

УДК 55(234.852)+551.24

ИСТОЧНИКИ СНОСА И U–Pb ВОЗРАСТ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛЯРНОГО УРАЛА: К ВОПРОСУ О ВРЕМЕНИ ЗАЛОЖЕНИЯ ТИМАНСКОЙ ПАССИВНОЙ ОКРАИНЫ

© 2020 г. А. М. Пыстин¹, *, Н. С. Уляшева¹, Ю. И. Пыстина¹, О. В. Гракова¹

¹Институт геологии им. акад. Н.П. Юшкина Коми научного центра УрО РАН, Сыктывкар, Россия

*e-mail: pystin@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 18.07.2019 г.

После доработки 17.10.2019 г.

Принята к публикации 20.11.2019 г.

Приведены новые петрогеохимические данные и первые результаты U–Pb датирования детритовых цирконов из терригенных образований няровейской серии, относящейся к базальному уровню мезо-неопротерозоя Полярного Урала. На основе анализа содержаний в породах петрохимических компонентов, редких (Th, Co, Sc, Cr, V) и редкоземельных элементов, а также их соотношений сделано предположение о том, что формирование осадочно-вулканогенных толщ няровейской серии происходило в рифтогенной обстановке. Реконструированы возможные источники сноса обломочного материала. На основе U–Pb изотопно-геохронологических данных установлено время накопления няровейских отложений. Показано, что весь разрез серии, включающий верхнехарьейскую и минисейшорскую свиты, сформировался в неопротерозое и что широко распространенное представление об их принадлежности к мезопротерозою является ошибочным. На основе анализа данных о возрастных ограничениях докембрийских образований разных районов Тимано-Североуральского региона показано, что в этом регионе, в отличие от Южного Урала, где известен полный разрез мезо-неопротерозоя, постпалеопротерозойский докембрий начинается с отложений, пограничных по возрасту между мезо- и неопротерозоем, скорее всего неопротерозойских, что указывает на неопротерозойское время заложения Тиманской пассивной окраины.

Ключевые слова: Полярный Урал, протерозой, базальные отложения, петрогеохимические данные, детритовые цирконы, U–Pb возраст

DOI: 10.31857/S0869592X20050087

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы было установлено, что в Тимано-Североуральском регионе, в отличие от южных районов Урала, отсутствует полный разрез мезо-неопротерозоя. В этом регионе нет возрастных аналогов нижнемезопротерозойских (калимийских) отложений, а выделяемые в стратиграфических схемах стратоны калимийского возраста (Рифей..., 1987; Стратиграфические..., 1993; Тиманский..., 2010) на самом деле относятся к палеопротерозойскому кристаллическому основанию (Глубинное..., 2011; Пыстин, Пыстина, 2014, 2019 и др.).

Таким образом, проблема нижней возрастной границы мезо-неопротерозоя Тимано-Североуральского региона, а следовательно, и времени заложения Тиманской пассивной окраины остается открытой. В последние годы для ее решения весьма активно привлекаются U–Pb данные по детритовым цирконам. Они получены для терригенных отложений, залегающих в нижних частях

видимого докембрийского разреза Северного, Среднего и Южного Тимана, Северного Урала, а также западной части Полярного Урала.

На Северном Тимане (рис. 1) к средней–верхней частям мезопротерозоя условно относятся отложения барминской серии, залегающие в основании видимого разреза верхнего докембрия этого района (Рифей..., 1987; Тиманский..., 2010). Первые результаты U–Pb датирования детритовых цирконов из пород румяничной, малочернорецкой и ямбозерской свит, слагающих нижнюю, среднюю и верхнюю части видимого разреза барминской серии (Андреичев и др., 2014, 2017, 2018), показали, что минимальные возрасты цирконов из этих свит приурочены к рубежу 1 млрд лет, то есть накопление отложений происходило не ранее начала неопротерозоя.

Недавно получены первые результаты U–Pb датирования детритовых цирконов из пород четлаской серии Среднего Тимана (Удуратина и др., 2017;

Международная стратиграфическая шкала (Gradstein et al., 2012)		Тиманская града			Уральский кряж		
Эратема (эра)	Система (период)	Северный Тиман		Средний Тиман Четлаское поднятие		Южный Тиман поднятие Джежим-Парма	
		Серия	Свита	Серия	Свита	Свита	Подсвита
Неопотерозойская	Эдиакаарская	Лямчинская			Вычегодская	Войваяхинская	Свита
	Криогений-ская	Быстринская	Паунская	Четвертая	Чувальская	Надпаетарская	Уксая
			Павьюгская	Третья (вапольская)			
			Ворыквинская	Вторая (ышкемская)			
Тонийская		Аньютская	Джежимская ★	Первая	Кузшорская	Ишеримская ★	Каратауская
Мезо-потерозойская	Стенийская	Барминская	Ямбозерская ★	Четлаская	Визингская ★	Чуркьюская	Юрматинская
			Малореченская ★	Новобобровская ★	Вильская	Минисейшорская ★	
			Румянничная ★	Светлинская ★	Визингская	Верхнехарбейская	
	Эктазийская	Калимийская				Харбейский комплекс	Бурзянская
Палео-протерозойская							
Архей-ская						Харбейский комплекс	Тараташский комплекс

Рис. 1. Сопоставление стратиграфических схем докембрийских образований Урала и Тимана (по Стратиграфические..., 1993; Рифей..., 1987). Звездочками выделены упоминаемые в тексте стратиграфические подразделения, по которым имеются результаты датирования детритовых цирконов.

Брусницына и др., 2019), в составе которой выделяются (снизу вверх): светлинская, новобобровская и визингская свиты (рис. 1). Ранее на основании находок комплекса микрофоссилий (определения Т.В. Янкаускаса по сборам В.Г. Гецена) эта серия, залегающая в основании видимого разреза докембрия Среднего Тимана, была отнесена к верхней части мезопротерозоя (Рифей..., 1987). Минимальные U–Pb возрасты цирконов из терригенных пород всех трех свит четлаской серии, как и в случае барминской серии Северного Тимана, оказались близки к рубежу 1 млрд лет, что с большой степенью вероятности позволяет отнести четласкую серию к неопротерозою.

В последнее время опубликованы данные об U–Pb возрасте детритовых цирконов из мелкогравийных гравелитов лунвожской свиты вымской серии, обнажающейся на поверхности в пределах Вымской гряды (Соболева и др., 2019) и трактуемой многими геологами как наиболее молодая в неопротерозойском разрезе Среднего Тимана. Сопоставление возрастов детритовых цирконов из пород лунвожской свиты с данными по четлаской серии Среднего Тимана и барминской серии Северного Тимана показало их сходство как по интервалу значений, так и по спектрам их распределения (Соболева и др., 2019). Минимальный возраст наиболее молодых зерен цирконов также оказался близким к рубежу 1 млрд лет.

На Южном Тимане (рис. 1) датированы детритовые цирконы из песчаников джежимской свиты (Кузнецов и др., 2010). Возраст самой молодой популяции циркона (1042 ± 18 млн лет) не противоречит существующим представлениям о принадлежности этой свиты к неопротерозою (Оловянишников, 1998). Джежимская свита подстилается сланцево-алевролитовой толщей мощностью около 550 м, которую В.В. Терешко при проведении государственной геологической съемки масштаба 1 : 50000 (1991 г.) отнес к визингской свите (Тиманский..., 2010). Как было отмечено выше, визингская свита, скорее всего, относится к неопротерозою.

