

УДК 550.93:549.514.81(234.851)

## ИСТОЧНИКИ СНОСА И U–Pb ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ АСЫВВОЖСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО ДЕВОНА, ВОЗВЫШЕННОСТЬ ДЖЕЖИМПАРМА, ЮЖНЫЙ ТИМАН

© 2020 г. Н. Ю. Никулова<sup>1</sup>, \*, В. Н. Филиппов<sup>1</sup>, В. Б. Хубанов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

<sup>2</sup>Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

\*e-mail: nikulova@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 25.12.2018 г.

После доработки 01.04.2019 г.

Принята к публикации 20.11.2019 г.

Приведены результаты U–Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из алмазодержащих песчаников среднедевонской асыввожской свиты Южного Тимана. Установлено, что песчаники не содержат зерен циркона моложе среднего рифея. Датировки 92 зерен циркона укладываются в интервал от  $1144 \pm 36$  до  $3090 \pm 19$  млн лет, а разница между временем накопления среднедевонских песчаников и временем образования самых молодых цирконов составляет около 750 млн лет. Основными источниками терригенного материала при формировании песчаников асыввожской свиты были кристаллические комплексы древнего фундамента Восточно-Европейской платформы (центральные районы Волго-Уралии) и комплексы аккреционных орогенов на окраине Балтики. Источниками алмазов могли быть предположительно кембрийские кимберлиты, расположенные в пределах Коми-Пермяцкого и Сысольского сводов фундамента Восточно-Европейской платформы.

*Ключевые слова:* средний девон, протоуралиты, тиманиды, асыввожская свита, Южный Тиман, циркон

DOI: 10.31857/S0869592X20060071

### ВВЕДЕНИЕ

Песчаники и гравелиты среднедевонской асыввожской свиты, с несогласием залегающие на породах рифейского возраста, вскрыты карьером Асыввож в пределах возвышенности Джежимпарма на Южном Тимане (рис. 1б).

Образования асыввожской свиты привлекали внимание исследователей в связи с установленной россыпной алмазодержащестью среднедевонских толщ Тимана, считающихся перспективными на обнаружение алмазных россыпей “вишерского типа”, приуроченных к структурным корам выветривания, развитым по рифейским породам.

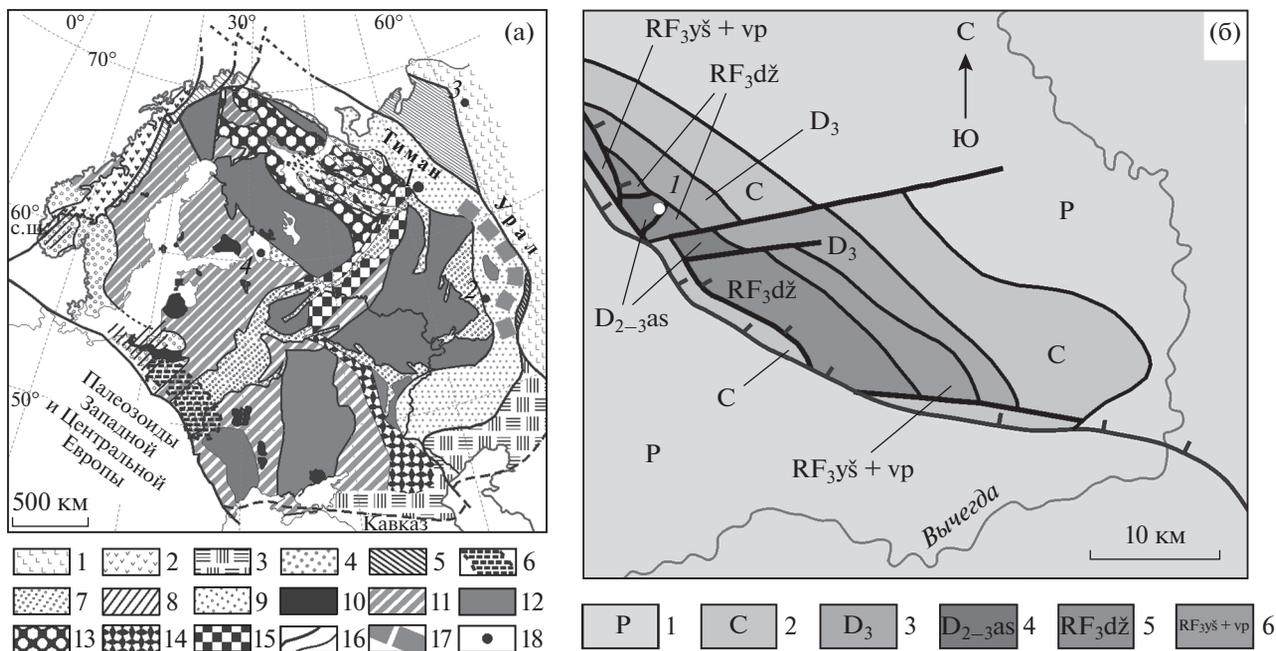
По возрасту, положению в разрезе, структурно-текстурным особенностям и вещественному составу, в том числе по присутствию алмазов, асыввожская свита может быть сопоставлена с алмазодержащей пижемской свитой Среднего Тимана (Тельнова, 1999; Тиманский..., 2010; Гракова, 2014) и во многом схожа с такатинской свитой эмского яруса нижнего девона, распространенной вдоль западного склона Северного, Среднего и Южного Урала. Терригенные породы асыввожской свиты являются промежуточным коллектором, а коренные источники алмазов до настоящего времени неизвестны. Ими могли быть кимбер-

литовые тела предположительно кембрийского возраста, расположенные в пределах Коми-Пермяцкого и Сысольского сводов в Волго-Уральской части Восточно-Европейской платформы (Оловянишников, 2001; Щербаков, Плякин, 2001). Для того, чтобы подтвердить или опровергнуть это предположение, необходимо решить вопрос об источниках обломочного материала, из которого сложены алмазодержащие песчаники.

Цель настоящей работы – определение, на основе U–Pb изотопного датирования зерен детритового циркона, источников обломочного материала для песчаников алмазодержащей асыввожской свиты, сопоставление источников сноса песчаников асыввожской свиты и близких по возрасту, генезису и литологическим характеристикам образований из разрезов восточной и северо-восточной частей Восточно-Европейской платформы и ее Уральского обрамления.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СТРОЕНИЕ И СОСТАВ АСЫВВОЖСКОЙ СВИТЫ

В строении возвышенности Джежимпарма, расположенной в южной части Тимана, принимают участие средне-верхнерифейские образо-



**Рис. 1.** (а) Комплексы и структуры кристаллического основания и рассекающих его авлакогенов и рифтовых систем Восточно-Европейской платформы (ВЕП), а также позднедокембрийские и палеозойские складчатые пояса ее обрамления (по Кузнецов и др., 2014а, с упрощениями) и (б) схематическая геологическая карта возвышенности Джемимпарма (по Государственная..., 2005).

