

УДК 551.7.03

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ И ПРИРОДА ПРОТОЛИТА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДЯГДАГЛЕЙСКОЙ ТОЛЩИ, БУРЕИНСКИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ МАССИВ, ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

© 2020 г. Р. О. Овчинников^{1, *}, А. А. Сорокин¹, В. П. Ковач², А. Б. Котов²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: ovchinnikov@ignm.ru

Поступила в редакцию 26.11.2018 г.

После доработки 30.01.2019 г.

Принята к публикации 28.03.2019 г.

Представлены результаты геологических, геохимических, Sm–Nd изотопно-геохимических исследований метаморфических пород дягдаглейской толщи, а также U–Pb геохронологических исследований цирконов из них. Эта толща в схемах корреляции геологических комплексов Буреинского континентального массива относится к наиболее древним (условно позднеархейским) образованиям массива и, соответственно, рассматривается в качестве его “фундамента”. Установлено, что биотитовые, двуслюдяные гранатсодержащие гнейсы дягдаглейской толщи сформировались за счет преобразования пород, имеющих первично-осадочное происхождение. Пики на кривой относительной вероятности возраста цирконов соответствуют значениям 487, 541, 690, 778, 896 млн лет. Таким образом, показано, что дягдаглейская толща имеет не раннедокембрийский, как было принято считать ранее, а палеозойский возраст. Нижняя возрастная граница накопления протолита определяется возрастом наиболее молодой популяции цирконов ~487 млн лет. Близость значений возраста части ядер и оболочек цирконов свидетельствует о том, что породы протолита вскоре после образования испытали структурно-метаморфические преобразования в *P–T* условиях амфиболитовой фазии метаморфизма. Результаты Sm–Nd и Lu–Hf изотопных исследований указывают на то, что источником первичных осадочных пород могли являться геологические комплексы, возникшие за счет переработки коры мезопротерозойского возраста. Принимая во внимание отсутствие сведений об участии мезопротерозойских (и более древних) пород в строении Буреинского континентального массива, можно предположить, что в составе источников присутствовало некоторое количество древнего рециклированного материала. На основании сходства интервалов значений возрастов в метаосадочных породах дягдаглейской толщи и “туранской серии” Буреинского континентального массива, с одной стороны, и кимканской толщи Цзямусинского континентального массива, с другой, сделано предположение о близости геологической истории упомянутых массивов. В пользу этого свидетельствует также синхронность неопротерозойского магматизма, проявленного в этих массивах.

Ключевые слова: Буреинский массив, метаморфические породы, протолит, детритовые цирконы, источники, U–Th–Pb геохронология, Lu–Hf, Sm–Nd методы

DOI: 10.31857/S0869592X20030084

ВВЕДЕНИЕ

Получение данных о возрасте и природе протолита метаморфических образований, участвующих в строении континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса, является необходимым условием для разработки интегрированной геодинамической модели формирования этого крупнейшего подвижного пояса Земли. Буреинский континентальный массив (рис. 1), как один из самых крупных континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складча-

того пояса, представляет собой хороший полигон для решения указанной задачи.

В схемах корреляции геологических комплексов Буреинского континентального массива, в том числе последнего поколения (Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Сержников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009), метаосадочные и метавулканические комплексы, степень метаморфизма которых достигает амфиболитовой (редко гранулитовой) фазии, традиционно рассматриваются в качестве его раннедокембрийского кристал-

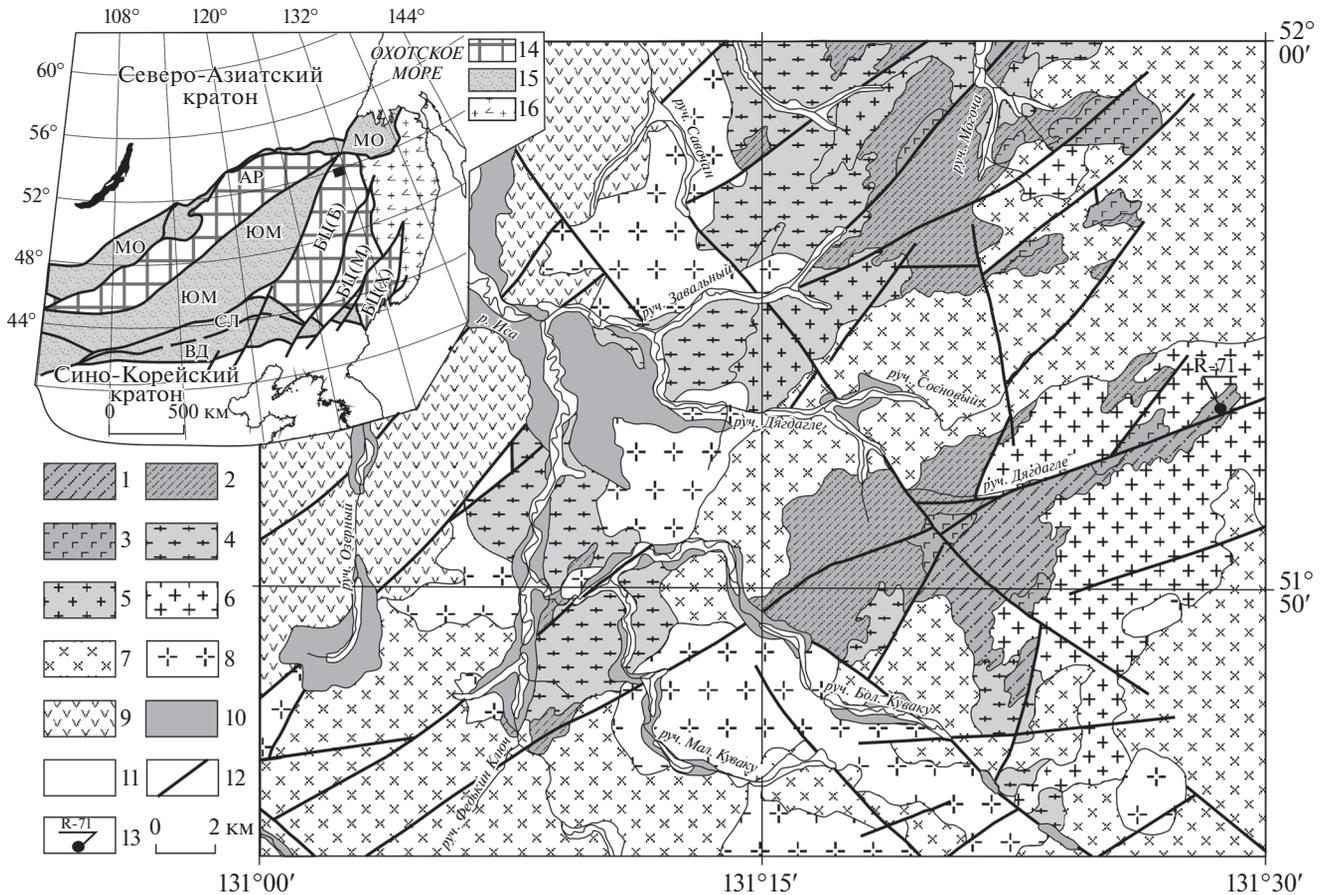


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Буреинского континентального массива (бассейн р. Иса). Составлена по (Чепыгин, 1977), с изменениями авторов.

1 – условно верхнеархейские биотитовые и двуслюдяные гнейсы и кристаллические сланцы, высокоглиноземистые гнейсы, биотит-роговообманковые и роговообманковые гнейсы дягдаглейской толщи; 2 – условно раннепротерозойские амфиболиты, роговообманковые и диопсидовые кристаллические сланцы и гнейсы; 3 – условно позднеархейские габбро-амфиболиты амурского комплекса; 4 – условно позднеархейские гнейсовидные гранитоиды древнебуреинского комплекса; 5 – условно раннепротерозойские рассланцованные гранитоиды нятыгранского комплекса; 6 – условно раннепалеозойские гранитоиды; 7 – условно позднепалеозойские кварцевые диориты, гранодиориты, граниты тырмобуреинского комплекса; 8 – раннемезозойские граниты, лейкограниты харинского комплекса; 9 – раннемеловые андезиты, дацитандезиты, дациты, их туфы; 10 – ниже- и среднечетвертичные отложения; 11 – верхнечетвертичные отложения; 12 – разломы, 13 – место отбора образца для геохронологических исследований и его номер.