На Северном Урале (рис. 1) датированы детритовые цирконы из метапесчаников нижней части ишеримской свиты (Петров и др., 2015), которая предыдущими исследователями относилась к неопротерозою (Стратиграфические..., 1993; Государственная..., 2006). В отличие от тиманских разрезов, возраст наиболее молодого обломочного циркона из метапесчаников ишеримской свиты оказался более древним — 1150 млн лет. Г.А. Петров и его соавторы (2015), основываясь на этих данных, а также на полученной ими изотопной Sm–Nd датировке метадолеритов силла, локализованного среди метапесчаников (1079 ± 41 млн лет), установили, что накопление отложений ишеримской свиты происходило между 1150 и примерно 1080 млн лет назад, т.е. в конце мезопротерозоя (в стенийский период).

На Полярном Урале докембрийские образования датированы в его западной части на поднятии Енганепэ. Наиболее древний возраст 734 ± 8 млн лет получен по габбро и диоритам в составе серпентинитового меланжа, рассекающего поле развития бедамельской серии (RF₃) и енганепэйской свиты (V) (Моргунова, Соболева, 2007). Зона меланжа считается реликтом докембрийской океанической коры (Khain et al., 2003), более древней, чем вмещающие его вулканогенно-осадочные отложения. Нижний возрастной рубеж бедамельской серии, залегающей в основании видимого неопротерозойского разреза этого района Полярного Урала, условно выделяется на уровне 670 млн лет (Соболева и др., 2008), верхний возрастной рубеж может быть ограничен изотопной датировкой циркона из гранодиорита в составе массива, расположенного в поле развития бедамельских отложений, — 637.6 ± 4.5 млн лет (Соболева и др., 2012). Возраст перекрывающих бедамельскую свиту терригенных отложений, выделяемых как енганепэйская свита, по результатам датирования детритовых цирконов соответствует концу венда (~590–555 млн лет; Кузнецов и др., 2009а, 2009б).

Данных о возрасте детритовых цирконов из мезо-неопротерозойских терригенных пород центральной части Полярного Урала (Харбейский район) до последнего времени не было. В то же время здесь, в отличие от Тимана и западных районов Полярного Урала, известны базальные отложения мезо-неопротерозоя, которые выделяются как няровейская серия и непосредственно залегают на глубокометаморфизованных палеопротерозойских образованиях (рис. 1). Это стратиграфическое подразделение, по его положению ниже фаунистически охарактеризованных отложений среднего неопротерозоя (криогения), условно относится к верхам мезопротерозоя (Стратиграфические..., 1993; Государственная..., 2007 и др.).

Цель настоящей работы — U–Pb датирование детритовых цирконов из няровейской серии, а также цирконов из мелких тел гранитоидов, прорывающих эти толщи, для уточнения возраста и интервала накопления отложений, залегающих в основании мезо-неопротерозойского разреза Полярного Урала; реконструкция состава и степени удаленности возможных источников сноса терригенного материала на основе полученных петрогеохимических данных, анализа возрастных датировок и морфологических особенностей детритовых цирконов, а также уточнение времени заложения Тиманской пассивной окраины.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Няровейская серия и перекрывающие ее неопротерозойские и нижнепалеозойские отложения слагают крылья Харбейского антиклинория, распо-

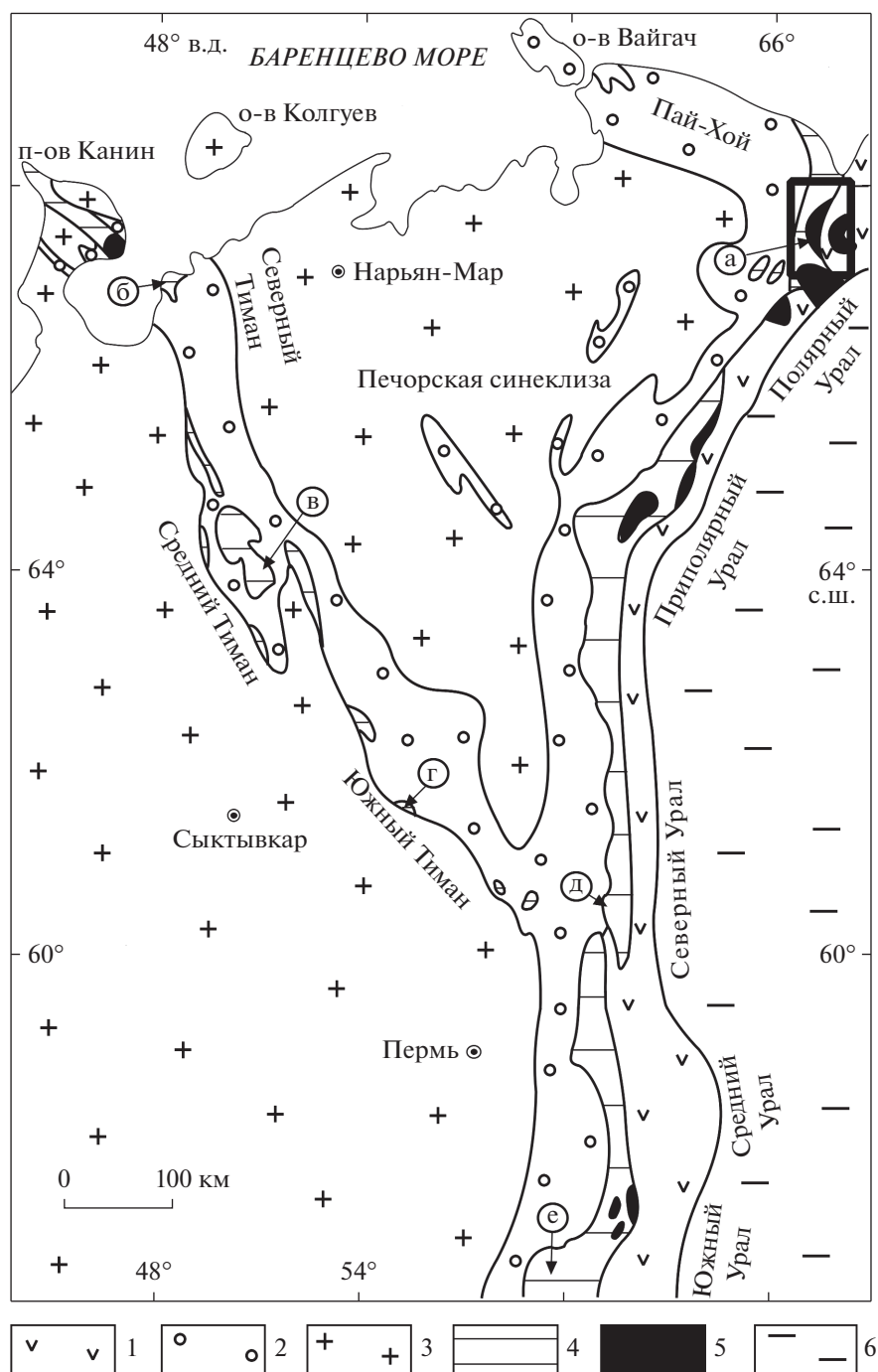


Рис. 2. Схема геологического строения Тимано-Уральского региона (по Литосфера..., 2008, с дополнениями).