Рис. 1а: 1 – палеозойские комплексы уральид (варисцид) Восточного Урала; 2 – палеозойские (каледонские) комплексы средних и верхних покровов Скандинавских каледонид; 3 – позднедокембрийские комплексы (протоуральиды–тиманиды) Западного Урала и Тимано-Печорского региона и их возрастные аналоги в приуральской части платформы, Прикаспии, Скандинавии; 4 – преимущественно осадочные комплексы; 5 – комплексы, в строении которых значительную роль играют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, а также гранитоиды и редкие офиолиты; 6 – вендские вулканогенные комплексы Волынской магматической провинции; 7 – рифейские комплексы, выполняющие рифтогенные структуры (авлакогены) в пределах ВЕП; 8, 9 – рифейские комплексы, слагающие аккреционные и коллизионные структуры в западной части ВЕП: 8 – ранне- и позднедокембрийские комплексы, переработанные в ходе свеконорвежского (1.14–0.90 млрд лет) коллизионного тектогенеза (свеконорвежская орогения), 9 – комплексы телемаркской фазы (1.52–1.48 млрд лет), даннопольской фазы (1.50–1.40 млрд лет) и готской фазы (1.75–1.55 млрд лет) аккреционного тектогенеза (объединенные); 10 – интрузивные ассоциации “анартозит-мангерит-чернокирт-гранитового” состава (АМСГ), гранитоиды А-типа и щелочные породы начала позднего докембрия и конца раннего кембрия; 11 – раннепротерозойские комплексы Фенноскандии (1.95–1.65 млрд лет), Волго-Уралии, Сарматии (2.2–2.0 млрд лет); 12 – архейские комплексы (3.7–2.6 млрд лет) Фенноскандии, Волго-Уралии, Сарматии; 13–15 – комплексы протерозойских коллизионных орогенов: 13 – Лапландско-Кольского (1.95–1.65 млрд лет), 14 – Волго-Сарматского (2.1–2.0 млрд лет), 15 – Среднерусско-Волынского (1.8–1.7 млрд лет); 16 – главные тектонические границы (сплошные линии) и их предполагаемые продолжения (пунктирные линии): а – внешние ограничения платформы; б – границы блоков внутри древнего остова ВЕП, границы коллизионных орогенов, спаявших эти блоки, тектонические ограничения позднедокембрийских (1.6–0.8 млрд лет) рифтогенных структур (авлакогенов) в пределах платформы; 17 – полоса развития пород такатинской свиты; 18 – места отбора проб: 1 – из песчаников среднедевонской асывожской свиты, из верхнерифейской джемимской свиты (Кузнецов и др., 2010) на возвышенности Джемимпарма, 2 – из раннедевонской такатинской свиты на западе Башкирского антиклинория (Кузнецов и др., 2014б), 3 – из раннедевонской шервожской свиты на крыше Енганэ-Пэ (Соболева и др., 2012), 4 – из позднедевонского саргаевского горизонта Приладожья (Кузнецов и др., 2011).

Рис. 1б: 1 – пермская система: известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, глины; 2 – каменноугольная система: известняки, доломиты, глинистые известняки, глины; 3 – девонская система, верхний отдел: известняки, доломиты, песчаники, глины; 4 – девонская система, средний отдел: гравелиты, песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты; 5, 6 – рифейская эратема: 5 – джемимская свита: песчаники, алевролиты, гравелиты (в верхней части), 6 – ышкимесская и вапольская свиты: доломиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты.

вания комплекса тиманид, девонско-пермские и четвертичные образования осадочного комплекса фанерозоя. Верхнерифейская джемимская свита слагает выступ позднедокембрийского комплекса тиманид Тиманского мегаблока фундамента Печорской плиты. В пределах возвышенности Джемимпарма развиты породы верхней подсвиты

джемимской свиты, представленные аркозовыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Терригенную толщу джемимской свиты перекрывают преимущественно карбонатные породы ышкимесской и вапольской свит. Кора выветривания по породам джемимской свиты, разграничивающая рифейскую и палеозойскую части



Рис. 2. Особенности залегания песчаников асывовожской свиты и место отбора пробы U-1.

разреза, представляет собой локально сохранившийся в понижениях палеорельефа протерозойских пород слой мощностью до нескольких метров, сложенный каолиновой глиной с незначительной примесью кварц-полевошпатового тонкопесчаного материала и мелкими угловатыми обломками подстилающих пород в основании. Среднедевонские породы асывовожской свиты представлены желтовато-коричневыми кварцевыми песчаниками с прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов, гравелитов, алевролитов и глин и перекрыты верхнедевонскими доломитами с прослоями известняков и глин.

Каменноугольные образования, представленные известковыми глинами и аргиллитами, известняками и доломитами, перекрыты пермской известняково-доломитовой толщей, содержащей прослой гипсов, ангидритов и глин.

Разрез зоны контакта среднедевонской асывовожской свиты и джежимской свиты верхнего рифея вскрыт заброшенным карьером Асывовож. В юго-западном борту карьера вишнево-коричневые разнозернистые песчаники джежимской свиты залегают с азимутом падения  $190^\circ$  и углом падения  $20\text{--}25^\circ$ . Рифейскую и палеозойскую части разреза разделяет глинистый слой коры выветривания. Асывовожская свита представлена песчаниками с прослоями и линзами гравелитов, с азимутом падения  $310^\circ$  и углом падения  $15^\circ$ . Принадлежность свиты к среднедевонскому эйфельскому ярусу установлена на основании палинологических данных (Тельнова, 1999).

## ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

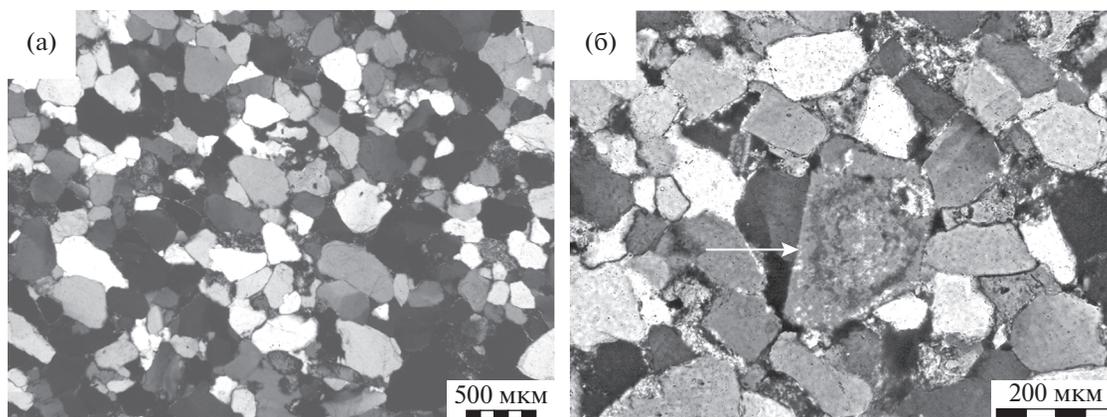
Проба U-1 отобрана из мелкозернистых желтовато-коричневых песчаников асывовожской свиты в точке с координатами ( $61^\circ 47' 11.5''$  с.ш.,

$54^\circ 06' 35.2''$  в.д.), примерно в 1 м от подошвы слоя песчаников (рис. 2).

Петрографический состав песчаников изучен в прозрачном шлифе. Содержания породообразующих оксидов определены традиционным весовым химическим методом. Интерпретация результатов химических анализов проведена с использованием классификаций и методических приемов, применяющихся для палеогеографических реконструкций (Bostrom, 1973; Страхов, 1976; Nesbitt, Young, 1982; Bhatia, 1983; Roser, Korsch, 1986; Harnois, 1988; Розен и др., 1994).

Минералогическая проба в полевых условиях была раздроблена в ступе и промыта до серого шлиха, после чего разделена на фракции с использованием бромформа, магнитной и электромагнитной сепарации. Извлеченная под биноклем монофракция циркона была помещена в эпоксидную шашку. Морфологические особенности и химический состав зерен циркона изучены с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link в Центре коллективного пользования (ЦКП) “Геонаука” Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Ускоряющее напряжение и ток на образцах составляли 20 кВ и  $2 \times 10^{-8}$  А соответственно. В качестве стандартов для определения химического состава использовали сертифицированные стандарты фирмы “Microspec”.

Определения U–Pb изотопного возраста зерен циркона из пробы U-1 проведены с помощью устройства лазерной абляции UP-213 и одноколлекторного магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Element XR (LA-ICP-MS метод) в ЦКП Геологического института СО РАН “Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований” (Улан-Удэ). Методика измерения, обработка масс-спектрометрического сигнала, расчет изотопных отношений и возрастов изложены в работе (Хубанов и др., 2016). Применялось лазерное излучение с частотой импульсов 10 Гц, плотностью потока энергии около  $3.5 \text{ Дж/см}^2$  и диаметром пучка излучения 25 мкм. В качестве внешнего стандарта использованы зерна эталонного циркона 91500 (Wiedenbeck et al., 1995), в качестве контрольного образца – зерна эталонного циркона Plešovice (аттестованный ID-TIMS возраст  $337.13 \pm 0.37$  млн лет; Sláma et al., 2008) и GJ-1 (аттестованный ID-TIMS возраст  $608.5 \pm 0.4$  млн лет; Jackson et al., 2004). В течение сессии, состоящей из 110 измеренных точек в зернах циркона неизвестной пробы, внешний стандарт был измерен в 26 точках, каждый контрольный образец – в 12 точках. Относительная среднеквадратичная погрешность определения изотопного отношения в контрольных стандартах составила: 1.5–2.5% для  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , 1.3–2.5% для  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , 0.7–1% для



**Рис. 3.** Микроструктурные особенности песчаников.

а – псаммитовая структура с ориентированными длинными осями обломков; б – зерно монацита. Никели скрещены.