На врезке прямоугольником показано положение исследуемого объекта в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (тектоническая основа по (Парфенов и др., 2003), с изменениями авторов): 14 – супертеррейны: АР – Аргунский, БЦ – Буреинско-Цзямусинский: БЦ(Б) – Буреинский террейн (континентальный массив), БЦ(М) – Малохинганский террейн (континентальный массив), БЦ(Х) – Ханкайский террейн (континентальный массив); 15 – палеозойские–раннемезозойские складчатые пояса: ЮМ – Южномонгольский, СЛ – Солонкерский, ВД – Вундурмиао, МО – Монголо-Охотский; 16 – позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса.

лического фундамента. В то же время накопленные за последние годы многочисленные данные свидетельствуют о том, что подобные метаморфические комплексы континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса имеют существенно более молодые возрасты. Так, протолиты широко известных метаморфических комплексов (групп) Аргунского континентального массива (таких как Гонжинский, Сингуадукоу (Xinghuadukou), Луомаху (Luomahu), Хинкайлинг (Xinkailing), Фенгшуйгохе (Fengshuigouhe), Мохе (Mohe)) имеют неопротерозойский, палеозой-

ский или мезозойский возраст (Котов и др., 2009в, 2013; Zhou et al., 2011; Zhou, Wilde, 2013; Сальникова и др., 2012; Wu et al., 2012; Xu et al., 2012; Miao et al., 2015). Кроме того, возраст древнейших изверженных пород в этом массиве не превышает 930–800 млн лет (Wu et al., 2011; Tang et al., 2013). В Цзямусинском и Ханкайском массивах протолиты метаморфических пород из комплексов Машан (Mashan), Хэйлунцзян (Heilongjiang), Хутоу (Hutou), Хулин (Hulin), а также иманской серии имеют неопротерозойский возраст (Ханчук и др., 2010; Zhou, Wilde, 2013). В составе “амурской се-

рии” Цзямусинского массива объединены породы палеозойского и раннемезозойского возраста (Котов и др., 2009а, 2009б; Сальникова и др., 2013), а наиболее древние значения возраста магматических пород в Цзямусинском и Ханкайском массивах не опускаются ниже 800 млн лет (Luan et al., 2017а, 2017б).

Вопрос относительно природы и возраста протолита пород, относимых к “фундаменту” Буреинского континентального массива, остается открытым, что существенным образом затрудняет понимание тектонической эволюции этого массива. В этой связи мы провели геохимические, Sm–Nd изотопно-геохимические исследования метаморфических пород дягдаглейской толщи, а также U–Pb геохронологические исследования цирконов из них. Эта толща в схемах корреляции геологических комплексов Буреинского континентального массива относится к наиболее древним (условно позднеархейским) образованиям массива.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

По существующим на данный момент представлениям, отраженным в легендах геологических карт последнего поколения (Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Сережников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009), к наиболее древним образованиям Буреинского континентального массива относятся условно позднеархейские метаморфические комплексы, *P–T* условия формирования которых соответствуют амфиболитовой фации. Так же как и в соседнем Цзямусинском континентальном массиве, первоначально (Васькин, 1984; Зубков, Васькин, 1984; Зубков, Турбин, 1984 и др.) они относились к так называемой “амурской серии”, включающей последовательность из следующих свит (снизу вверх): туловчихинской (преимущественно биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и кварциты), дичунской (амфиболиты и амфиболовые гнейсы, кристаллические сланцы) и урильской (кристаллические сланцы). Позднее (Решения..., 1994) условно раннедокембрийские образования Буреинского континентального массива стали относиться к дягдаглейской толще, а “амурская серия” стала выделяться только в Цзямусинском массиве. При этом в схемах корреляции геологических комплексов дягдаглейская толща по составу и степени метаморфизма сопоставляется с метаморфитами туловчихинской свиты “амурской серии” (Забродин и др., 2007; Сережников, Волкова, 2007).

С метаморфическими образованиями дягдаглейской толщи пространственно ассоциируют тела метаморфизованных габброидов амурского

комплекса и гранитоидов древнебуреинского комплекса, также условно отнесенных к позднему архею (Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Сережников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009). Однако, как показали ранее проведенные геохронологические исследования, габбро-амфиболиты амурского комплекса имеют раннемезозойский (194 ± 3 млн лет), а гнейсовидные биотитовые лейкограниты древнебуреинского комплекса позднепалеозойский (264 ± 11 млн лет) возрасты (Овчинников и др., 2018).

К палеопротерозойским образованиям Буреинского континентального массива в современных схемах расчленения и корреляции геологических комплексов относят слюдястые, часто углеродистые сланцы с пластами кварцитов и мраморов нятыгранской свиты, а также интрузии габброидов и гранитоидов нятыгранского комплекса (Мартынюк и др., 1990; Геодинамика..., 2006; Петрук, Волкова, 2006). В то же время недавно полученные геохронологические данные указывают на то, что в составе нятыгранского комплекса объединены интрузии двух этапов неопротерозойского магматизма – 940–933 и 804–789 млн лет (Сорокин и др., 2017).

К условно неопротерозойскому (верхнерифейскому в Стратиграфической шкале России) уровню отнесены терригенные, терригенно-карбонатные и вулканогенные отложения, объединяемые в составе “туранской серии” (Решения..., 1994; Сережников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009). Данные, подтверждающие их неопротерозойский возраст, отсутствуют. Напротив, установлен раннепалеозойский возраст для метариолитов (Сорокин и др., 2011б) и метапесчаников (Сорокин и др., 2014) туранской серии.

Вендские (в Стратиграфической шкале России) и нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения, содержащие микрофитолиты и археоциаты (мельгинская, чергиленская, аллинская свиты), представлены в центральной части Буреинского континентального массива в пределах Мельгинского прогиба (Решения..., 1994; Геодинамика..., 2006; Петрук, Волкова, 2006).

Большая часть Буреинского континентального массива сложена ранне- и позднепалеозойскими, а также раннемезозойскими гранитоидами. При этом критерии отнесения этих гранитоидов к тому или иному комплексу, а также вопросы их возраста остаются предметом дискуссий (см. обзоры в (Мартынюк и др., 1990; Геодинамика..., 2006; Сорокин и др., 2007, 2011а; Sorokin et al., 2016)). Наиболее молодые образования Буреинского континентального массива представлены поздне-мезозойскими терригенными толщами и вулканическими и вулканоплутоническими комплексами (Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др.,

2007; Сержников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009).

Как упоминалось выше, объектами наших исследований являются метаморфические образования дягдаглейской толщи условно позднеархейского возраста. Эта толща представлена в небольших разрозненных береговых обнажениях в верховьях ручья Дягдагле, а также в ксенолитах и тектонических блоках среди палеозойских и раннемезозойских гранитоидов в бассейне ручья Завальный (рис. 1).

Согласно (Чепыгин, 1977) свита сложена биотитовыми, биотит-роговообманковыми, гранат-биотитовыми, двуслюдяными гнейсами с линзами сланцеватых амфиболитов и эпидот-роговообманковых кристаллических сланцев. Мощность свиты составляет около 1000 м.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов и Zr в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (Благовещенск) на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S и методом ICP-MS (Li, Ga, Rb, Sr, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Ta, Th, U, Pb, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn) в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (Хабаровск) на масс-спектрометре Elan 6100 DRC. Гомогенизацию порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа осуществляли путем их сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при $T = 1050\text{--}1100^\circ\text{C}$. Величины интенсивности аналитических линий в ходе анализа корректировали на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Вскрытие образцов для определения содержаний малых элементов методом ICP-MS проводили путем кислотного разложения. Для калибровки чувствительности масс-спектрометра по всей шкале масс были использованы стандартные растворы, включающие все анализируемые элементы. Относительная погрешность определения содержаний главных и малых элементов составила 3–10%.