1, 2 — палеозойские формации: 1 — палеоокеанические и палеоостроводужные; 2 — палеоконтинентальные; 3 — осадочный чехол Восточно-Европейской платформы и Печорской плиты; 4 — мезо-неопротерозойские образования, преимущественно претерпевшие зеленосланцевый метаморфизм; 5 — палеопротерозойские и предположительно палеопротерозойские полиметаморфические комплексы; 6 — осадочный чехол Западно-Сибирской плиты. Прямоугольником показан контур карты, приведенной на рис. 3. Буквы в кружках (а—е) указывают места отбора образцов и соответствуют гистограммам (а—е) на рис. 10.

ложенного в северной части Центральной тектонической зоны Урала (рис. 2, 3). Ядро антиклинория представлено глубокометаморфизованными комплексами пород: марункеуским на севере и харбей-

ским на юге, которые относятся к выступам палеопротерозойского кристаллического основания (Стратиграфические..., 1993; Государственная..., 2007, 2014; Пыстин, Пыстина, 2015 и др.).

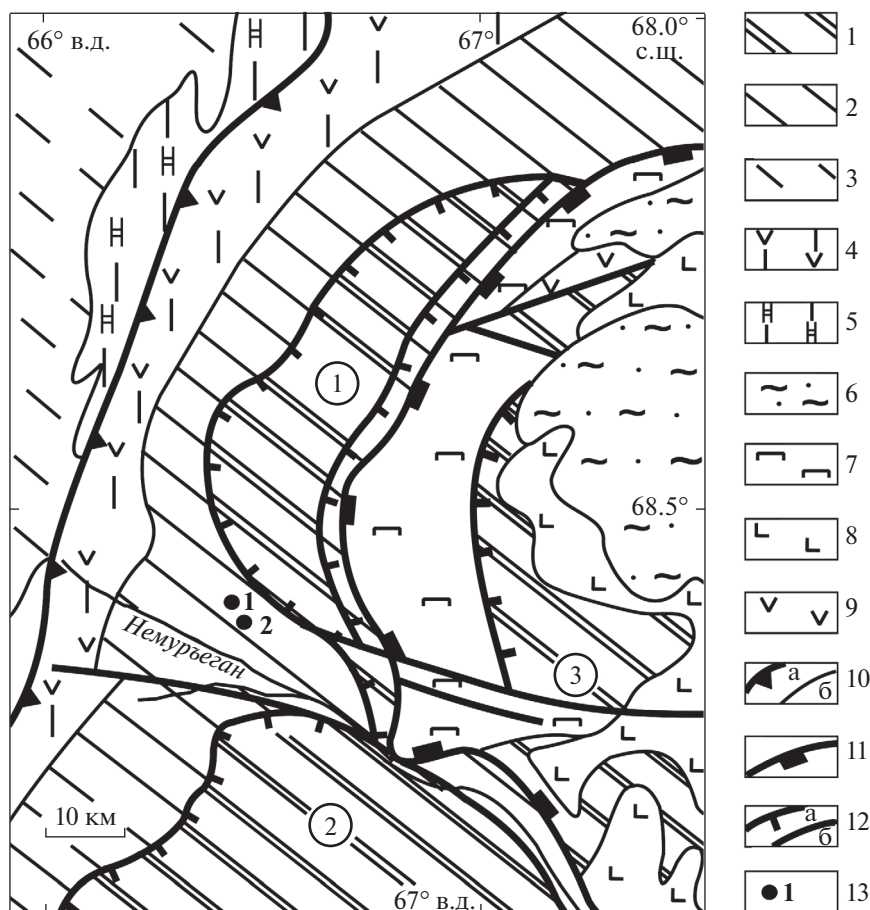


Рис. 3. Схематическая геологическая карта северной части Полярного Урала (по В.А. Душину и др. (Государственная..., 2007)).

1 – палеопротерозойские комплексы; 2 – няровейская серия (RF₂); 3 – неопротерозойские комплексы; 4 – вулканогенно-осадочные комплексы (Є₃–P₁) Лемвинской структурно-фациальной зоны; 5 – терригенно-карбонатные комплексы (Є₃–С) Елецкой структурно-фациальной зоны; 6 – плитный комплекс (Mz); 7 – райизско-войкарский дунит-гарцбургитовый комплекс (O₁₋₂?); 8 – кершорский габброидный комплекс (O₃–S₁); 9 – собский диорит-плагиигранитовый комплекс (S₂–D₁); 10 – геологические границы: а – надвиговая граница Лемвинской и Елецкой структурно-фациальных зон, б – границы комплексов, свит; 11 – Главный Уральский глубинный разлом (надвиг); 12 – другие разломы: а – надвиги и взбросы, б – крутопадающие разломы; 13 – места отбора проб: 1 – проба 4-28, 2 – проба 4-6. Цифры в кружках: 1 – Харбейский выступ; 2 – Марункеуский выступ; 3 – Малыкский выступ.

Няровейская серия залегает на глубокометаморфизованных породах со стратиграфическим и структурным несогласием. Стратиграфический перерыв отчетливо фиксируется наличием в основании серии базального горизонта полимиктовых конгломератов (Государственная..., 2007).

Няровейская серия условно относится к верхам мезопротерозойского разреза. Возраст пород няровейской серии обосновывается их положением под мраморизованными известняками немурюганской свиты с микрофитолитами, характерными для среднелопротерозойских (криогенийских) отложений. Серия (снизу вверх) подразделяется на терригенно-карбонатную верхнехарбейскую свиту мощностью 400–500 м и терригенно-вулканогенную минсейшорскую свиту мощностью 1400–1500 м (Государственная..., 2007). В целом в разрезе серии преобладают альбит-мусковит-кварцевые и

альбит-мусковит-хлорит-кварцевые нередко углеродсодержащие сланцы, переслаивающиеся с метабазальтами (Уляшева, Гракова, 2016; Уляшева, 2017). Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации умеренных давлений (Гракова, 2017). Вулканогенно-осадочные образования няровейской серии включают небольшие интрузии гранитоидов сядатаяхинского комплекса, который при геологической съемке территории по геологическим данным был отнесен к эдикарию–раннему кембрию (Государственная..., 2007). Этот возрастной интервал в последние годы подтвердился данными U–Pb (SIMS метод, SHRIMP-II) датирования цирконов из гранитоидов разных массивов, относящихся к сядатаяхинскому комплексу (Государственная..., 2014). Разброс полученных изотопных возрастов составил от 592 ± 3 до 444 ± 10 млн лет. При этом было высказано предположение, что

максимальные возрастные значения указывают на время проявления магматического этапа образования гранитоидов, а более низкие связаны с наложением метаморфогенно-метасоматических преобразований пород.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для уточнения вещественного состава пород няровейской серии, установления возможных источников сноса и условий их образования были проведены петрогеохимические исследования.

Содержания породообразующих оксидов получены с помощью метода мокрой химии и комплексного метода мокрой химии и рентгенофлуоресцентного анализа в Центре коллективного пользования “Геонаука” Института геологии Коми НЦ УрО РАН.