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Средневзвешенные значения возраста контрольных эталонных Plešovice цирконов составили:  $350 \pm 22$  млн лет по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $345 \pm 6$  млн лет по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $338 \pm 1.5$  млн лет по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ; возраст GJ-1 составил:  $591 \pm 21$  млн лет по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $602 \pm 4$  млн лет по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $605 \pm 3$  млн лет по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Эти данные отличаются от аттестованного возраста эталонных цирконов не более чем на 0.6% для средневзвешенного значения  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраста, не более чем на 2.3% для  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  возраста и не более чем на 3.8% для  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста.

Поправка на обыкновенный свинец проводилась с помощью процедуры  $^{204}\text{Pb}$ -коррекции (Williams, 1998; Košler, Sylvester, 2003), при этом изотопные отношения общего свинца определялись с помощью двухстадийной модели эволюции изотопного состава свинца по (Stacey, Kramers, 1975). В интерпретации учитывались только оценки возраста, дискордантность ( $D = \{[\text{возраст} (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/\text{возраст} (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})] - 1\} \times 100$ ) которых не превышает 10%.

### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕСЧАНИКОВ

Желтовато-коричневые массивные песчаники асывовожской свиты характеризуются бласто-псаммитовой структурой и массивной текстурой (рис. 3а). Обломочные зерна размером 0.2–0.5 мм, различной степени окатанности и формы окружены пленочным или поровым глинистым и слюдисто-глинистым цементом. Длинные оси зерен ориентированы в одном направлении. Обломки сложены кварцем (около 95%), редкими зернами калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, силицитов, глинистых сланцев. Акцес-

сорные минералы представлены цирконом и лейкоксеном. Отмечено единичное идиоморфное зерно новообразованного регенерированного монацита с ядром, контуры которого не совпадают с внешними контурами зерна (рис. 3б). Составы монацита в центральной части зерна (в обломочном ядре) и внешней зоне различаются главным образом по содержаниям неодима и тория, более высоким в центральной части зерна. Состав центральной части (мас. %):  $\text{P}_2\text{O}_5$  22.08–26.26,  $\text{CaO}$  0.73–0.93,  $\text{La}_2\text{O}_3$  15.16–16.63,  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  29.23–31.96,  $\text{Pr}_2\text{O}_3$  2.16–4.05,  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  8.50–9.57,  $\text{Sm}_2\text{O}_3$  0–1.07,  $\text{ThO}_2$  9.00–10.75; состав внешней части:  $\text{P}_2\text{O}_5$  23.63–25.60,  $\text{CaO}$  0–0.63,  $\text{La}_2\text{O}_3$  12.03–17.26,  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  30.39–34.13,  $\text{Pr}_2\text{O}_3$  2.52–4.52,  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  13.42–16.09,  $\text{Sm}_2\text{O}_3$  1.63–2.14,  $\text{ThO}_2$  0.4–1.05. По всей видимости, внутреннее ядро является обломочным. Его состав сходен с составом “куларитов”, источником которых были рифейские породы (Юшкин, Котов, 1987). Образование каймы, придавшей зерну идиоморфные очертания, возможно, произошло в результате преобразования монацитосодержащего песчаника в стадию диагенеза.

Песчаники имеют следующий химический состав (мас. %):  $\text{SiO}_2$  86.79,  $\text{TiO}_2$  0.34,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  7.94,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0.39,  $\text{FeO}$  0.14,  $\text{MnO}$  0.01,  $\text{MgO}$  0.22,  $\text{CaO}$  0.26,  $\text{Na}_2\text{O}$  0.07,  $\text{K}_2\text{O}$  1.39,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0.02. Рассчитанные по этим данным индикаторные соотношения и петрохимические модули позволяют сделать предположения об условиях образования песчаников и составе источников обломочного материала. Значения индексов  $\text{CIA}^1$  и  $\text{CIW}^2$ , равные 79 и 97 соответственно, отвечают высокой степени химического разложения исходных пород в условиях теплого климата. Соотношения коэффици-

<sup>1</sup>  $\text{CIA} = 100\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (Nesbitt, Young, 1982).

<sup>2</sup>  $\text{CIW} = 100\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$  (Harnois, 1988).

ентов  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{N}_2\text{O}$  (Roser, Korsch, 1986) и  $\text{F1}-\text{F2}^3$ , используемые для установления геодинамических условий осадконакопления, равны 10.93–19.86 и  $(-3.71)-0.26$  соответственно, что отвечает песчаникам, образованным в условиях пассивной континентальной окраины. Значение фациального индикатора для осадочных отложений  $\text{Fe}/\text{Mn}$  (Розен и др., 1994) равно 62, что соответствует породам, сформированным в мелководных условиях. Титановый  $(\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Ti}$  (Страхов, 1976) и алюминиевый  $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$  (Bostrom, 1973) модули составляют 2.29 и 0.92 соответственно, что свидетельствует об отсутствии в породах продуктов подводных вулканических эксгальций.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ЦИРКОНА

Циркон представлен бледно-розовыми, желтовато-розовыми водяно-прозрачными зернами с глянцевой поверхностью (70%) и светло-коричневыми полупрозрачными зернами с темными включениями и матовой поверхностью (около 30%), преобладающий размер зерен 100–150 мкм. Единичные наиболее крупные зерна циркона размером 200–280 мкм представлены светло-коричневой разновидностью. Хорошо окатанные зерна ( $K_{\text{удл}}$  1.0–1.2) составляют около 25% от общего количества, средне окатанные ( $K_{\text{удл}}$  1.5–1.8) удлиненные – 20%, слабо окатанные ( $K_{\text{удл}}$  2.0–3.0) дипирамидальные кристаллы – 5%, идеально окатанные округлые зерна – 5%, обломки окатанных зерен и кристаллов – 45%. На катодолюминесцентных изображениях видно, что большинство зерен, в том числе внешне выглядевших окатанными, представляют собой обломки кристаллов с хорошо различимой ростовой зональностью.

Датированы 109 зерен циркона, анализы с дискордантностью ( $D$ )<sup>4</sup> > 10% (16 зерен) были исключены из дальнейшего рассмотрения. Результаты остальных 92 изотопных анализов зерен циркона приведены в табл. 1. Возраст циркона варьирует от мезоархея ( $3090 \pm 19$  млн лет) до среднего рифея ( $1144 \pm 36$  млн лет) (табл. 1, рис. 4).

Два зерна имеют наиболее древний (мезоархейский) возраст –  $3090 \pm 19$  и  $2948 \pm 19$  млн лет. Для трех зерен установлен неоархейский возраст –  $2785 \pm 19$ ,  $2557 \pm 25$  и  $2533 \pm 20$  млн лет. Датиров-

ки оставшихся 87 зерен цирконов попадают в раннепротерозойско-среднерифейский диапазон ( $2192 \pm 33$ – $1144 \pm 36$  млн лет). Наибольшее количество зерен (32 (35%) и 33 (36%)) представляют раннерифейскую ( $1454 \pm 24$ – $1646 \pm 37$  млн лет) и среднерифейскую ( $1144 \pm 36$ – $1386 \pm 33$  млн лет) популяции соответственно. Значительное количество зерен циркона имеет раннепротерозойский возраст. В пределах этого интервала выделяются три популяции:  $1677 \pm 32$ – $1873 \pm 37$  млн лет (12 зерен или 13%),  $1916 \pm 34$ – $2049 \pm 24$  млн лет (4 зерна или 4%) и  $2091 \pm 39$ – $2192 \pm 33$  млн лет (6 зерен или 7%).