Sm–Nd изотопные исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный трассер $^{149}\text{Sm}\text{--}^{150}\text{Nd}$, разлагали в тefлоновых бюксах в смеси $\text{HCl} + \text{HF} + \text{HNO}_3$ при температуре 110°C . Полноту разложения проверяли под бинокуляром. Редкоземельные элементы были выделены посредством стандартной катионообменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200–400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш) фирмы Eichrom.

Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$ в Nd-стандарте JNdi-1 (Tanaka et al., 2000). Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512108 ± 7 ($n = 10$). Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$; Jacobsen, Wasserburg, 1984) и деплетированной мантии (DM: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$; Goldstein, Jacobsen, 1988). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах рассчитаны двухстадийные Nd-модельные возрасты $t_{\text{Nd(C)}}$ (Keto, Jacobsen, 1987) с использованием среднекорового отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ (Taylor, McLennan, 1985).

Извлечение цирконов из образцов для U–Pb геохронологических исследований выполнено в Минералогической лаборатории ИГиП ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. Выделенные цирконы совместно со стандартными цирконами (FC, SL и R33) были вмонтированы в шашку, изготовленную из эпоксидной смолы, и приполированы приблизительно до середины зерен. Внутреннее строение зерен циркона исследовали в режиме BSE (back-scattered electron) с использованием сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, оснащенного детектором Gatan Chroma CL2. Перед анализом шашку очищали в растворе 1%-ной HNO_3 и 1%-ной HCl в ультразвуковой ванне. U–Th–Pb геохронологические исследования индивидуальных цирконов выполнены в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 и ICP масс-спектрометра Thermo Element 2. Диаметр кратера составлял 20 мкм, глубина – 15 мкм. Калибровку проводили по стандарту FC (Duluth complex, 1099.3 ± 0.3 млн лет; Paces, Miller, 1993). В качестве вторичных стандартов для контроля измерений использовали цирконы SL (Sri Lanka) и R33 (Braintree complex) (Black et al., 2004). Значения возрастов по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для стандарта SL в процессе измерений составили 557 ± 5 и 558 ± 7 млн лет (2σ) соответственно, что хорошо согласуется со значениями, опубликованными в (Gehrels et al., 2008), полученными с использованием ID-TIMS метода.

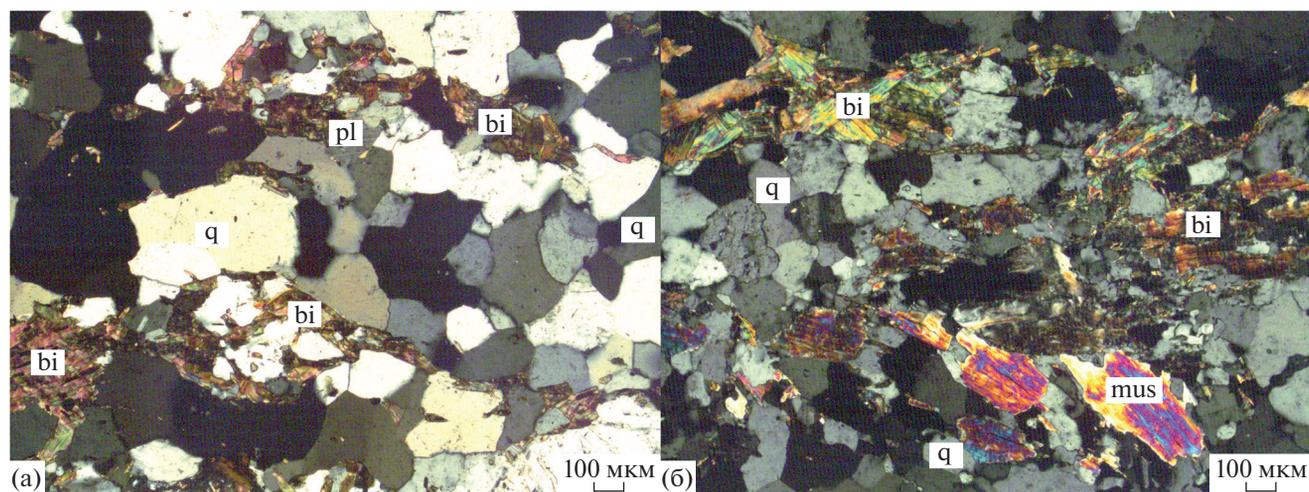


Рис. 2. Микрофотографии двуслюдяного гнейса (обр. R-71) дягдаглейской толщи Буреинского континентального массива. q – кварц, pl – плагиоклаз, bi – биотит, mus – мусковит.

Средние значения возрастов по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для стандарта R33 составили 417 ± 7 и 415 ± 8 млн лет соответственно и коррелируют с рекомендованными (Black et al., 2004; Mattinson, 2010). Систематические погрешности составляют 0.9% для отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и 0.8% для отношения $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (2σ). Поправки на обычный Pb вводились по ^{204}Pb , скорректированному на ^{204}Hg , в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Использованы следующие константы распада U и отношения: $^{238}\text{U} = 9.8485 \times 10^{-10}$, $^{235}\text{U} = 1.55125 \times 10^{-10}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$. Для расчета средневзвешенных значений возрастов, конкордантных возрастов и построения диаграммы с конкордией применялась программа Isoplot v. 4.15 (Ludwig, 2008). При построении гистограмм, кривых относительной вероятности возрастов детритовых цирконов и вычисления их пиков (Gehrels, 2011) использовались только конкордантные оценки возраста.

Lu–Hf изотопные исследования цирконов были выполнены в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индукционно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) Nu High-Resolution и эксимерного лазера Analyte G2. Для настройки инструментов и проверки качества анализов использовали стандартные растворы JMC475, Spex Hf и Spex Hf, Yb, and Lu, а также стандартные цирконы Mud Tank, 91500, Temora, R33, FC52, Plesovice и SL. Hf-изотопные анализы проводили в тех же участках зерен цирконов, что и U–Th–Pb анализы. Диаметр лазерного пучка составлял 40 мкм, мощность лазера около 5 Дж/см², частота 7 Гц, скорость абляции около 0.8 мкм/с. Стан-

дартные цирконы анализировали через каждые 20 неизвестных. Детали аналитической методики изложены на сайте www.laserchron.org. Для расчета величин $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ использованы константа распада ^{176}Lu ($\lambda = 1.867e^{-11}$; Söderlund et al., 2004) и хондритовые отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ (Blichert-Toft, Albarède, 1997). Коровые Hf-модельные возрасты $t_{\text{Hf}(C)}$ рассчитаны с учетом среднего отношения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в континентальной коре, равного 0.0093 (Vervoort, Patchett, 1996; Amelin, Davis, 2005). Для расчета изотопных параметров деплетированной мантии использованы современные отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ (Griffin et al., 2004).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Биотитовые и двуслюдяные гранатсодержащие гнейсы дягдаглейской толщи сложены кварцем (29–63%), биотитом (6–31%), мусковитом (5–16%), плагиоклазом (5–27%, преимущественно андезином), калиевым полевым шпатом (5–10%, преимущественно ортоклазом). Акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, ильменитом, монацитом и шамозитом. Текстура пород сланцеватая, структура лепидогранобластовая (рис. 2).

Рассматриваемые породы характеризуются существенными вариациями концентраций породообразующих оксидов (табл. 1).

