proc. the 9th Goldschmidt Conf. Cambridge, Massachusetts, 305.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F. et al. (1995) Three Natural Zircon Standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, Trace Element and REE Analyses. *Geostand. Newsletters*. **19**, 1-23.
- Wetherill G.W. (1956) Discordant uranium-lead ages. *Amer. Geophys. Union*. **37**, 320-326.