Определение концентраций редких и рассеянных элементов в породах выполнено путем кислотного разложения исходных образцов и дальнейшего анализа с помощью секторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (FSHRICP-MS) Element2 в Институте геологии и геохимии УрО РАН.

Для уточнения временных границ формирования няровейской серии, а также установления возраста размываемых пород субстрата проводились U–Pb изотопные исследования детритовых цирконов из метатерригенных отложений и магматических цирконов из гранитов, прорывающих эти отложения, LA-SF-ICP-MS методом с использованием одноколлекторного магнитно-секторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой ElementXR и установки для лазерной абляции UP-213 в ГИН СО РАН. Обработку данных масс-спектрометрического анализа проводили с помощью программы Glitter, разработанной Австралийским научным центром GEMOC при Университете Маккуори (г. Сидней). Для построения U–Pb диаграмм с конкордией использовался макрос Isoplot 3 (Ludwig, 2003). Процедура анализа и расчета возраста приведены В.Б. Хубановым с соавторами (2016).

Мы исходили из того, что датировки детритовых цирконов могут соответствовать как возрасту кристаллизации пород, слагающих источники сноса терригенного материала, так и времени проявления в них возможных метаморфических преобразований. При этом нижний возрастной предел завершения процессов осадконакопления, сформировавших отложения няровейской серии, определяется минимальными изотопными датировками детритовых цирконов, а верхний ограничивается возрастом прорывающих их интрузий, в данном случае гранитов сядатяхинского комплекса, которые прорывают отложения няровейской серии и залегающие выше породы немурюганской свиты.

Благоприятным для получения корректных изотопных данных было то обстоятельство, что степень метаморфического изменения пород няровейской серии не превышает зеленосланцевой фации, а в районе точки отбора пробы для выделения и последующего анализа детритовых цирконов отсутствуют тела гранитов и других интрузивных пород, которые могли бы привести к контактово-метаморфическим изменениям терригенных образований и нарушению U–Pb изотопной системы в детритовых цирконах после завершения процессов осадконакопления.

Проба 4-28, из которой были отобраны и изучены детритовые цирконы, взята из пород, обнажающихся по руч. Нярошор, левому притоку р. Немурьеган, в 4 км от его устья (67.4489° с.ш., 66.4261° в.д.) (рис. 3). Обнажение относится к нижней части минисейшорской свиты и сложено хлорит-мусковит-кварцевыми сланцами, имеющими состав железистых песчаников, т.е. породы представляют собой метапесчаники.

В отобранной пробе метапесчаника с определенной степенью условности можно выделить несколько морфотипов циркона, характеризующихся различной формой, окраской и степенью окатанности. Незначительную часть от цирконовой фракции в породе (около 5–10%) составляют хорошо окатанные зерна размером 0.1–0.2 мм, прозрачные, светло-розовые и светло-желтые, округлые, с характерной шероховатой поверхностью. В отдельных случаях видны сколы и царапины, указывающие на механическую природу округлости. Внутреннее строение однородное, отмечаются включения изометричной и удлинённой формы.

Преобладают зерна циркона с относительно слабой окатанностью: в них в той или иной степени сохраняются признаки огранки. Среди них выделяются два морфотипа, присутствующие примерно в равных количествах. Один морфотип представлен окатанными кристаллами циркона дипирамидально-призматического габитуса, обусловленного развитием граней призм {100}, {110}, а также дитетрагональной дипирамиды {311} и дипирамиды {331}. Коэффициент удлинения 2.5–3.5. Зерна размером 0.05–0.2 мм, прозрачные, светло-розовые. Внутреннее строение характеризуется многозональностью. Зоны расположены более или менее симметрично. Отмечаются включения неправильной и изометричной формы. Неокатанные разновидности таких цирконов характерны для магматических пород кислого–среднего ряда (Pupin, 1980; Belousova et al., 2002, 2006; Hoskin, Schaltegger, 2003), а также для высокотемпературных метаморфитов, особенно мигматизированных (Краснобаев, 1986; Schaltegger et al., 1999; Пыстина, Пыстин, 2002).

Другой морфологический тип образуют окатанные округлые зерна циркона с признаками огранки. Они могут быть лишь слегка округлыми, сохраняя дипирамидально-призматический габит-

тус, или же полностью округлыми — шаровидными. Зерна имеют светло-розовую окраску, размер 0.01–0.1 мм и однородное внутреннее строение. Неокатанные разновидности таких цирконов, известные как цирконы типа “футбольного мяча” (Vavra et al., 1996; Schaltegger et al., 1999), наиболее характерны для гранулитов (Краснобаев, 1986; Schaltegger et al., 1999; Hoskin, Black, 2000), в том числе для высокобарных разновидностей этих пород, а также для эклогитов (Masamichi, Hi, 1983; Бибикова, 1989).

Отмеченная выше условность выделения отдельных морфотипов циркона связана с тем, что не всегда удается их конкретизировать. В частности, иногда трудно отличить окатанные цирконы типа “футбольного мяча” от типичных хорошо окатанных детритовых цирконов. В свою очередь, хорошо окатанные цирконы могли поступать в бассейн осадконакопления из разных источников сноса, в том числе имевших разный состав и генезис. Тем не менее учет морфологических особенностей цирконов при интерпретации результатов их изотопного датирования может дать некоторую дополнительную информацию.

Граниты, из которых были выделены цирконы для установления верхнего возрастного предела вмещающих их отложений, слагают небольшое субогласное тело мощностью около 10 м в разрезе минисейшорской свиты. Проба гранита 4-6 отобрана из коренного обнажения на левом берегу руч. Нярошор, левого притока р. Немуръеган, в 2.4 км выше устья (67.4356° с.ш., 66.4367° в.д.).

Расстояние по прямой между обнажениями метапесчаников (проба 4-28) и гранитов (проба 4-6) составляет 2 км (рис. 3).

Порода имеет светло-серую окраску, сланцеватую текстуру и порфировидную структуру. Порфировые выделения представлены калиевым полевым шпатом и кислым плагиоклазом. Ксеноморфные серицитизированные удлиненные и неправильной формы зерна калиевого полевого шпата образуют пертитовую структуру. Плагиоклаз представлен альбитом. Основная масса породы сложена раздробленным и частично перекристаллизованным кварцем (0.1–0.8 мм) и ориентированными в одном направлении чешуйками мусковита размером до 5 мм.

Циркон представлен розовыми идиоморфными призматическими и длиннопризматическими кристаллами размером 0.15–0.3 мм, с четкой осцилляторной зональностью.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ СНОСА И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД МИНИСЕЙШОРСКОЙ СВИТЫ НЯРОВЕЙСКОЙ СЕРИИ

Породы минисейшорской свиты изучались нами в западной зоне распространения няровейской серии по левым притокам р. Немуръеган

(рис. 3). Они представлены переслаивающимися серыми, зеленовато-серыми полосчатыми иногда плоччатыми альбит-хлорит-мусковит-кварцевыми и альбит-мусковит-кварцевыми сланцами с переменным содержанием биотита, эпидота, граната и кальцита. Иногда среди слюдястых сланцев наблюдаются прослои слабосланцеватых темно-зеленовато-серых кварц-альбит-эпидот-хлорит-актинолитовых пород.