Для определения первичной природы гнейсов дягдаглейской толщи были использованы дискриминантные функции $DF_{\text{shaw}} = 10.44 - 0.21\text{SiO}_2 - 0.32\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0.98\text{MgO} + 0.55\text{CaO} + 1.46\text{Na}_2\text{O} +$

Таблица 1. Химический состав представительных образцов метаморфических пород дягдагейской толщи Буринского континентального массива

Компоненты	Номер образца						
	R-65	R-65-1	R-65-2	R-71	R-71-1	R-72	R-73
SiO ₂	60.41	65.55	68.10	69.89	68.14	70.25	74.00
TiO ₂	1.16	1.06	0.98	0.76	1.01	1.17	0.36
Al ₂ O ₃	14.73	14.04	12.67	11.72	12.69	10.26	10.99
Fe ₂ O ₃ *	9.47	7.26	6.83	6.52	7.44	8.48	2.58
MnO	0.15	0.11	0.08	0.13	0.09	0.13	0.04
MgO	2.27	1.32	1.23	1.15	1.69	1.56	0.55
CaO	2.92	1.65	1.72	2.96	1.85	1.84	1.52
Na ₂ O	2.76	1.66	1.81	2.85	1.42	1.42	1.99
K ₂ O	2.50	4.01	3.43	1.79	2.91	2.27	5.70
P ₂ O ₅	0.07	0.05	0.05	0.02	0.04	0.03	0.04
Ппп	1.69	1.74	1.66	0.59	1.12	1.03	0.23
Сумма	98.13	98.45	98.56	98.38	98.40	98.44	98.00
Ga	21.8	19.5	18.2	15.1	16.8	14.0	21.1
Rb	108	99	94	59	73	71	128
Sr	224	116	112	195	142	128	99
Ba	657	635	570	437	582	401	892
La	56.2	54.6	50.4	40.9	33.8	41.2	72.7
Ce	116	102	96	68	66	81	141
Pr	14.30	11.80	11.00	7.24	7.83	9.47	16.50
Nd	55.5	43.1	40.7	25.20	29.40	36.40	61.5
Sm	9.93	7.56	7.28	4.78	5.73	7.05	10.20
Eu	1.68	1.91	1.66	1.78	1.30	1.39	1.62
Gd	8.27	6.87	6.89	6.65	6.10	7.86	7.24
Tb	1.28	1.18	1.24	1.33	1.04	1.47	0.88
Dy	7.82	7.71	8.18	10.40	6.46	10.20	4.25
Ho	1.62	1.58	1.65	2.48	1.31	2.12	0.78
Er	4.72	4.51	4.60	7.98	3.78	5.98	2.19
Tm	0.70	0.66	0.64	1.26	0.56	0.84	0.29
Yb	4.52	4.50	4.19	9.04	3.77	5.59	2.22
Lu	0.70	0.66	0.59	1.35	0.54	0.80	0.36
Y	43.9	43.4	46.0	66.2	34.9	57.8	18.0
Nb	10.4	14.2	14.8	9.64	11.30	14.8	21.4
Ta	0.49	1.02	1.06	0.50	0.77	1.07	0.75
Zr	187	202	184	370	179	195	341
Th	17.4	14.8	15.1	4.52	8.62	10.7	16.1
U	2.72	0.79	1.05	0.79	1.00	0.98	1.73
Pb	21.0	22.8	18.2	28.5	20.4	19.3	18.8
Cu	17.1	12.9	13.1	15.2	16.0	11.7	11.6
Zn	117	95	87	62	102	67	45
Sc	24.6	21.5	16.8	25.8	16.6	21.5	8.79
V	185	142	130	119	132	155	10.9
Cr	148	92	125	155	124	189	85
Co	21.2	10.1	8.3	11.9	15.1	15.4	2.50
Ni	31.5	16.1	20.5	23.0	25.9	29.0	7.14

Примечание. Содержания главных элементов приведены в мас. %, малых элементов в мкг/г. * Fe₂O₃ — общее железо в форме Fe₂O₃.

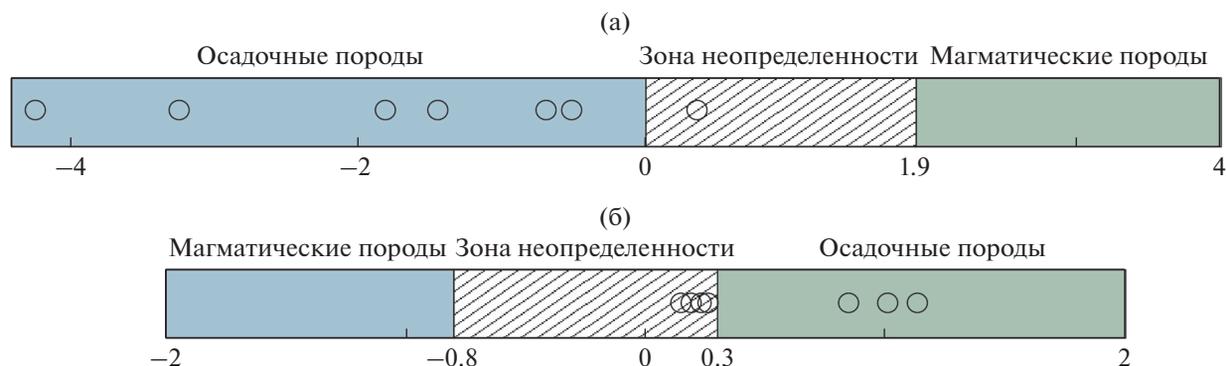


Рис. 3. Диаграммы, отражающие значения дискриминационных функций (а) DF_{shaw} (Shaw, 1972) и (б) $DF(X)$ (Великославинский и др., 2013), для составов метаморфических пород дягдаглейской толщи Бурейнского континентального массива.

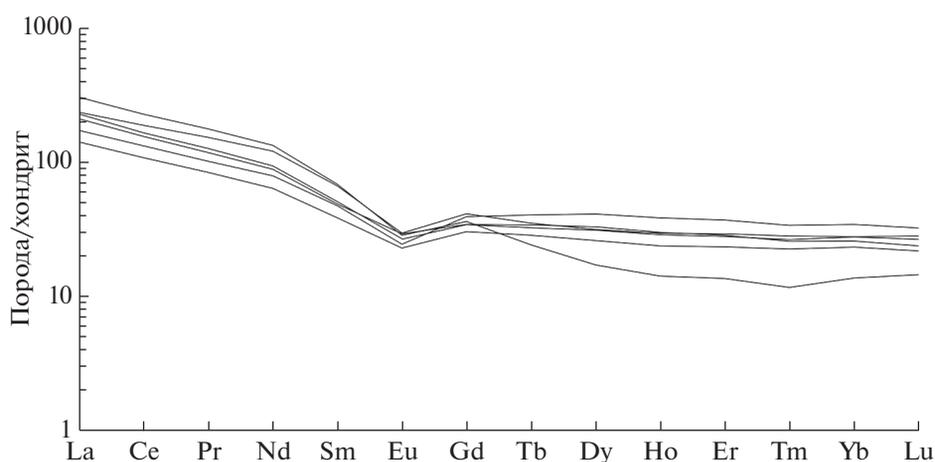


Рис. 4. Графики распределения редкоземельных элементов в метаморфических породах дягдаглейской толщи Бурейнского континентального массива. Использован состав хондрита по (McDonough, Sun, 1995).

+ 0.54K₂O (Shaw, 1972) и $DF(X) = -0.24SiO_2 - 0.16TiO_2 - 0.25Al_2O_3 - 0.28FeO^* - 0.30MgO - 0.48CaO - 0.79Na_2O - 0.46K_2O - 0.10P_2O_5 + 26.64$ (Великославинский и др., 2013). Согласно идее разработчика (Shaw, 1972), породы, имеющие первично-осадочное происхождение, характеризуются значениями функции DF_{shaw} обычно меньше 0, а для пород первично-магматического происхождения это значение составляет более 1.9. Как следует из рис. 3а, биотитовые и двуслюдяные гнейсы дягдаглейской толщи имеют в большинстве случаев отрицательные значения DF_{shaw} (от -4.24 до -0.52), что указывает на вероятное первично-осадочное происхождение этих пород (одна точка попадает в поле неопределенности). Значения функции $DF(X)$ для парапород обычно больше 0.3, а для ортопород менее -0.8 (Великославинский и др., 2013). Как следует из рис. 3б, в биотитовых и двуслюдяных гнейсах

дягдаглейской толщи величина $DF(X)$ варьирует в интервале от 0.15 до 1.77, что характерно для пород первично-осадочного происхождения.

В целом, основываясь на полученных данных, можно достаточно уверенно предполагать, что биотитовые и двуслюдяные гранатосодержащие гнейсы дягдаглейской толщи образовались за счет метаморфических преобразований осадочных пород.

Распределение редкоземельных элементов в рассматриваемых гнейсах достаточно однотипно и характеризуется отчетливым преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ($[La/Yb]_n = 3-22$) и умеренно глубокой европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 0.55-0.96$; рис. 4). Уровень концентраций литофильных элементов близок к верхнекорковому, за исключением незначительного дефицита U, Nb, Ta, Sr и, наоборот, некоторого избытка лантаноидов, Y, Sc, Co, V, Ni, Cr (рис. 5).