### ОТНОШЕНИЕ Th/U В ДАТИРОВАННЫХ ЗЕРНАХ ЦИРКОНА

Величина Th/U отношения является одним из важных геохимических признаков детритового циркона, отражающих состав кристаллических пород, являющихся источниками зерен циркона. Различным генетическим типам кристаллических пород соответствуют разные значения торий-уранового отношения. Результаты геохимических исследований циркона из пород различного происхождения отражены в значительном количестве публикаций, в том числе содержащих обзоры, посвященные анализу критериев разделения циркона магматического и метаморфического происхождения при реконструкции формирования метаморфических и осадочных комплексов (Каулина, 2010; Вотяков и др., 2011; Романюк и др., 2018; Пыстин, Пыстина, 2018).

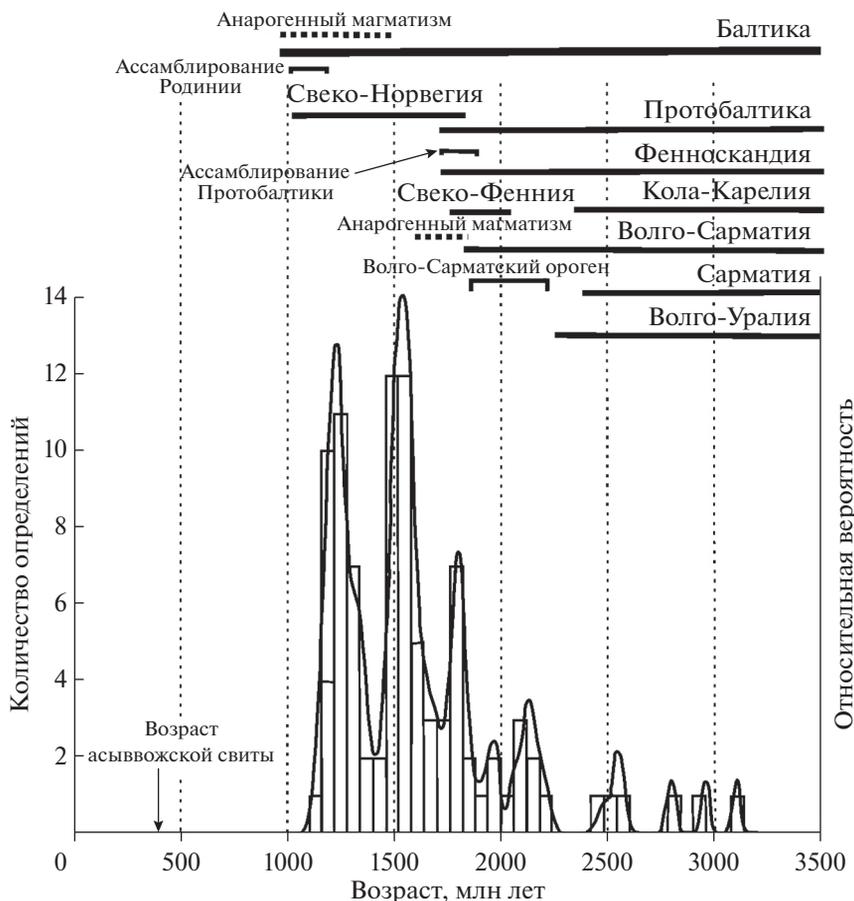
Величины Th/U в датированных (с приемлемой дискордантностью) зернах циркона из песчаников асывожской свиты (проба U-1) варьируют в широких пределах: от 0.07 до 2.63.

Фигуративные точки зерен циркона всех возрастных диапазонов на диаграмме (рис. 5) образуют достаточно узкий интервал. Значения Th/U для зерен циркона среднерифейской популяции составляют 0.26–0.69, для раннерифейских цирконов изменяются от 0.11 до 2.63. Зерна циркона с возрастными от  $1677 \pm 32$  до  $1873 \pm 37$  млн характеризуются значениями Th/U от 0.07 до 1.7, при этом большинство значений попадает в диапазон 0.33–0.84. Для зерен циркона с возрастными древнее  $1916 \pm 24$  млн лет значения этого показателя находятся в интервале 0.41–1.15.

Полученные значения Th/U присущи широкому спектру горных пород. Экстремально низкие значения Th/U, близкие к 0.1, характерны для циркона из метаморфических пород и жильных образований (Rubatto, 2002). Циркон со значениями  $\text{Th}/\text{U} < 0.5$  типичен для метаморфических пород низких ступеней метаморфизма (Kirkland et al., 2015). Источником зерен циркона с  $\text{Th}/\text{U}$  0.5–0.8 могут быть гранитоиды и метаморфиче-

<sup>3</sup>  $\text{F1} = 0.303 - 0.0447\text{SiO}_2 - 0.972\text{TiO}_2 + 0.008\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.267\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0.208\text{FeO} - 3.082\text{MnO} + 0.14\text{MgO} + 0.195\text{CaO} + 0.719\text{Na}_2\text{O} - 0.032\text{K}_2\text{O} + 7.51\text{P}_2\text{O}_5$ ,  
 $\text{F2} = 43.57 - 0.421\text{SiO}_2 + 1.988\text{TiO}_2 - 0.526\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.551\text{Fe}_2\text{O}_3 - 1.61\text{FeO} + 2.72\text{MnO} + 0.881\text{MgO} - 0.907\text{CaO} - 0.177\text{Na}_2\text{O} - 1.84\text{K}_2\text{O} + 7.244\text{P}_2\text{O}_5$  (Bhatia, 1983).

<sup>4</sup>  $D = \{[\text{возраст} (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/\text{возраст} (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})] - 1\} \times 100$ .



**Рис. 4.** Гистограмма и кривая плотности вероятности распределения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастов цирконов из песчаников асывовожской свиты. Над графиками сплошными и пунктирными отрезками отмечены временные диапазоны основных тектономагматических событий (по Кузнецов и др., 2014а).

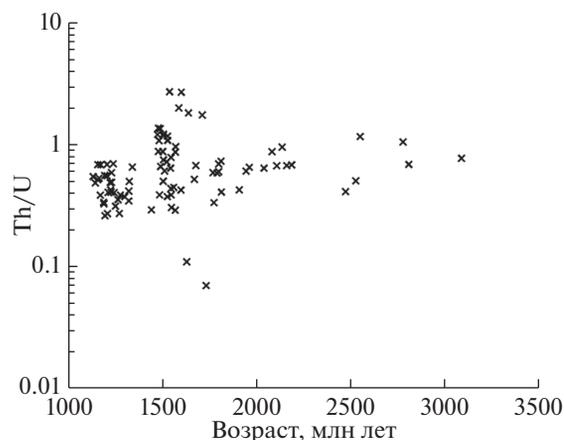
ские породы амфиболитовой фации (Вотяков и др., 2011; Wanless et al., 2011). Значения Th/U в диапазоне от 0.2 до 1.0 свойственны циркону из основных коровых пород, а значение  $\text{Th}/\text{U} > 1.5$  может свидетельствовать о происхождении зерен циркона из мафических пород (Kaszmarek et al., 2008; Linnemann et al., 2011).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Особенностью распределения возрастов зерен детритового циркона из песчаников асывовожской свиты является отсутствие датировок моложе среднего рифея. Разница между временем накопления песчаников, возраст которых согласно палинологическим данным эйфельский (нижний возрастной предел  $390 \pm 5$  млн лет), и временем образования самых молодых зерен циркона составляет около 750 млн лет.

Вероятным первичным источником наиболее древних мезо- и неоархейских зерен циркона могли быть породы, принимающие участие в строении кристаллического фундамента Волго-Уральской и

Сарматской частей древнего остова Восточно-Европейской платформы (Кузнецов и др., 2014а). Популяции зерен циркона с возрастaми  $2091 \pm 39$ – $2192 \pm 33$  и  $1916 \pm 34$ – $2049 \pm 24$  млн лет могут



**Рис. 5.** Диаграмма зависимости отношения Th/U в датированных (с приемлемой дискордантностью) зернах циркона из песчаников асывовожской свиты от возраста этих зерен.