В слюдястых сланцах нередко сохраняется обломочная структура, особенно в псаммитовых размерностях пород. Для них характерно постоянное присутствие детритовых акцессорных минералов, в частности детритовых цирконов. Это свидетельствует о первично-осадочной природе сланцев, что подтверждается и их химическим составом (табл. 1). Значения дискриминантной функции $DF(x)$, превышающие -0.8 , также классифицируют слюдястые сланцы как осадочные образования.

Слюдястые сланцы по содержанию в них хлорита и мусковита можно разделить на лейкократовые (менее 40%), мезократовые (40–50%) и меланократовые (более 50%) разновидности. Среди лейкократовых сланцев выделяются существенно кварцевые разновидности, в которых отсутствует полевой шпат.

На диаграмме, идентифицирующей терригенные породы (рис. 4), точки составов лейкократовых сланцев попадают в поля граувакковых и железистых песчаников, а бесполовошпатовые разновидности смещаются в область литаренитов. По пониженным значениям литохимических модулей ($ГМ = 0.23–0.32$, $ФМ = 0.09–0.13$, $АМ = 0.15–0.23$) они диагностируются как псаммиты. Основная часть точек составов меланократовых разновидностей пород расположена в поле глинистых сланцев, а мезократовых — в поле глинистых сланцев и граувакк. Высокие значения литохимических модулей в меланократовых сланцах ($ГМ = 0.45–0.61$, $АМ = 0.3–0.46$, $ЖМ = 0.28–0.56$ и $ФМ = 0.16–0.33$; Юдович, Кетрис, 2000) подтверждают пелитовую природу протолитов этих пород и указывают на примесь туфогенного материала. Значения литохимических модулей в мезократовых сланцах следующие: $ГМ = 0.33–0.48$, $ФМ = 0.11–0.2$ и $АМ = 0.25–0.33$, что сближает их с алевропелитами.

Для установления источников сноса терригенных образований мы использовали содержания в породах петрохимических компонентов, редких (Th, Co, Sc, Cr, V) и редкоземельных элементов (табл. 2).

На диаграмме F1–F2, идентифицирующей источники сноса терригенного материала, точки составов слюдястых сланцев минисейшорской свиты располагаются в основном в областях богатых кварцем осадочных образований и магматических пород кислого и среднего состава (рис. 5).

Таблица 1. Химический состав (мас. %) пород няровейской серии

Компоненты	Породы								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	номера проб								
	н-05-3	н-05-16	н-4-44	н-5-9	н-4-11	н-04-23	н-5-15	н-4-33	н-5-28
SiO ₂	51.57	47.64	46.22	46.88	48.54	52.97	54.85	60.59	58.56
TiO ₂	0.76	1.16	1.19	1.53	1.38	1	0.96	0.82	1.04
Al ₂ O ₃	12.55	15.68	14.22	17.28	22.45	19.85	21.1	18.67	20.87
Fe ₂ O ₃	3.79	4.77	5.53	3.89	3.57	3.35	3.33	3.64	3.25
FeO	7.61	8.47	7.01	7.81	6.56	6.55	4.91	4.06	2.42
MnO	0.21	0.19	0.22	0.19	0.16	0.17	0.11	0.26	0.41
MgO	6.16	6.50	8.97	6.98	5.1	4.55	3.40	3.93	3.01
CaO	11.09	7.06	10.67	7.00	0.89	1.13	1.02	0.15	1.03
Na ₂ O	2.3	3.51	1.28	1.82	3.27	2.51	5.61	0.79	3.46
K ₂ O	0.69	0.26	0.14	2.35	3.13	3.18	0.98	3.27	1.78
P ₂ O ₅	0.12	0.21	0.11	0.19	0.15	0.19	0.07	0.07	0.08
CO ₂	0.67	0.77	0.36	0.1	0.1	0.1	0.1	0.17	0.13
П.п.п.	3.16	4.54	4.45	4.09	4.8	4.55	3.66	3.75	4.09
ГМ	0.48	0.64	0.61	0.65	0.7	0.58	0.55	0.45	0.48
ТМ	0.06	0.07	0.08	0.09	0.06	0.05	0.05	0.04	0.05
ЖМ	0.87	0.8	0.83	0.63	0.43	0.48	0.38	0.41	0.28
ФМ	0.34	0.42	0.47	0.4	0.32	0.28	0.21	0.2	0.16
НКМ	0.24	0.24	0.1	0.24	0.29	0.29	0.31	0.22	0.25
АМ	0.24	0.33	0.31	0.37	0.46	0.37	0.38	0.31	0.36
DF(x)	-1.39	-0.73	-0.45	-0.3	0.55	0.75	0.57	1.87	0.74

Компоненты	Породы								
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	номера проб								
	н-04-40	н-04-25	н-4-27	н-4-47	н-5-2	н-5-11	н-4-34	н-5-26	н-5-1
SiO ₂	49.17	59.83	62.92	58.73	59.47	63.55	65.18	60.74	64.46
TiO ₂	1.13	0.98	1	1.17	1.06	0.86	0.53	0.77	0.84
Al ₂ O ₃	19.8	14.99	16.93	19.62	17.63	16.48	16.07	17.14	16.74
Fe ₂ O ₃	1.22	4.43	2.71	5.32	2.35	3.59	3.57	2.88	2.26
FeO	7.69	4.41	3.44	1.84	4.61	3.57	1.6	3.11	2.56
MnO	0.13	0.2	0.05	0.2	0.13	0.41	0.02	0.11	0.05
MgO	4.81	2.81	2.55	2.61	2.85	2.85	3.59	3.21	2.03
CaO	3.95	1.7	0.88	1.03	2.19	0.34	0.42	3.12	2.33
Na ₂ O	0.99	2.99	2.54	2.33	2.12	2.44	0.19	3.49	1.94
K ₂ O	6.09	3.57	1.54	3.57	3.97	2.34	5.97	2.08	4.01
P ₂ O ₅	0.28	0.56	0.15	0.25	0.05	0.09	0.1	0.18	0.08
CO ₂	0.1	0.25	0.11	0.1	0.37	0.12	0.1	0.17	0.17
П.п.п.	4.75	3.53	5.3	3.33	3.58	3.50	2.86	3.17	2.70
ГМ	0.61	0.42	0.38	0.48	0.43	0.39	0.33	0.4	0.35
ТМ	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.03	0.04	0.05
ЖМ	0.43	0.57	0.35	0.35	0.38	0.44	0.31	0.34	0.28
ФМ	0.28	0.2	0.14	0.17	0.17	0.16	0.13	0.15	0.11
НКМ	0.36	0.44	0.24	0.3	0.35	0.29	0.38	0.32	0.36
АМ	0.4	0.25	0.27	0.33	0.3	0.26	0.25	0.28	0.26
DF(x)	-0.14	0.3	1.49	0.81	0.49	1.19	1.48	-0.13	0.45