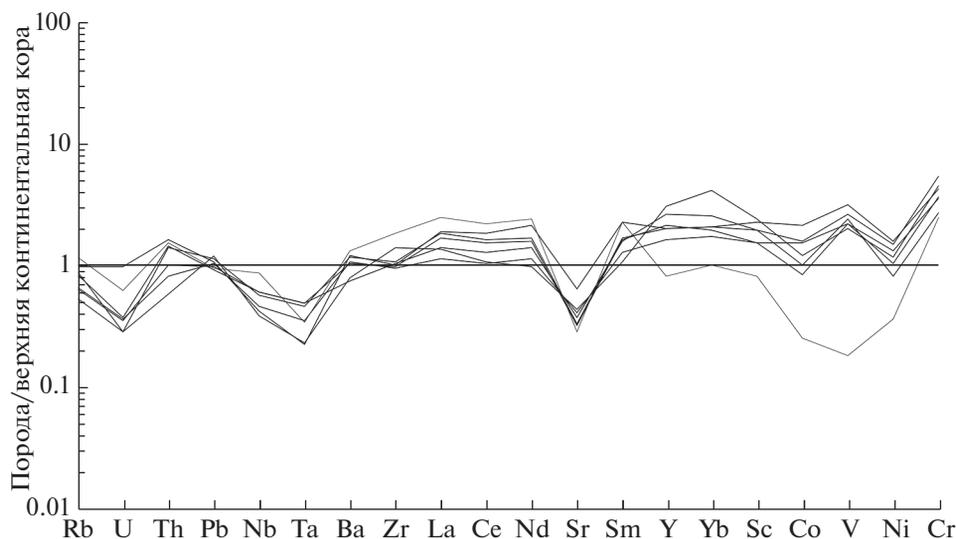


Рис. 5. График распределения литофильных элементов в метаморфических породах дьягдаглейской толщи Буреинского континентального массива. Использован состав верхней континентальной коры по (Taylor, McLennan, 1985).

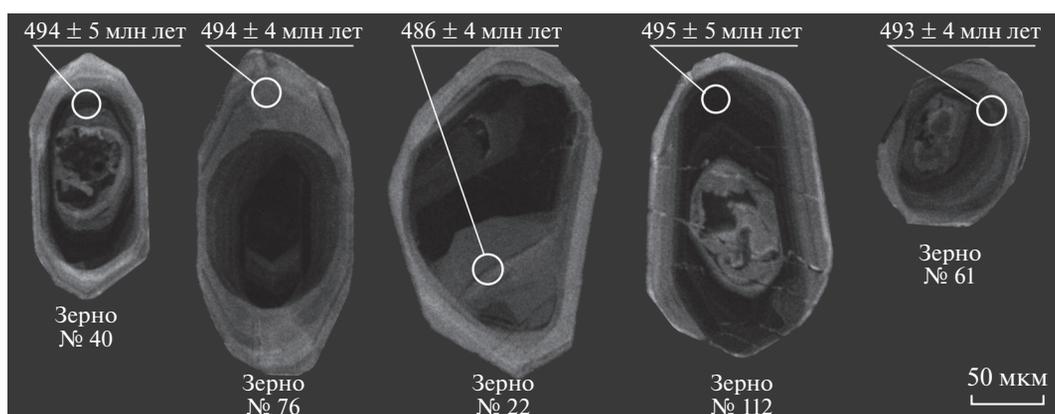


Рис. 6. Катодолюминесцентные изображения цирконов. Белым кружком показан участок датирования. Возраст приведен с погрешностью $\pm 1\sigma$.

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb И Lu–Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНОВ

U–Pb геохронологические (LA-ICP-MS) исследования выполнены для цирконов из двуслюдяного гранатсодержащего гнейса (обр. R-71), отобранного в верховьях ручья Дьягдагле. Цирконы представлены субидiomорфными призматическими, короткопризматическими и субизометрическими слабоокатанными кристаллами и их обломками. Внутреннее строение большей части зерен циркона характеризуется наличием ядер, как правило обладающих зональным строением и низкой интенсивностью люминесценции, а также незональных или слабозональных оболочек, имеющих, напротив, повышенную интенсивность люминесценции (рис. 6). Кроме того, в не-

которых зернах наблюдаются реликты унаследованных ядер неправильной формы.

Всего из данного образца были проанализированы 122 зерна цирконов, для которых получены 92 конкордантные оценки возраста в интервале 956–474 млн лет. При этом анализировались как ядра циркона, так и оболочки. Пики на кривой относительной вероятности возраста цирконов соответствуют значениям 487, 541, 690, 778 и 896 млн лет (рис. 7). Следует отметить, что значения палеозойского возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) получены для ядер и оболочек циркона. При этом ядра отличаются высокими (до 2600 мкг/г) содержаниями урана и низкими Th/U отношениями (0.02–0.08).

Lu–Hf изотопные исследования выполнены для 18 зерен с конкордантными значениями возрастов в тех же точках, что и U–Th–Pb исследова-

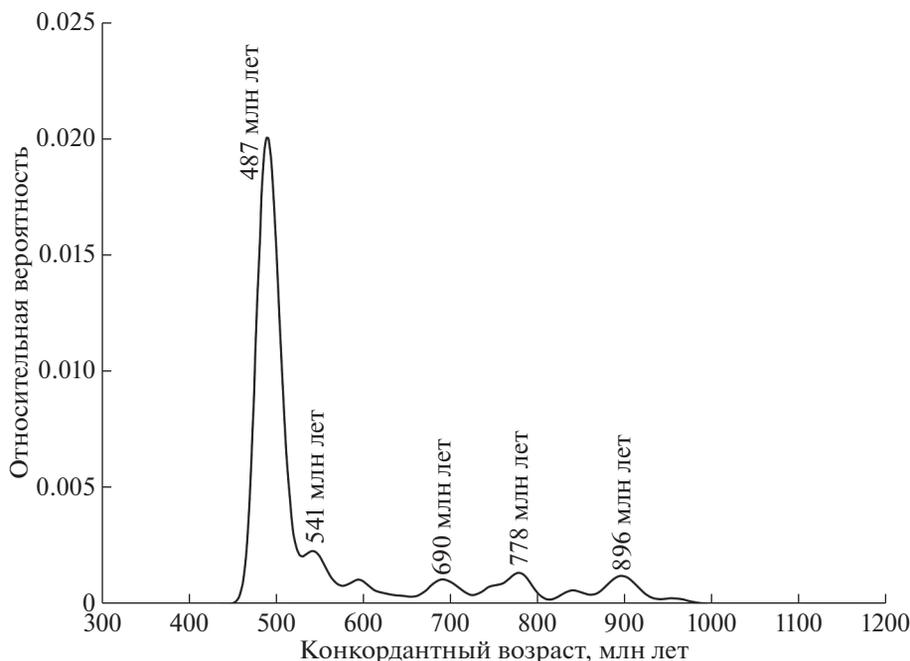


Рис. 7. Кривая относительной вероятности возрастов детритовых цирконов из двуслюдяного гнейса (обр. R-71) дягдаглейской толщи Буреинского континентального массива.