Таблица 1. Результаты U–Pb датирования детритовых цирконов из песчаника асывожской свиты

№ зерна	Изотопные отношения					Возраст, млн лет						D, %
	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	<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	
1	1.06	3.59469	0.04881	0.27296	0.00216	1539	29	1548	11	1556	11	1
2	1.15	11.09598	0.14395	0.47361	0.00395	2557	25	2531	12	2499	17	-2
3	0.38	2.25351	0.02932	0.20582	0.00157	1183	30	1198	9	1207	8	2
4	0.74	3.48995	0.04490	0.26823	0.00208	1516	28	1525	10	1532	11	1
7	0.67	2.24675	0.03959	0.20510	0.00177	1184	38	1196	12	1203	9	2
8	0.72	4.79707	0.08566	0.31302	0.00295	1819	35	1784	15	1756	14	-3
9	0.60	5.86865	0.07683	0.35545	0.00285	1953	27	1957	11	1961	14	0
10	0.26	2.31318	0.03987	0.20876	0.00179	1207	37	1216	12	1222	10	1
11	0.66	6.91899	0.10724	0.38278	0.00342	2114	30	2101	14	2089	16	-1
12	0.69	2.39003	0.02983	0.21115	0.00162	1249	28	1240	9	1235	9	-1
14	0.85	3.57100	0.07184	0.26548	0.00259	1579	40	1543	16	1518	13	-4
15	0.11	4.07090	0.05034	0.29326	0.00226	1638	26	1649	10	1658	11	1
16	0.71	3.49633	0.04973	0.26622	0.00217	1534	30	1526	11	1522	11	-1
17	0.86	3.43456	0.04672	0.26789	0.00214	1489	29	1512	11	1530	11	3
18	0.68	4.82468	0.07015	0.31741	0.00265	1805	29	1789	12	1777	13	-2
19	0.67	2.22684	0.03902	0.20492	0.00178	1169	37	1190	12	1202	10	3
20	0.49	2.46594	0.03618	0.20830	0.00170	1336	31	1262	11	1220	9	-9
22	0.27	2.41081	0.04049	0.20944	0.00180	1282	35	1246	12	1226	10	-4
23	0.60	3.42656	0.05414	0.26288	0.00215	1520	28	1511	11	1505	11	-1
24	0.31	2.35221	0.04060	0.20650	0.00180	1262	36	1228	12	1210	10	-4
25	0.37	3.43839	0.04999	0.26174	0.00215	1535	30	1513	11	1499	11	-2
26	1.05	3.17676	0.05076	0.24729	0.00211	1493	33	1452	12	1425	11	-5
27	0.67	7.08334	0.12538	0.37472	0.00358	2192	33	2122	16	2052	17	-6
28	0.51	3.82698	0.06222	0.26993	0.00234	1677	32	1598	13	1540	12	-8
29	0.35	2.30095	0.04195	0.20050	0.00179	1276	38	1213	13	1178	10	-8
31	0.86	3.36159	0.05598	0.25912	0.00225	1511	33	1496	13	1485	12	-2
32	0.33	2.08337	0.03905	0.18884	0.00170	1199	39	1143	13	1115	9	-7
33	2.63	3.32331	0.06603	0.25093	0.00239	1550	39	1487	16	1443	12	-7
34	0.42	5.34069	0.09651	0.33023	0.00305	1916	34	1875	15	1840	15	-4
35	1.95	3.53564	0.06360	0.26043	0.00235	1596	35	1535	14	1492	12	-7
36	1.32	3.03200	0.13655	0.23577	0.00407	1494	85	1416	34	1365	21	-9
37	0.42	3.74200	0.06354	0.27404	0.00239	1607	33	1580	14	1561	12	-3
39	0.55	2.06403	0.03895	0.18640	0.00165	1205	36	1137	12	1102	9	-9
40	0.42	2.23635	0.04380	0.19869	0.00183	1237	39	1193	14	1168	10	-6
41	2.62	3.55811	0.08317	0.26009	0.00274	1610	44	1540	19	1490	14	-7
45	0.41	10.57288	0.20119	0.47335	0.00442	2477	32	2486	18	2498	19	1
46	0.30	3.48837	0.07076	0.26213	0.00248	1558	38	1525	16	1501	13	-4
47	0.84	5.02411	0.10190	0.31792	0.00303	1873	37	1823	17	1780	15	-5
48	0.40	2.32749	0.05011	0.20507	0.00198	1252	42	1221	15	1203	11	-4
49	1.18	3.40821	0.07548	0.26204	0.00260	1514	42	1506	17	1500	13	-1
50	0.37	2.66142	0.05470	0.22756	0.00214	1311	40	1318	15	1322	11	1
51	1.70	4.13210	0.11507	0.28398	0.00337	1722	50	1661	23	1611	17	-6
52	0.86	6.82956	0.15405	0.38215	0.00390	2091	39	2090	20	2086	18	0
53	0.29	3.72530	0.08147	0.27711	0.00270	1575	40	1577	18	1577	14	0
54	0.66	7.13105	0.16094	0.38190	0.00387	2168	38	2128	20	2085	18	-4
55	0.48	2.11654	0.07293	0.19595	0.00233	1154	55	1154	21	1154	13	0

Таблица 1. Продолжение

№ зерна	Изотопные отношения					Возраст, млн лет						D, %
	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	<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	
56	1.35	3.43607	0.04448	0.26728	0.00233	1489	27	1513	10	1527	12	3
57	0.76	20.20296	0.20143	0.62105	0.00518	3090	19	3101	10	3114	21	1
59	0.64	2.62365	0.04551	0.21936	0.00209	1351	36	1307	13	1279	11	-5
60	1.78	3.83782	0.07210	0.27456	0.00281	1646	37	1601	15	1564	14	-5
61	0.95	3.70776	0.05200	0.27477	0.00247	1581	29	1573	11	1565	12	-1
62	0.93	7.23845	0.09024	0.39323	0.00351	2142	24	2141	11	2138	16	0
63	0.66	3.86390	0.04203	0.27029	0.00226	1688	23	1606	9	1542	11	-9
64	0.34	2.55687	0.03911	0.21591	0.00196	1332	32	1288	11	1260	10	-5
65	0.58	4.88691	0.06089	0.32128	0.00281	1802	25	1800	11	1796	14	0
66	0.65	3.20799	0.04795	0.24844	0.00227	1498	31	1459	12	1430	12	-4
67	0.58	4.68581	0.05532	0.31174	0.00268	1780	24	1765	10	1749	13	-2
69	0.52	2.31609	0.03055	0.21203	0.00183	1174	29	1217	9	1240	10	6
70	0.49	2.37551	0.03428	0.21112	0.00187	1233	31	1235	10	1235	10	0
71	1.18	3.41438	0.05751	0.26161	0.00251	1518	34	1508	13	1498	13	-1
72	0.41	2.36599	0.03010	0.20957	0.00180	1239	28	1232	9	1227	10	-1
73	0.63	3.55658	0.04967	0.26748	0.00235	1553	25	1540	10	1528	12	-2
74	0.38	3.71803	0.04596	0.27882	0.00241	1558	26	1575	10	1585	12	2
75	0.51	2.23592	0.03242	0.20533	0.00182	1168	31	1192	10	1204	10	3
76	0.67	2.27973	0.03209	0.20414	0.00180	1218	30	1206	10	1198	10	-2
77	1.15	3.47024	0.04443	0.26318	0.00229	1537	27	1521	10	1506	12	-2
79	0.41	2.59804	0.03712	0.21932	0.00195	1333	30	1300	10	1278	10	-4
80	0.40	2.26761	0.03017	0.20255	0.00176	1223	29	1202	9	1189	9	-3
81	1.19	3.25356	0.05869	0.25412	0.00250	1482	36	1470	14	1460	13	-1
82	0.29	3.21995	0.03644	0.25519	0.00215	1454	24	1462	9	1465	11	1
83	0.27	2.31462	0.02996	0.20703	0.00178	1220	28	1217	9	1213	10	0
84	0.68	13.41188	0.15023	0.48948	0.00418	2813	19	2709	10	2568	18	-9
85	0.48	2.37081	0.03246	0.21058	0.00184	1234	29	1234	10	1232	10	0
86	0.33	4.85440	0.05324	0.32228	0.00271	1784	23	1794	9	1801	13	1
89	1.03	13.12534	0.13434	0.48723	0.00409	2785	19	2689	10	2559	18	-8
92	0.43	3.65141	0.04015	0.27431	0.00230	1555	24	1561	9	1563	12	0
93	0.38	3.59740	0.04058	0.27900	0.00235	1495	24	1549	9	1586	12	6
95	0.40	4.93403	0.05824	0.32044	0.00276	1824	24	1808	10	1792	13	-2
96	0.50	11.08640	0.11815	0.47905	0.00407	2533	20	2530	10	2523	18	0
97	0.55	2.22478	0.02675	0.19952	0.00169	1215	26	1189	8	1173	9	-3
98	0.38	2.39632	0.04444	0.20684	0.00201	1290	38	1242	13	1212	11	-6
99	0.58	2.22426	0.03450	0.19719	0.00179	1238	33	1189	11	1160	10	-6
100	0.63	6.15290	0.07309	0.35234	0.00307	2049	24	1998	10	1946	15	-5
101	0.54	2.08147	0.03595	0.19351	0.00181	1144	36	1143	12	1140	10	0
102	0.64	5.93954	0.06316	0.35599	0.00298	1968	22	1967	9	1963	14	0
103	0.07	4.61219	0.04943	0.31307	0.00261	1743	22	1752	9	1756	13	1
104	0.44	3.66460	0.04254	0.27330	0.00232	1569	25	1564	9	1558	12	1
105	0.77	3.43023	0.04263	0.25760	0.00223	1556	26	1511	10	1478	11	-5
106	0.49	3.40093	0.03806	0.26131	0.00219	1513	24	1505	9	1497	11	-1
108	0.32	2.25182	0.02856	0.20345	0.00174	1200	28	1197	9	1194	9	0
109	0.54	2.62774	0.04167	0.21575	0.00199	1386	33	1308	12	1259	11	-9
110	0.59	4.67578	0.05734	0.30677	0.00267	1805	25	1763	10	1725	13	-4