Таблица 1. Окончание

Компоненты	Породы								
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
	номера проб								
	н-4-49	н-5-8	н-5-6	н-4-28	н-4-46	н-04-43	н-4-32	н-4-48	н-4-54
SiO ₂	73.6	66.88	66.9	68.85	67.36	71.26	71.79	76.77	93.78
TiO ₂	0.8	0.62	0.61	1.26	0.89	0.36	0.35	0.68	0.27
Al ₂ O ₃	11.4	15.02	15.32	12.32	14.32	12.04	7.65	7.98	2.02
Fe ₂ O ₃	2.46	2.1	2.02	3.31	2.59	1.39	2.08	2.92	0.77
FeO	2.13	2.36	3.49	3.77	2.57	2.67	0.52	1.67	0.59
MnO	0.09	0.07	0.09	0.11	0.20	0.19	0.01	0.08	0.01
MgO	1.89	2.00	2.87	2.20	2.62	3.40	1.44	3.17	0.50
CaO	1.97	2.55	0.86	1.59	1.14	1.71	4.17	2.28	0.62
Na ₂ O	3.6	2.2	1.61	1.65	5.20	2.51	0.1	2.29	0.18
K ₂ O	0.2	2.5	3.09	1.40	0.38	1.66	1.56	0.22	0.42
P ₂ O ₅	0.14	0.1	0.05	0.33	0.57	0.1	3.23	0.12	0.023
CO ₂	0.1	1.05	0.17	0.13	0.09	0.8	0.26	0.49	0.1
П.п.п.	1.47	3.61	3.09	3.20	2.15	2.81	7.09	1.82	0.72
ГМ	0.23	0.3	0.32	0.30	0.31	0.23	0.15	0.17	0.04
ТМ	0.07	0.04	0.04	0.10	0.06	0.03	0.05	0.09	0.13
ЖМ	0.38	0.29	0.35	0.52	0.35	0.34	0.33	0.54	0.6
ФМ	0.09	0.1	0.13	0.14	0.12	0.11	0.06	0.1	0.02
НKM	0.33	0.31	0.31	0.25	0.39	0.35	0.22	0.31	0.3
AM	0.15	0.22	0.23	0.18	0.21	0.17	0.11	0.1	0.02
DF(x)	0.31	0.82	1.19	1.54	-0.29	0.77	3.58	0.94	2.44

Примечание. 1–4 – кварц-альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые сланцы; 5–10 – меланократовые альбит-хлорит-мусковит-кварцевые и альбит-мусковит-кварцевые сланцы; 11–18 – мезократовые альбит-хлорит-мусковит-кварцевые и альбит-мусковит-кварцевые сланцы; 19–24 – лейкократовые альбит-хлорит-мусковит-кварцевые и альбит-мусковит-кварцевые сланцы; 25–27 – хлорит-мусковит-кварцевые и мусковит-кварцевые сланцы. DF(x) – дискриминантная функция = $-0.24\text{SiO}_2 - 0.16\text{TiO}_2 - 0.25\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.28\text{FeO}^* - 0.30\text{MgO} - 0.48\text{CaO} - 0.79\text{Na}_2\text{O} - 0.46\text{K}_2\text{O} - 0.10\text{P}_2\text{O}_5 + 26.64$; $\text{FeO}^* = 0.9\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$. 95% магматических пород соответствует значениям DF(x) менее +0.3; 95% осадочных пород – значениям DF(x) более –0.8 (Великославинский и др., 2013). ГМ – гидролизатный модуль $[(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2]$; ТМ – титановый модуль $(\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$; ЖМ – железный модуль $[(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)]$; ФМ – фемический модуль $[(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2]$; НКМ – модуль нормированной щелочности $[(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3]$; AM – алюмокремниевый модуль $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ (Юдович, Кетрис, 2000).

Спектры нормированных к хондриту содержаний редкоземельных элементов в рассматриваемых породах близки к спектру постархейского глинистого сланца PAAS, что свидетельствует о формировании пород в основном за счет кислого и среднего петрофонда (рис. 6). Анализ соотношений элементов La/Sc, Th/Co, La/Th и содержания Hf подтверждает вклад в формирование отложений минисейшорской свиты пород кислого состава зрелой континентальной коры (рис. 7). В то же время высокие значения соотношения Sr/V (0.26–0.6) указывают на наличие в размываемом материале также основных и средних пород. Из вышесказанного, с учетом морфологических особенностей детритовых цирконов, можно предположить, что источниками сноса при формировании отложений минисейшорской свиты в основном были глубокометаморфизованные породы, а также магматические образования кислого

и среднего ряда. В меньшей степени размывались породы основного состава.

Меланократовые актинолитсодержащие породы с переменным содержанием хлорита, эпидота, альбита и кварца, встречающиеся в виде маломощных прослоев среди слюдястых сланцев, обычно слабо рассланцованы, а иногда представлены почти массивными мелкозернистыми разностями. В шлифах установлены реликты офитовой структуры. Значения дискриминантной функции, вычисленные по химическому составу этих пород (меньше +0.3), указывают на их первично-магматическое происхождение (табл. 1). Породы близки по химическому составу к высокожелезистым умеренно- и низкоглиноземистым натриевым и калиево-натриевым толеитовым базальтам, т.е. могут классифицироваться как метабазальты. Они характеризуются повышенной концентрацией легких редкоземельных

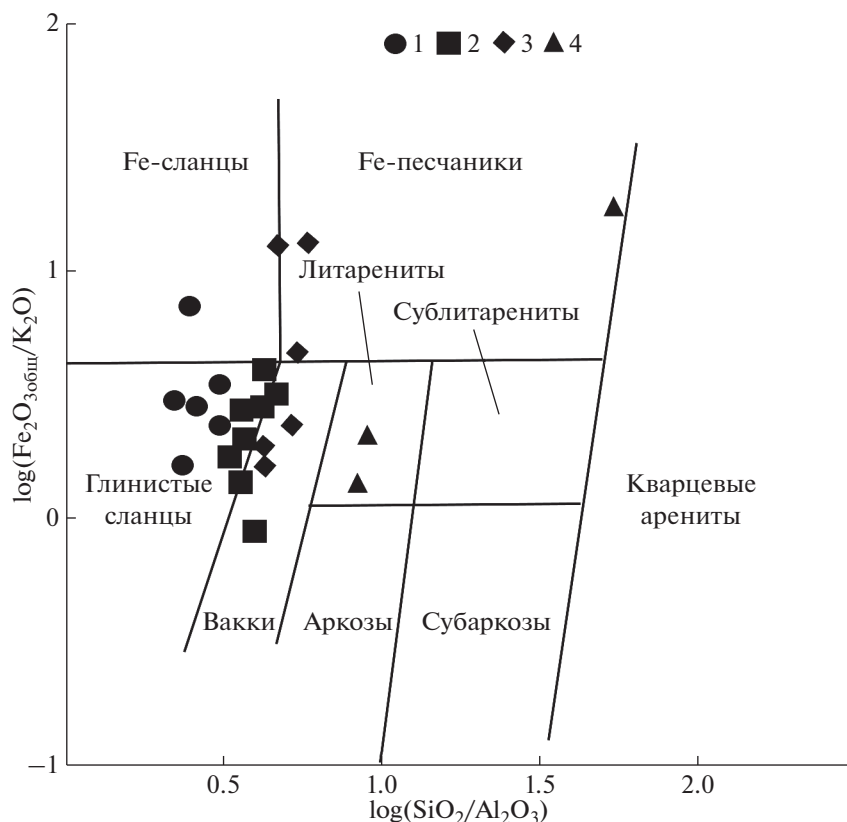


Рис. 4. Классификационная диаграмма М. Хиррона (Herron, 1988) для метаосадочных пород минисейшорской свиты. 1 – меланократовые альбит-хлорит-мусковит-кварцевые и альбит-мусковит-кварцевые сланцы, 2 – мезократовые альбит-хлорит-мусковит-кварцевые и альбит-мусковит-кварцевые сланцы, 3 – лейкократовые альбит-хлорит-мусковит-кварцевые и альбит-мусковит-кварцевые сланцы, 4 – хлорит-мусковит-кварцевые и мусковит-кварцевые сланцы.