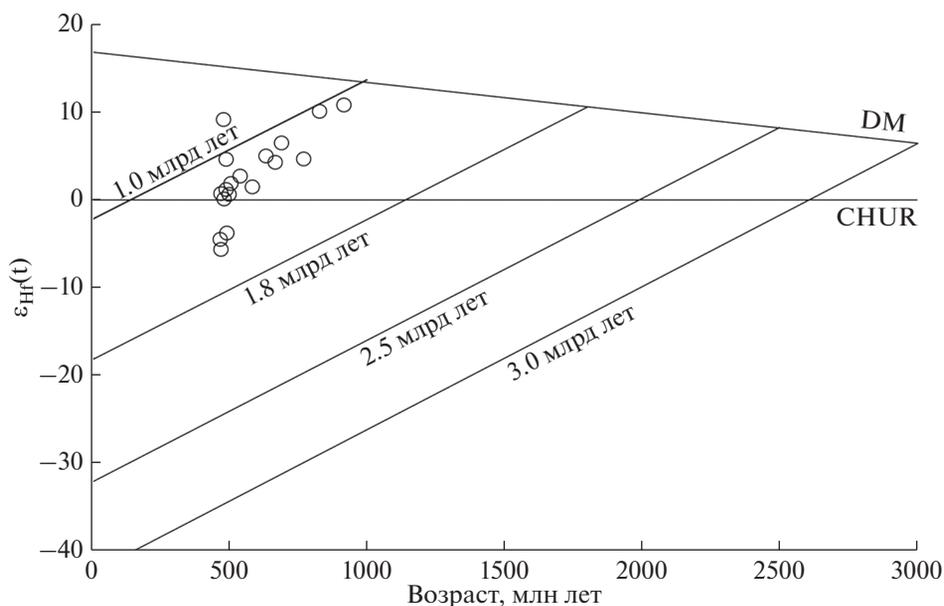


Рис. 8. График $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ –возраст для детритовых цирконов из двуслюдяного гнейса (обр. R-71) дягдаглейской толщи Буреинского континентального массива. DM – деплетированная мантия, CHUR – однородный хондритовый резервуар.

ния. Результаты приведены в табл. 2 и на рис. 8. Из приведенных данных следует, что цирконы из двуслюдяного гнейса (обр. R-71) по Hf-изотопным параметрам могут быть разделены на две группы. Первая группа включает цирконы как неопротерозойского, так палеозойского возраста, причем последние, как правило, представлены

ядрами с низкой интенсивностью люминесценции и характеризуются положительными значениями $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от +0.3 до +10.9 и модельными возрастными $t_{\text{Hf}(C)}$ в интервале 1.2–0.8 млрд лет (табл. 2, рис. 8). Цирконы палеозойского возраста второй группы отличаются отрицательными величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от –4.0 до –5.2 и более древними модельными

Таблица 2. Результаты Lu–Hf изотопных исследований цирконов из двуслюдяного гранатсодержащего гнейса (обр. R-71) дягдаглейской толщи (верховья ручья Дягдагле)

№ п/п	№ обр./ № зерна	Возраст, млн лет	$(^{176}\text{Yb} + ^{176}\text{Lu})/^{176}\text{Hf}$ (%)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	$t_{\text{Hf(DM)}}$	$t_{\text{Hf(C)}}$
1	R-71/51	473	13.0	0.000856	0.282356 ± 14	-4.6	1.26	1.48
2	R-71/71	481	5.1	0.000347	0.282494 ± 19	0.7	1.05	1.22
3	R-71/10	483	10.9	0.000711	0.282365 ± 25	-4.0	1.24	1.45
4	R-71/22	486	1.3	0.000133	0.282479 ± 18	0.3	1.07	1.24
5	R-71/89	487	20.3	0.001418	0.282616 ± 21	4.8	0.91	1.01
6	R-71/128	489	1.8	0.000103	0.282494 ± 37	0.9	1.05	1.21
7	R-71/61	493	16.4	0.001030	0.282705 ± 39	8.1	0.78	0.84
8	R-71/3	493	2.8	0.000165	0.282319 ± 29	-5.2	1.29	1.52
9	R-71/109	499	1.6	0.000096	0.282480 ± 33	0.6	1.07	1.23
10	R-71/106	504	7.1	0.000500	0.282518 ± 38	2.0	1.02	1.17
11	R-71/77	542	9.1	0.000549	0.282523 ± 28	2.9	1.02	1.15
12	R-71/41	586	12.4	0.000795	0.282464 ± 33	1.7	1.11	1.25
13	R-71/14	631	21.9	0.001248	0.282535 ± 33	5.0	1.02	1.11
14	R-71/39	671	11.7	0.000863	0.282487 ± 23	4.3	1.08	1.18
15	R-71/23	693	9.9	0.000569	0.282533 ± 25	6.6	1.01	1.08
16	R-71/44	771	21.8	0.001403	0.282443 ± 40	4.7	1.16	1.24
17	R-71/94	831	23.7	0.001533	0.282566 ± 32	10.2	0.99	1.01
18	R-71/46	919	21.0	0.001129	0.282524 ± 23	10.9	1.03	1.04

Примечание. Величины ошибок (1σ) определения отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

Таблица 3. Результаты Sm–Nd изотопно-геохимических исследований метаморфических пород дягдаглейской толщи

№ п/п	№ обр.	Порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma_{\text{изм}}$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd(DM)}}$	$t_{\text{Nd(C)}}$
1	R-71	Двуслюдяной гранатсодержащий гнейс	3.37	20.4	0.0999	0.512082 ± 2	-5.0	1430	1635
2	R-73	Двуслюдяной гнейс	10.33	62.7	0.0995	0.512154 ± 1	-3.6	1329	1515

Примечание. Величины ошибок (2σ) определения отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ соответствуют последним значащим цифрам после запятой. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd(C)}}$ использовался возраст, соответствующий наиболее молодому пику на кривой вероятности возрастов (487 млн лет).

ми возрастaми $t_{\text{Hf(C)}} = 1.5\text{--}1.4$ млрд лет (табл. 2, рис. 8). При этом большая часть изотопных анализов, относящихся ко второй группе, соответствуют оболочкам.

Совокупность полученных данных позволяет предполагать, что образование оболочек на цирконах из двуслюдяного гранатсодержащего гнейса связано с преобразованием пород дягдаглейской толщи в результате раннепалеозойских метаморфических процессов, протекавших в условиях амфиболитовой фации.

РЕЗУЛЬТАТЫ Sm–Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Двуслюдяные гнейсы дягдаглейской толщи характеризуются отрицательными величинами

$\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -3.6\text{...}-5.0$, рассчитанными на максимально возможное время накопления протолитов (487 млн лет), и мезопротерозойскими значениями Nd-модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}} = 1.4\text{--}1.3$ млрд лет ($t_{\text{Nd(C)}} = 1.6\text{--}1.5$ млрд лет) (табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные геохронологические и геохимические данные для метаморфических пород дягдаглейской толщи Буреинского континентального массива позволяют оценить их первичную природу и возраст протолита.

Установленные особенности химического состава пород (рис. 3) свидетельствуют в пользу их первично-осадочного происхождения. Это согласу-

ется и с присутствием нескольких разновозрастных популяций детритовых цирконов (рис. 7, 8).

Наиболее молодой пик на кривой относительной вероятности возрастов (рис. 7) соответствует возрасту 487 млн лет, что определяет нижнюю возрастную границу накопления протолита рассматриваемых пород. Верхняя возрастная граница протолита в настоящее время является не столь очевидной. В частности, можно говорить лишь о том, что гнейсы дягдаглейской толщи прорываются лейкогранитами с возрастом 264 ± 11 млн лет (Овчинников и др., 2018). Тем не менее результаты проведенных исследований позволяют утверждать, что дягдаглейская толща имеет не раннекембрийский, как было принято считать ранее (Решения..., 1994; Геодинамика..., 2006; Забродин и др., 2007; Серезникова, Волкова, 2007 и др.), а палеозойский возраст и не может рассматриваться в качестве “фундамента” Буреинского континентального массива. Близость значений возраста части ядер и оболочек цирконов свидетельствует о том, что породы протолита вскоре после образования испытали структурно-метаморфические преобразования в *P–T* условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

Следует обратить внимание на то, что на кривой относительной вероятности возраста цирконов (рис. 7) наиболее часто встречающиеся значения конкордантных возрастов соответствуют позднему кембрию—раннему ордовику. Их источниками, по нашему мнению, могли являться интрузии кивилийского (?) комплекса с возрастом 474 ± 1 млн лет (Сорокин и др., 2011а), риолиты “туранской серии” с возрастом 504 ± 1 млн лет (Сорокин и др., 2011б). В качестве источников цирконов раннего неопротерозоя мы рассматриваем интрузии габбро-диорит-гранитовой (933 ± 12 , 933 ± 12 , 940 ± 11 млн лет) и гранит-лейкогранитовой (789 ± 4 , 804 ± 8 млн лет) ассоциаций (Сорокин и др., 2017). Не находят своей интерпретации источники эдиакарских цирконов, присутствующих в парагнейсах дягдаглейской толщи (рис. 7), что можно объяснить плохой геохронологической изученностью магматизма Буреинского континентального массива.