быть первоначально связаны с синметаморфическими гранитоидами, внедрения которых сопровождали процессы формирования Волго-Сарматского орогена. Источниками зерен циркона с возрастными  $1677 \pm 50$ – $1873 \pm 37$  млн лет могли быть метаморфические комплексы Свекофенского мегаблока и граниты рапакиви, связанные с проявлениями анорогенного магматизма на окраинах Волго-Сарматии и Фенноскандии (Кузнецов и др., 2014б). Величины Th/U для зерен циркона этой популяции (табл. 1, рис. 5) разделяются на две примерно равные по количеству группы: значения 0.48–0.69, характерные для гранитов (Вотяков и др., 2011), и значения 0.26–0.42, характерные для метаморфических пород низких ступеней метаморфизма (Kirkland et al., 2015).

Зерна циркона самой многочисленной популяции (36% от общего количества зерен), возраст которой попадает в интервал  $1454 \pm 24$ – $1646 \pm 37$  млн лет, первоначально могли произойти из комплексов, участвовавших в строении аккреционно-коллизийного орогена, реликты которого представлены в Свекофенской области на западе Балтики. Кроме того, часть зерен циркона этой возрастной группы могла произойти из Навышского рифтогенного комплекса и гранитов, развитых в южной части Волго-Уралии. В этой популяции 5 зерен характеризуются значениями Th/U > 1.5, свойственными магматическому циркону из ультраосновных и основных пород (Heaman et al., 1990; Kaczmarek et al., 2008; Linnemann et al., 2011) и циркону из пород высоких степеней метаморфизма (Wanless et al., 2011). Значение Th/U < 0.5, характерное для циркона метаморфического происхождения (Kirkland et al., 2015), имеют 10 зерен (30%) циркона из этой популяции. Столько же зерен циркона характеризуются значениями Th/U 0.5–1.0, типичными для гранитов (Вотяков и др., 2011).

Среднерифейская ( $1144 \pm 36$ – $1386 \pm 33$  млн лет) самая молодая и вторая по количеству (29%) группа зерен циркона может быть связана с проявлениями коллизийного гранитового магматизма на западной окраине Балтики или магматизма, сопровождавшего формирование Овучского рифтогенного комплекса Сарматии (Кузнецов и др., 2010). В этой группе преобладают зерна циркона со значениями Th/U 0.26–0.69, характерными для циркона из метаморфических пород и гранитов (Вотяков и др., 2011; Пыстин, Пыстина, 2018).

В связи с тем, что почти половина (45%) всех изученных зерен циркона представлена обломками, описать внутреннее строение выделенных по Th/U групп, а также установить связь строения и соотношения Th/U с морфологическими особенностями, к сожалению, невозможно.

Среди полученных датировок зерен циркона из асывовожских песчаников отсутствуют датиров-

ки, типичные для протоуралид и тиманид, в частности для позднерифейско-вендских коллизийных и островодужных образований саблегорского вулканического комплекса (Кузнецов и др., 2006, 2007) и поздневендско-кембрийского сальнерско-маньхамбовского интрузивного комплекса (Соболева, 2004; Кузнецов и др., 2007), а также позднекембрийско-раннеордовикские датировки цирконовой популяции из базальных уровней уралид (Кузнецов и др., 2009; Соболева и др., 2012). Отсутствуют также датировки около 900 млн лет, соответствующие времени образования лампрофиров, описанных на Тимане, и датировки около 600 млн лет, отвечающие времени формирования щелочных пикритов и метасоматитов четласского комплекса (Тиманский..., 2010).

Проведено сравнение полученных датировок зерен циркона из асывовожских песчаников с возрастными цирконов из подстилающих песчаников верхнерифейской джежимской свиты (Кузнецов и др., 2010) в том же карьере, а также из близких к песчаникам асывовожской свиты по возрасту, литологическому составу и геодинамическим обстановкам осадконакопления девонских песчаников, залегающих в северо-западной и восточной частях Восточно-Европейской платформы и ее северо-восточного обрамления и входящих в состав саргаевского горизонта Приладожья (Кузнецов и др., 2011), такатинской свиты Южного Урала (Кузнецов и др., 2014б) и шервожской свиты Полярного Урала (Кузнецов и др., 2013).

Графики плотности вероятности распределения возрастов зерен циркона из асывовожской и джежимской свит схожи, хотя в асывовожских песчаниках преобладают ранне- и среднерифейские цирконы, а в джежимских песчаниках – позднепротерозойские цирконы (рис. 6).

Кривая плотности вероятности распределения возрастов зерен циркона из песчаников асывовожской свиты имеет сходство с аналогичными кривыми для зерен циркона из песчаников такатинской свиты Южного Урала, саргаевского горизонта Приладожья и шервожской свиты Полярного Урала.