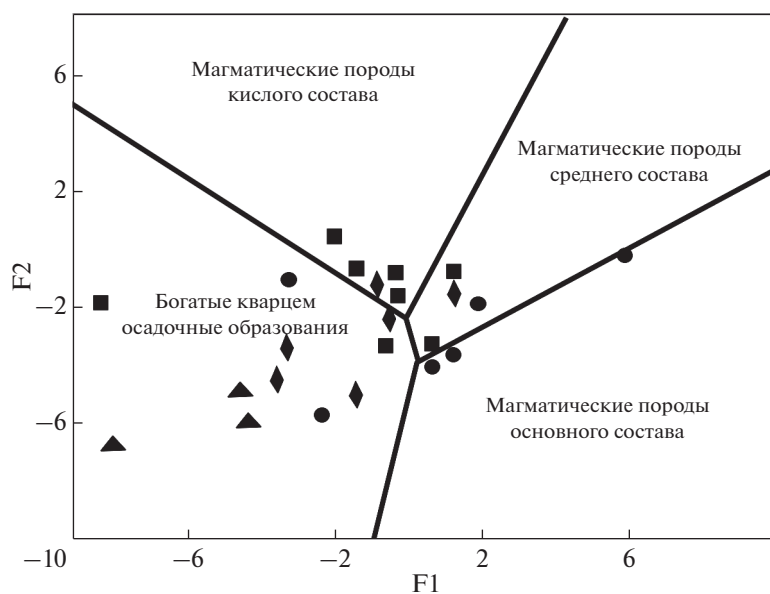


Рис. 5. Диаграмма F1–F2 (Roser, Korsch, 1988) для сланцев минисейшорской свиты.

$F1 = (-1.773\text{TiO}_2) + (0.607\text{Al}_2\text{O}_3) + (0.76\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}) + (-1.5\text{MgO}) + (0.616\text{CaO}) + (0.509\text{Na}_2\text{O}) + (-1.22\text{K}_2\text{O}) + (-9.09)$;
 $F2 = (0.445\text{TiO}_2) + (0.07\text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.25\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}) + (-1.42\text{MgO}) + (0.438\text{CaO}) + (1.475\text{Na}_2\text{O}) + (1.426\text{K}_2\text{O}) + (-6.861)$.

Условные обозначения см. на рис. 4.

Таблица 2. Содержания химических элементов (мкг/г) в метатерригенных породах минисейшорской свиты ня-ровейской серии

Компоненты	Породы								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	номера проб								
	H-5-15	H-4-47	H-4-27	H-4-49	H-4-46	H-4-28	H-5-6	H-4-48	H-4-54
Li	102.6	27.3	87.2	23.0	26.6	25.3	74.3	25	28
Be	1.15	2.06	1.752	1.088	1.68	1.31	2.98	0.44	1.5
Sc	16.1	20.6	17.6	20.7	16.8	12.5	15.3	13	20
V	152	203	260	264	320	197	148	200	280
Cr	90.9	82.7	99.0	70.4	82.3	92.2	71.6	90	91
Co	16.9	21.6	6.641	18.4	13.6	9.27	11.9	12	18
La	38.1	48.8	26.2	38.5	37.5	27.7	32.7	51	49
Ce	75.3	99.5	55.4	79.1	75.7	57.8	65.9	100	100
Pr	8.66	11.37	6.52	9.21	8.92	6.82	7.71	12	12
Nd	34.1	42.7	27.4	35.4	33.1	27.3	28.2	49	45
Sm	7.37	8.86	6.20	7.71	7.32	5.42	5.40	9.9	9.5
Eu	1.34	1.91	1.37	1.71	1.58	1.14	1.48	2.1	2.1
Gd	6.31	7.61	6.45	6.84	6.60	4.81	5.74	9.4	8.5
Tb	0.985	1.19	1.09	1.04	1.08	0.814	1.00	1.4	1.3
Dy	6.28	7.15	6.78	6.23	6.42	5.11	6.37	8.4	7.9
Ho	1.29	1.43	1.47	1.25	1.32	1.14	1.49	1.6	1.6
Er	3.57	3.77	4.07	3.34	3.62	3.27	4.27	4.5	4.3
Tm	0.517	0.531	0.631	0.502	0.535	0.487	0.638	0.65	0.62
Yb	3.14	3.11	3.94	2.97	3.25	3.27	4.08	3.8	3.7
Lu	0.458	0.472	0.588	0.435	0.498	0.498	0.661	0.57	0.55
Hf	1.42	3.18	12.29	3.35	4.36	1.45	1.25	3.7	4.1
Th	18.4	16.26	16.7	12.2	16.0	9.76	9.54	15	17
La/Th	2.1	3.0	1.5	3.2	2.3	2.8	3.4	3.4	2.8
Th/Co	0.5	0.7	2.5	0.6	1.2	1.1	0.8	1.2	0.9
La/Sc	2.3	2.3	1.48	1.8	2.23	2.2	2.13	3.9	2.45
Cr/V	0.59	0.38	0.38	0.27	0.26	0.47	0.47	0.45	0.32

Примечание. 1 – меланократовый альбит-мусковит-хлорит-кварцевый сланец, 2–3 – мезократовые альбит-хлорит-мусковит-кварцевые и альбит-мусковит-кварцевые сланцы; 4–7 – лейкократовые альбит-хлорит-мусковит-кварцевые и альбит-мусковит-кварцевые сланцы; 8–9 – хлорит-мусковит-кварцевые и мусковит-кварцевые сланцы.

и литофильных элементов по сравнению с океаническими базальтами N-MORB (табл. 3, рис. 8). Спектры распределения нормированных к хондриту и примитивной мантии содержаний лантаноидов располагаются между спектрами обогащенного базальта E-MORB и базальтов океанических островов и континентальных рифтов. На идентификационных диаграммах точки составов пород тяготеют к областям внутриплитных континентальных образований (рис. 9).