Sm–Nd изотопные данные для парагнейсов дягдаглейской толщи ($t_{Nd(DM)} = 1.4–1.3$ млрд лет, $t_{Nd(C)} = 1.6–1.5$ млрд лет; табл. 3) свидетельствуют о том, что их источниками являлись породы, имевшие в среднем мезопротерозойские Nd-модельные возрасты. Это могли быть как собственно мезопротерозойские комплексы, так и породы различного возраста, например раннепалеозойские, неопротерозойские и раннекембрийские. Однако результаты геохронологических и Hf-изотопных исследований детритовых цирконов свидетельствуют об отсутствии или незначитель-

ном развитии раннекембрийских комплексов в областях размыва.

Как было отмечено выше, цирконы в рассматриваемых гнейсах по Hf-изотопным параметрам могут быть разделены на две группы (табл. 2, рис. 8). Для палеозойских цирконов с мезопротерозойскими модельными возрастными $t_{Hf(C)} = 1.5–1.4$ млрд лет можно предполагать их происхождение за счет переработки коры с мезопротерозойскими изотопными характеристиками. Hf-изотопные характеристики раннепалеозойских и неопротерозойских цирконов ($\epsilon_{Hf}(t) = +0.3...+8.1$, $t_{Hf(C)} = 1.2–0.8$ млрд лет и $\epsilon_{Hf}(t) = +4.3...+10.9$, $t_{Hf(C)} = 1.2–1.0$ млрд лет соответственно) свидетельствуют о добавке ювенильного материала в областях источников сноса в неопротерозойское и раннепалеозойское время.

В целом результаты Sm–Nd и Lu–Hf изотопных исследований указывают на участие неопротерозойской (или более древней) континентальной коры в строении Буреинского массива. Ранее упоминалось, что к настоящему времени наиболее древние возрасты (940–930 млн лет) получены для пород габбро-диорит-гранитовой ассоциации (Сорокин и др., 2017). При этом важно заметить, что эти неопротерозойские интрузивные породы имеют мезопротерозойские и палеопротерозойские Nd-модельные возрасты ($t_{Nd(C)} = 2.0–1.6$ млрд лет; Сорокин и др., 2017). Кроме того, палеопротерозойские модельные возрасты ($t_{Nd(C)} = \sim 1.8$ млрд лет) установлены (Ovchinnikov et al., 2018) для кембрийских метатерригенных пород Мельгинского прогиба рассматриваемого континентального массива.

В то же время, как показывают результаты данного исследования, а также работы (Овчинников, Сорокин, 2018), метаморфические комплексы, которые традиционно относились к раннекембрийскому “фундаменту” Буреинского массива, имеют палеозойский или неопротерозойский возраст. В этой связи наиболее вероятной версией, объясняющей данный феномен, является участие древнего рециклированного материала в формировании неопротерозойских и более молодых геологических комплексов рассматриваемого массива. Также нельзя исключать вариант интенсивной переработки раннекембрийской и, возможно, мезопротерозойской континентальной коры с добавкой ювенильного материала в раннем неопротерозое в обстановке активной континентальной окраины и ее последующей ремобилизации в раннем палеозое.

В завершение хотелось бы затронуть следующий аспект. Как было показано выше, конкордантные оценки возраста цирконов из метаосадочных пород дягдаглейской толщи находятся в интервале 956–474 млн лет. Практически в таком же интервале (865–483 млн лет; Сорокин и др.,

2014) лежит подавляющее большинство значений возрастов цирконов из метаосадочных пород “туранской серии” рассматриваемого массива. Это свидетельствует о том, что данная закономерность имеет региональный для Буреинского массива характер. Кроме того, возрасты цирконов из метаалевролита кимканской толщи Цзямусинского континентального массива также преимущественно находятся в интервале 957–481 млн лет (Смирнова и др., 2016). Наряду с синхронностью неопротерозойского магматизма (Сорокин и др., 2017; Luan et al., 2017a, 2017b) в Буреинском и Цзямусинском континентальных массивах, это может указывать на их близкую геологическую историю.

ВЫВОДЫ

Результаты проведенных исследований позволяют сформулировать следующие выводы:

1) Биотитовые и двуслюдяные гранатсодержащие гнейсы дягдаглейской толщи сформировались за счет преобразования пород, имеющих первично-осадочное происхождение.

2) Дягдаглейская толща имеет не раннедокембрийский, как было принято считать ранее, а палеозойский возраст и не может рассматриваться в качестве “фундамента” Буреинского континентального массива. Нижняя возрастная граница накопления протолита определяется возрастом наиболее молодой популяции цирконов ~487 млн лет.

3) Близость значений возраста части ядер и оболочек цирконов свидетельствует о том, что породы протолита вскоре после образования испытали структурно-метаморфические преобразования в *P–T* условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

4) Результаты Sm–Nd и Lu–Hf изотопных исследований указывают на то, что источником первичных осадочных пород могли являться геологические комплексы, возникшие за счет переработки коры мезопротерозойского возраста. Принимая во внимание отсутствие сведений об участии мезопротерозойских (и более древних) пород в строении Буреинского континентального массива, мы полагаем, что в составе источников присутствовало некоторое количество древнего рециклированного материала.

5) Сходство интервалов значений возрастов в метаосадочных породах дягдаглейской толщи и “туранской серии” Буреинского континентального массива, с одной стороны, и кимканской толщи Цзямусинского континентального массива, с другой, может указывать на близкую геологическую историю упомянутых массивов. В пользу такого предположения свидетельствует также синхронность неопротерозойского магматизма, проявленного в этих массивах.

Благодарности. Авторы благодарят персонал аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, А.И. Палажченко, В.И. Рождествину, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук (Е.М. Голубеву, А.В. Штареву, Л.С. Боковенко), а также Геохронологического центра Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, USA) за проведение аналитических исследований. Мы также признательны Е.Б. Сальниковой за внимательную рецензию и конструктивные замечания.

Источники финансирования. Геологические исследования выполнены в соответствии с планом НИР ИГиП ДВО РАН (тема АААА-А16-116051810110-7), геохимические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 18-35-00001).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васькин А.Ф.* Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1 : 500 000. Лист. N-53-В. Ред. Турбин М.Т. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- Васькин А.Ф., Дымович В.А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист М-53 (Хабаровск). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
- Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П.* Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.
- Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. Ханчук А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Серия Дальневосточная. Лист N-53. Третье поколение. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
- Зубков В.Ф., Васькин А.Ф.* Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1 : 500 000. Лист. М-52-Б. Ред. Кулиш Е.А. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- Зубков В.Ф., Турбин М.Т.* Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1 : 500000. Лист. N-52-Г. Ред. Золотов М.Г. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.
- Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Котова Л.Н., Сорокин А.П., Ларин А.М., Ковач В.П., Загорная Н.Ю., Кургузова А.В.* Возраст амурской серии Бурея-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm–Nd изотопных исследований // Докл. АН. 2009а. Т. 428. № 5. С. 637–640.
- Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Беляков Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З.* Мезозойский возраст гра-