Обращает на себя внимание и то, что кривые плотности вероятности распределения возрастов зерен циркона из песчаников джежимской и такатинской свит практически идентичны. Сходство возрастов комплексов, слагающих центральные районы Волго-Уралии, и возраста зерен циркона из песчаников такатинской свиты было отмечено Н.Б. Кузнецовым с соавторами (2014б), которые считают упомянутый регион единственной питающей провинцией для пород такатинской свиты. Мы полагаем, что эти комплексы до определенного времени были одним из источников обломочного материала также и для асывовожских песчаников. Если область питания для такатинских песчаников с течением времени оставалась неиз-

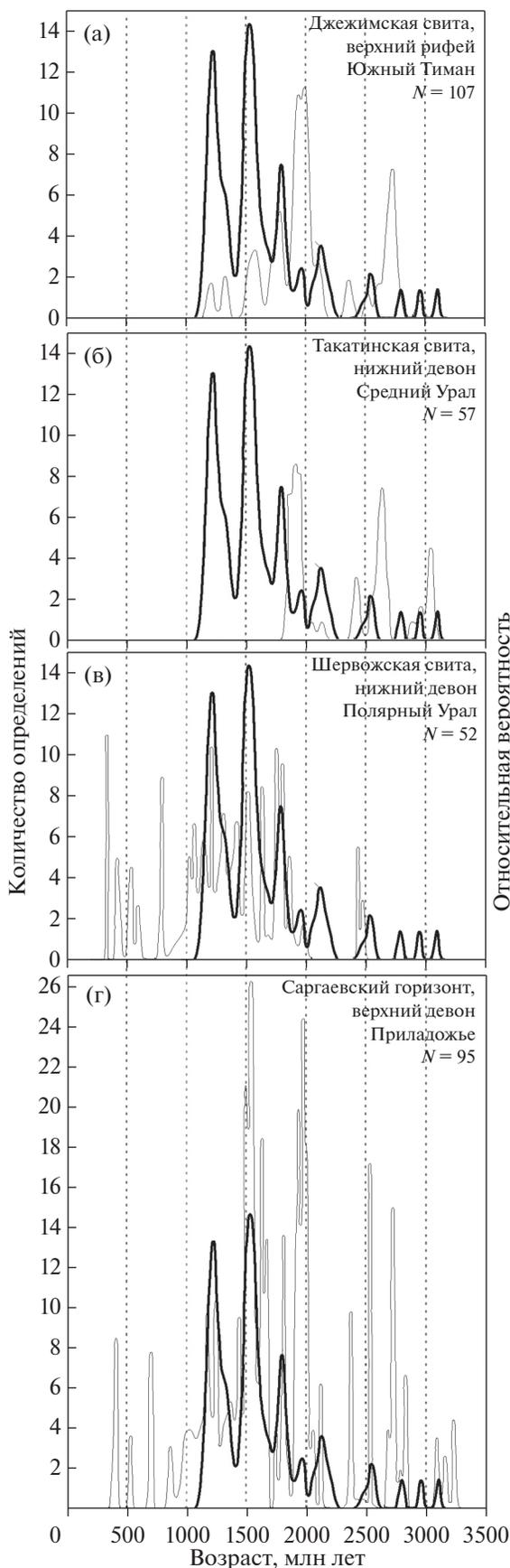


Рис. 6. Сопоставление графиков плотности вероятности распределения возрастов детритового циркона из песчаников асывожской свиты (жирная линия) с аналогичными графиками для цирконов из (а) джежимской свиты верхнего рифея Южного Тимана (Кузнецов и др., 2010), (б) такатинской свиты нижнего девона Южного Урала (Кузнецов и др., 2014б), (в) шервожской свиты нижнего девона Полярного Урала (Соболева и др., 2010), (г) саргаевского горизонта верхнего девона Приладожья (Кузнецов и др., 2011).

менной, то в более северных (в современных координатах) районах в размыв вовлекались и другие поднятия фундамента, расположенные в пределах Свекофенского и Свекооревского обрамления Восточно-Европейской платформы. После формирования континента Балтика районы современного Южного Тимана и Приладожья оказались разделены приподнятой частью фундамента Восточно-Европейской платформы (Kuznetsov et al., 2014a), западная окраина которой еще находилась на заключительной стадии каледонского этапа развития, а бассейн, в котором накапливались асывожские песчаники, представлял собой отдельное от основной акватории внутреннее море, располагавшееся вдоль современного западного склона Урала (Геология..., 2011).

Если источником обломочного вещества, в том числе алмазов, в породах асывожской свиты были породы фундамента Восточно-Европейской платформы, то наиболее вероятно, что они же, а не кайнозойские туффзиты (Макеев и др., 1999; Рыбальченко и др., 2011) являлись источником обломочных алмазов в коре выветривания по позднерифейским породам на Немской возвышенности Южного Тимана, расположенной в 90 км к юго-востоку от возвышенности Джежимпарма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе геохимических особенностей песчаников асывожской свиты сделано заключение о том, что они формировались в мелководной обстановке в условиях теплого климата за счет разрушения богатых кварцем осадочных образований. В песчаниках асывожской свиты содержатся зерна циркона с возрастaми от  $3090 \pm 19$  до  $1144 \pm 36$  млн лет, при этом резко доминируют ранне- и средне-рифейские зерна циркона, а зерна циркона с более молодыми возрастaми отсутствуют. Отсутствие характерных для палеозойских отложений западного склона Урала позднерифейско-вендских, поздневендско-кембрийских и позднекембрийско-раннеордовикских датировок, а также датировок, типичных для протоеуральско-тиманских гранитоидов, прорывающих рифейские толщи Тимана, северных районов Западного Урала и фундамента Печорской плиты (сводка возрастaов этих гранитоидов приведена в (Kuznetsov et al.,

2014b), свидетельствует о накоплении песчаников асывожской свиты в изолированном бассейне при неизменных источниках обломочного материала. Девонские песчаники северо-западного, северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы длительное время имели единую область питания – кристаллические комплексы древнего фундамента Восточно-Европейской платформы (центральные районы Волго-Уралии). Кластогенные алмазы могли быть перетолжены в песчаники из кимберлитов, расположенных в пределах Коми-Пермяцкого и Сысольского сводов фундамента Восточно-Европейской платформы.

**Благодарности.** Авторы признательны Н.Б. Кузнецову и В.П. Ковачу за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи, А.А. Соболевой за консультации и А.Н. Сандуле за организационную помощь при проведении полевых работ.

**Источники финансирования.** Работа выполнена при частичной финансовой поддержке проектов Комплексной программы фундаментальных исследований УрО РАН (№ 18-5-5-31) и Программы ФНИ (базовый проект IX.129.1.2, № гос. рег. АААА-А16-116122110027-2).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вотьяков С.Л., Шапова Ю.В., Хиллер В.В. Кристаллохимия и физика радиационно-термических эффектов в ряде U-Th-содержащих минералов как основа для их химического микрозондового датирования. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2011. 336 с.
- Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 2. Урал. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 584 с.
- Гракова О.В. Сравнительная характеристика и условия образования девонских алмазосодержащих отложений Южного и Среднего Тимана. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 2014. 19 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Мезенская серия – Лист Р-39 (Сыктывкар). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. 478 с.
- Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2010. 144 с.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удортатина О.В., Герцева М.В., Андричев В.Л., Дорохов Н.С. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ст. 1. Протоуралиты, Тиманиды и доордовикские гранитоидные вулканоплутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона // Литосфера. 2006. № 4. С. 3–22.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удортатина О.В., Герцева М.В., Андричев В.Л., Дорохов Н.С. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ст. 2. Позднедокембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды // Литосфера. 2007. № 1. С. 32–45.
- Кузнецов Н.Б., Натанов Л.М., Белоусова Е.А., Гриффин У.Л., О'Рейли С., Соболева А.А., Куликова К.В., Удортатина О.В., Моргунова А.А. Первые результаты изотопного датирования детритных цирконов из кластогенных пород комплексов протоуралит-тиманид: вклад в стратиграфию позднего докембрия поднятия Енганэ-Пэ (запад Полярного Урала) // Докл. АН. 2009. Т. 424. № 3. С. 363–368.
- Кузнецов Н.Б., Натанов Л.М., Белоусова Е.А., Гриффин У.Л., О'Рейли С., Куликова К.В., Соболева А.А., Удортатина О.В. Первые результаты U/Pb-датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // Докл. АН. 2010. Т. 435. № 6. С. 798–805.
- Кузнецов Н.Б., Орлов С.Ю., Миллер Е.Л., Шаццлло А.В., Дронов А.В., Соболева А.А., Удортатина О.В., Герелс Дж. Первые результаты U/Pb датирования детритных цирконов из раннепалеозойских и девонских песчаников Южного Приладожья // Докл. АН. 2011. Т. 438. № 6. С. 787–793.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Миллер Э.Л., Удортатина О.В., Герелс Дж., Романюк Т.В. Первые U/Pb-датировки детритных цирконов из песчаников среднего и верхнего палеозоя Полярного Урала: тестирование региональных тектонических моделей // Докл. АН. 2013. Т. 541. С. 183–188.
- Кузнецов Н.Б., Алексеев А.С., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Реймерс А.Н., Цельмович В.А. Тестирование моделей поздневендской эволюции северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы на основе первых результатов U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из верхневендских песчаников Юго-Восточного Беломорья // Докл. АН. 2014а. Т. 458. № 3. С. 313–317.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В., Орлов С.Ю., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С., Иванова Н.С., Меерт Дж. Первые U/Pb-данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэмской такатинской свиты Западного Урала (в связи с проблемой коренных источников уральских алмазосносных россыпей) // Докл. АН. 2014б. Т. 455. № 4. С. 427–432.
- Макеев А.Б., Рыбальченко А.Я., Дудар В.А., Шеметько В.Г. Новые перспективы алмазности Тимана // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Материалы XIII Геол. съезда Республики Коми. Т. IV. Сыктывкар, 1999. С. 63–66.
- Оловянишников В.Г. Первоисточники россыпей алмазов Тимана // Алмазы и алмазность Тимано-Уральского региона. Материалы Всеросс. совещания. Сыктывкар, 2001. С. 59–61.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Распределение U и Th в цирконах метаморфических пород и гранитоидов Севера Урала // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана Урала и сопредельных территорий. Материалы XII Межрегиональной научно-практической конференции. Уфа, 2018. С. 294–299.
- Розен О.М., Журавлев Д.З., Ляпунов С.М. Геохимические исследования осадочных отложений Тимано-Печерской провинции // Разведка и охрана недр. 1994. № 1. С. 18–21.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнери-

- фейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом “TerpaneChrono®” // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1–37.  
<https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0335>
- Рыбальченко А.Я., Рыбальченко Т.М., Силаев В.И.* Георетические основы прогнозирования и поисков коренных месторождений алмазов туффизитового типа // Известия Коми НЦ УрО РАН. Вып. 1 (5). Сыктывкар, 2011. С. 54–66.
- Соболева А.А.* Вулканиды и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 146 с.
- Соболева А.А., Кузнецов Н.Б., Миллер Э.Л., Удоротина О.В., Герелс Дж., Романюк Т.В.* Первые результаты U/Pb-датирования детритных цирконов из базальных горизонтов уралит (Полярный Урал) // Докл. АН. 2012. Т. 455. № 5. С. 570–576.
- Страхов Н.М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с.
- Тельнова О.П.* Палинологическое обоснование стратиграфии и корреляции девонских отложений возвышенности Джемипарма (Южный Тиман) // Геология европейского севера России. Сб. 4. Сыктывкар, 1999. С. 5–11 (Труды Ин-та геологии Коми научного центра УрО РАН. Вып. 103).
- Тиманский крах. Литология и стратиграфия, геофизическая характеристика земной коры, тектоника, минерально-сырьевые ресурсы. Т. 2. Ухта: УГТУ, 2010. 437 с.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А.* U/Pb изотопное датирование цирконов из PZ3–MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставления с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.
- Щербаков Э.С., Плякин А.М., Битков П.П.* Условия образования среднедевонский алмазоносных отложений Тимана // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Материалы Всеросс. совещание. Сыктывкар, 2001. С. 39–40.
- Юшкин Н.П., Котов А.А.* Черный монацит (“куларит”) Тимана // Минералогия рудоносных территорий европейского северо-востока СССР. Сыктывкар, 1987. С. 58–68.
- Bhatia M.R.* Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.
- Bostrom K.* The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments // Stockholm Contrib. Geol. 1973. V. 27. № 2. P. 148–243.
- Harnois L.* The CIW index: a new chemical index of weathering // Sed. Geol. 1988. V. 55. № 3/4. P. 319–322.
- Heaman L.M., Bowins R., Crockett J.* The chemical composition of igneous zircon suites: implications for geochemical tracer studies // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. № 54. P. 1597–1607.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.* The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
- Kaczmarek M.A., Müntener O., Rubatto D.* Trace element chemistry and U–Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps) // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. V. 155 (3). P. 295–312.  
<https://doi.org/10.1007/s00410-007-0243-3>
- Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B.* Zircon Th/U ratios in magmatic environs // Lithos. 2015. V. 212–215. P. 397–414.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021>
- Košler J., Sylvester P.J.* Present trends and the future in geochronology: laser ablation ICPMS // Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. P. 243–275.
- Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V.* Ages of the detrital Zircons (U/Pb, La-ICP-MS) from Latest Neoproterozoic–Middle Cambrian(?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the South-Western Urals: a testing of an Australia-Baltica connection within the Rodinia // Precambrian Res. 2014a. V. 244. P. 288–305.  
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.011>
- Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Alekseev A.S., Romanyuk T.V.* New data on detrital zircons from the sandstones of Lower Cambrian Brusov Formation (White-Sea region, East-European craton): unraveling the timing of the onset of the Arctida-Baltica collision // Int. Geol. Rev. 2014b. V. 56. № 16. P. 1945–1963.  
<https://doi.org/10.1080/00206814.2014.977968>
- Linnemann U., Ouzegane K., Drareni A., Hofmann M., Becker S., Gärtner A., Sagawe A.* Sands of West Gondwana: an archive of secular magmatism and plate interactions – a case study from the Cambro-Ordovician section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) using U–Pb–LA-ICP-MS detrital zircon ages // Lithos. 2011. V. 123(1–4). P. 188–203.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.01.010>
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Roser B.P., Korsch R.J.* Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio // J. Geol. 1986. V. 94. № 5. P. 635–650.
- Rubatto D.* Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // Chem. Geol. 2002. V. 184. P. 123–138.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J.* Plesovice zircon – a new natural reference material for U/Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. V. 249. P. 1–35.
- Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26 (2). P. 207–221.
- Wanless V.D., Perfit M.R., Ridley W.I., Wallace P.J., Grimes C.B., Klein E.M.* Volatile abundances and oxygen isotopes in basaltic to dacitic lavas on mid-ocean ridges: the role of assimilation at spreading centers. Chemical Geology. 2011. V. 287(1–2). P. 54–65.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.05.017>
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., van Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.* Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // Geostandards Newsletter. 1995. № 19. P. 1–23.
- Williams I.S.* U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Eds. McKibben M.A., Shanks III W.C., Ridley W.I. Rev. Econ. Geol. Spec. Publ. 1998. V. 7. P. 1–35.

Рецензенты В.П. Ковач, Н.Б. Кузнецов

## Source Areas and U–Pb Age of Detrital Zircons from Sandstones of Middle Devonian Asyvvozhskaya Formation, Dzhezhimparma Uplift, South Timan

N. Yu. Nikulova<sup>a, #</sup>, V. N. Filippov<sup>a</sup>, and V. B. Khubanov<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geology of Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russia*

<sup>b</sup>*Geological Institute of Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: nikulova@geo.komisc.ru*

The results of U–Pb dating of detrital zircon grains from diamondiferous sandstones of the Middle Devonian Asyvvozhskaya Formation of South Timan are presented. It is established that the sandstones do not contain zircon grains younger than Middle Riphean. The datings of 92 zircon grains fall in the interval  $1144 \pm 36$  to  $3090 \pm 19$  Ma, and the difference between the sedimentation time of the Middle Devonian sandstones and the formation time of the youngest zircons is about 750 Ma. The main sources of terrigenous material during the formation of sandstones of the Asyvvozhskaya Formation were the crystalline complexes of the ancient basement of the East European Platform (the central regions of the Volga-Uralia) and complexes of accretion orogens on the Baltic margins. The sources for diamonds could be supposedly Cambrian kimberlites, located within the Komi-Permyatsky and Sysolsky arches of the basement of the East European platform.

*Keywords:* Middle Devonian, protouralides, timanides, Asyvvozhskaya Formation, South Timan, zircon