- нитоидов Бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2009б. Т. 429. № 6. С. 779–783.
- Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Великославинский С.Д., Анисимова И.В., Яковлева С.З.* Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Буря-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2009в. Т. 424. № 5. С. 644–647.
- Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сквитина Т.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П.* Структурная эволюция и геодинамическая позиция Гонжинского блока (Верхнее Приамурье) // Геотектоника. 2013. № 5. С. 48–60.
- Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А.* Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ПГО “Дальгеология”, 1990. 215 с.
- Овчинников Р.О., Сорокин А.А.* Возраст протолита и *P-T* параметры формирования гнейсов и амфиболитов туловчихинской свиты Буреинского континентального массива // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2018. Т. 1. С. 39–41.
- Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М.* Возраст условно раннедокембрийских интрузивных комплексов северной части Буреинского континентального массива (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 56–70.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кульмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Серия Дальневосточная. Лист М-52. Третье поколение. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
- Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГГП, 1994.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Ли Х.-Я., Толмачева Е.В.* О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U–Pb и Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 5. С. 519–522.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Ли Х.-Я., Толмачева Е.В.* Мезозойский возраст уральской свиты Амурской серии (Малохинганский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U–Pb и Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 4. С. 416–419.
- Серёжников А.Н., Волкова Ю.Р.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист N-52 (Зея). СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
- Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П.* Тектонические условия накопления и источники верхнепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных отложений Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 3. С. 3–26.
- Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б.* Возраст и геохимические особенности массива раннемезозойских гранитоидов южной части Буреинского террейна // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 5. С. 55–66.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Гороховский Б.М.* Раннепалеозойский возраст гранитоидов кивилийского комплекса Буреинского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2011а. Т. 440. № 3. С. 392–396.
- Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н., Кудряшов Н.М.* Первые данные о возрасте метариолитов туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2011б. Т. 439. № 3. С. 370–375.
- Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Котов А.Б., Ковач В.П.* Возраст и источники терригенных отложений туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm–Nd) и геохронологических (U–Pb LA-ICP-MS) исследований // Докл. АН. 2014. Т. 456. № 6. С. 707–711.
- Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П.* Два этапа неопротерозойского магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1479–1499.
- Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Мишкин М.А., Лаврик С.Н.* Первые результаты U–Pb геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (метод LA-ICP-MS) // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 2. С. 212–215.
- Чепыгин В.Е.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Хингано-Буреинская серия. Лист М-52-VI (р. Иса). Ред. Путинцев В.К. Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
- Amelin Y., Davis W.J.* Geochemical test for branching decay of ^{176}Lu // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 465–473.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C.* Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol. 2004. V. 205. P. 15–140.

- Blichert-Toft J., Albarede F.* The Lu–Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 148. P. 243–258.
- Gehrels G.E.* Overlap and similarity program. Accessed on June, 2011. <https://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/home>
- Gehrels G.E., Valencia V., Ruiz J.* Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U–Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. № 3. P. 1–13.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.
- Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf–isotope evidence from detrital zircons // *Precambrian Res.* 2004. V. 131. P. 231–282.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites. II // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
- Keto L.S., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 84. P. 27–41.
- Luan J.P., Wang F., Xu W.L., Ge W.C., Sorokin A.A., Wang Z.W., Guo P.* Provenance, age, and tectonic implications of Neoproterozoic strata in the Jiamusi Massif: evidence from U–Pb ages and Hf isotope compositions of detrital and magmatic zircons // *Precambrian Res.* 2017a. V. 297. P. 19–32.
- Luan J.P., Xu W.L., Wang F., Wang Z.W., Guo P.* Age and geochemistry of the Neoproterozoic granitoids in the Songnen–Zhangguangcai Range Massif, NE China: petrogenesis and tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2017b. V. 148. P. 265–276.
- Ludwig K.R.* Isoplot 3.6 // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2008. № 4. 77 p.
- Mattinson J.M.* Analysis of the relative decay constants of ^{235}U and ^{238}U by multi-step CA-TIMS measurements of closed system natural zircon samples // *Chem. Geol.* 2010. V. 275. P. 186–198.
- McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. № 3–4. P. 223–253.
- Miao L., Zhang F., Zhu M., Liu D.* Zircon SHRIMP U–Pb dating of metamorphic complexes in the conjunction of the Greater and Lesser Xing'an ranges, NE China: timing of formation and metamorphism and tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 114. P. 634–648.
- Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Xu W.L., Yang H., Kovach V.P., Kotov A.B., Plotkina Yu.V.* Provenance and tectonic implications of Cambrian sedimentary rocks in the Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt, Russia // *J. Asian Earth Sci.* <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.10.001>
- Paces J.B., Miller J.D.* Precise U–Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the I.1. Ga Midcontinent Rift System // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № B8. P. 13997–14013.
- Shaw D.M.* The origin of the Apsley gneiss, Ontario // *Can. J. Earth Sci.* 1972. V. 9. № 1. P. 18–35.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 219. P. 311–324.
- Sorokin A.A., Kotov A.B., Kudryashov N.M., Kovach V.P.* Early Mesozoic granitoid and rhyolite magmatism of the Bureya Terrane of the Central Asian Orogenic Belt: age and geodynamic setting // *Lithos.* 2016. V. 261. P. 181–194.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- 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.* JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with La Jolla neodymium // *Chem. Geol.* 2000. V. 168. P. 279–281.
- Tang J., Xu W.L., Wang F., Wang W., Xu M.J., Zhang Y.H.* Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Res.* 2013. V. 224. P. 597–611.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Vervoort J.D., Patchett P.J.* Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 3717–3723.
- Wu F.Y., Zhang Y.B., Sun D.Y., Ge W.C., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M.* Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // *J. Asian Earth Sci.* 2011. V. 41. P. 1–30.
- Wu G., Chen Y.C., Chen Y.J., Zeng Q.T.* Zircon U–Pb ages of the metamorphic supracrustal rocks of the Xinghuadukou Group and granitic complexes in the Argun massif of the northern Great Hinggan Range, NE China, and their tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2012. V. 49. P. 214–233.
- Xu M.J., Xu W.L., Wang F., Gao F.H.* Age, association and provenance of the “Neoproterozoic” Fengshuigouhe Group in the northwestern Lesser Xing'an Range, NE China: constraints from zircon U–Pb geochronology // *J. Earth Sci.* 2012. V. 23. № 6. P. 786–801.
- Zhou J.B., Wilde S.A.* The crustal accretion history and tectonic evolution of the NE China segment of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.* 2013. V. 23. P. 1356–1377.
- Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z., Ren S.M., Zheng C.Q.* Early Paleozoic metamorphic rocks of the Erguna block in the Great Xing'an Range, NE China: evidence for the timing of magmatic and metamorphic events and their tectonic implications // *Tectonophysics.* 2011. V. 499. P. 105–117.

Рецензенты И.В. Бучко, М.Г. Леонов,
Е.Б. Сальникова

Early Paleozoic Age and Nature of the Protolith of the Metamorphic Rocks of the Djagdagle Formation, Bureya Continental Massif, Central Asian Orogenic Belt

R. O. Ovchinnikov^{a, #}, A. A. Sorokin^a, V. P. Kovach^b, and A. B. Kotov^b

^a*Institute of Geology and Nature Management, FEB RAS, Blagoveshchensk, Russia*

^b*Institute of the Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St. Petersburg, Russia*

[#]*e-mail: ovchinnikov@ignm.ru*

We present results of geological, geochemical, U–Pb and Sm–Nd isotopic studies of the metamorphic rocks of the Djagdagle Formation. On geological maps this formation belongs to the most ancient (Early Precambrian) rocks of this continental massif and is described as his “basement”. We have established that biotite and two-micas gneisses with garnet of the Djagdagle Formation are metasedimentary rocks. Zircon age peaks on the relative probability plots correspond at 487, 541, 690, 778, 896 Ma. It follows that the Djagdagle Formation is not Early Precambrian, but Early Paleozoic in age. The lower age limit of protolith accumulation is determined by the age of the youngest zircon population ~487 Ma. The nearness of the crustal age and of the age of zircon cores indicates that the protolith rocks, soon after their formation, experienced structural–metamorphic transformations in the P–T conditions of the amphibolite facies of metamorphism. Results of Sm–Nd and Lu–Hf isotope studies indicate that the source of the primary sedimentary rocks could be geological complexes forming from reworking of the Mesoproterozoic crust. In view of the lack of information about involvement of Mesoproterozoic rocks in structure of Bureya continental Massif, we can assume that the sources included some amount of ancient recycled material. Based on the affinity of the intervals of the age values in the metasedimentary rocks of the Djagdagle Formation and Turan Group of the Bureya continental Massif and Kimkan Formation of the Jiamusi continental Massif, an assumption of the similarity of the geological history of the mentioned arrays can be made. This is also supported by the synchronicity of the Neoproterozoic magmatism manifested in these massifs.

Keywords: Bureya Massif, metamorphic rocks, protolith, detrital zircon, sources, U–Th–Pb geochronology, Lu–Hf method, Sm–Nd method