В целом, судя по геохимическим особенностям метабазальтов, можно предположить, что их протолиты сформировались в результате континентального рифтогенеза на стадии утонения континентальной коры.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ И ОБСУЖДЕНИЕ

Из метапесчаника минисейшорской свиты (проба 4-28) было проанализировано 100 зерен циркона, выбранных случайным образом. 21 анализ с высокой дискордантностью ($D \geq 10\%$) и погрешностью более 100 млн лет был исключен из рассмотрения, остальные 79 приведены в табл. 4. Возрастные определения цирконов варьируют от 2859 до 595.2 млн лет. При построении графика распределения возрастов (рис. 10а) для выборки менее 1 млрд лет принималось отношение $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, а для выборки более 1 млрд лет – отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Основная выборка (77 анализов или 97.5%) охва-

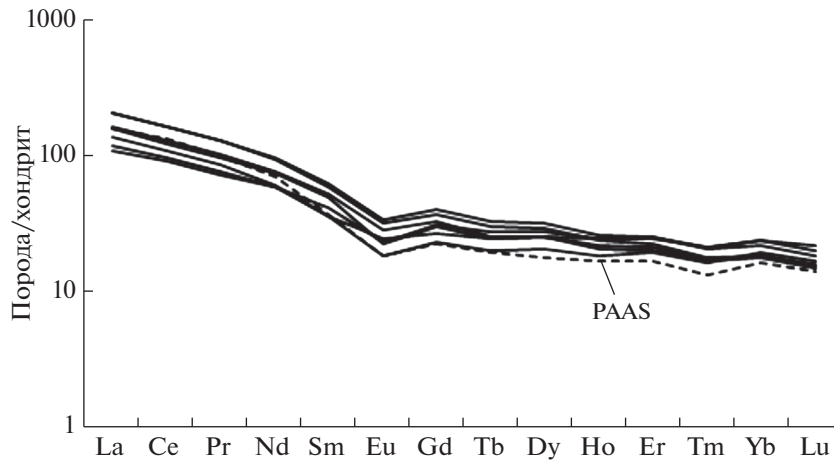


Рис. 6. Спектры распределения нормированных к хондриту по (McDonough, Sun, 1995) содержаний редкоземельных элементов в метаосадочных породах минисейшорской свиты. PAAS – постархейский средний глинистый сланец Австралии (Nance, Taylor, 1976).

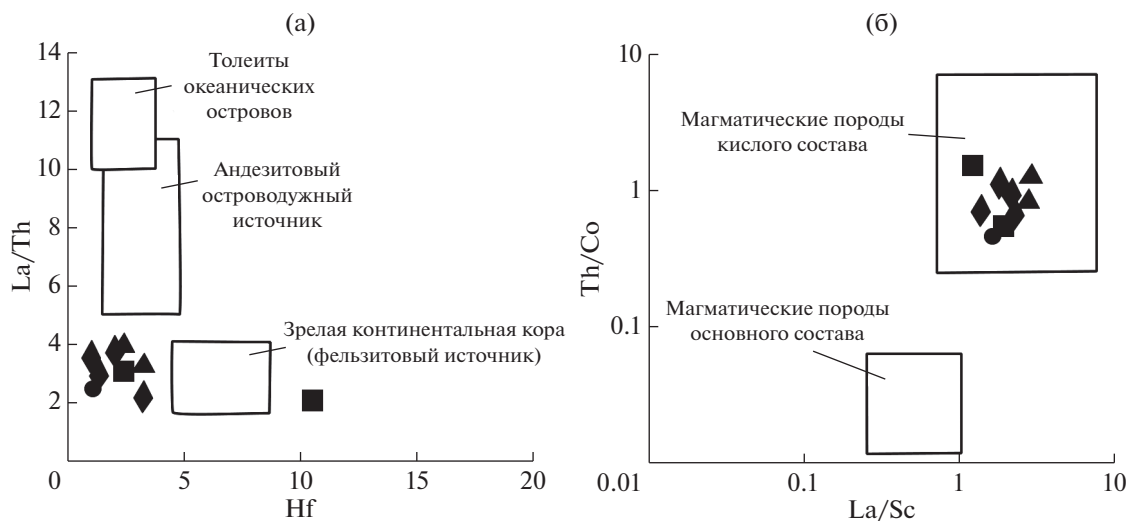


Рис. 7. Дискриминантные диаграммы La/Th–Hf (Gu, 1994) и Th/Co–La/Sc (Cullers, 2002) для метаосадочных пород минисейшорской свиты. Условные обозначения см. на рис. 4.

Таблица 3. Содержания редких и редкоземельных элементов (мкг/г) в метабазальтах минисейшорской свиты няровейской серии

Элементы	Номера проб			Элементы	Номера проб		
	Н-5-16	Н-5-3	Н-4-44		Н-5-16	Н-5-3	Н-4-44
Rb	2.3	24	5.5	Eu	0.75	0.82	1.1
Sr	170	200	170	Gd	2.8	3	4.8
Y	18	22	34	Tb	0.48	0.54	0.82
Zr	31	40	110	Dy	3	3.5	5.3
Nb	6.1	5	7.1	Ho	0.65	0.76	1.1
Cs	0.045	0.2	0.17	Er	1.9	2.2	3.4
Ba	20	110	82	Tm	0.28	0.36	0.52
La	5.5	9.1	16	Yb	1.7	2.3	3.4
Ce	14	21	35	Lu	0.25	0.37	0.53
Pr	2	2.7	4.3	Hf	0.81	1.4	3.5
Nd	9.1	12	18	Th	1.3	2.7	5.8
Sm	2.5	2.7	4.3	Ni	93.3	40.8	128

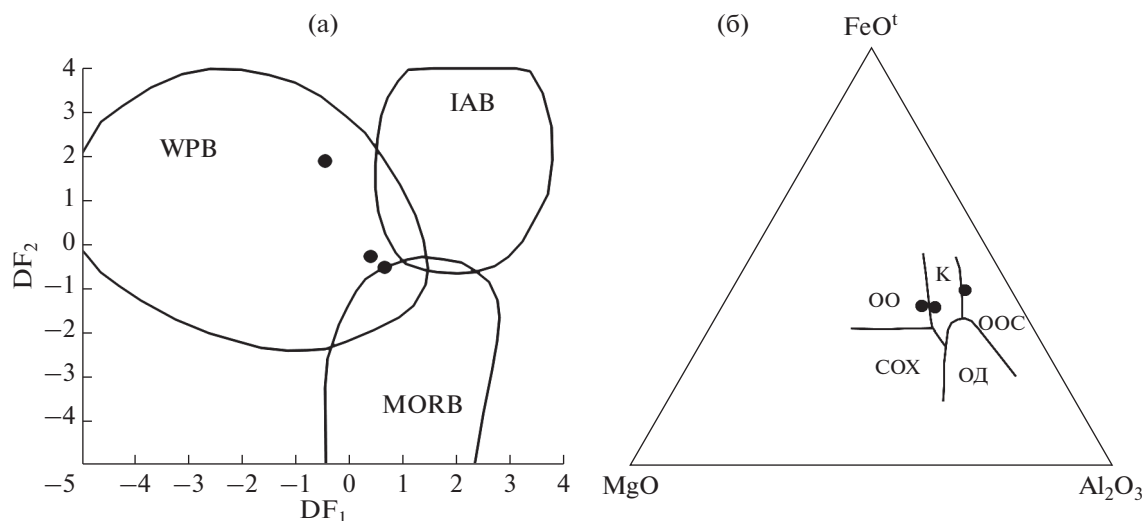


Рис. 8. Идентификационные диаграммы (а) С.Д. Великославинского и Д.П. Крылова (2014) и (б) Дж. Пирса (Pearce, 1982) для метабазальтов минисейшорской свиты.

(а): WPB – внутриплитные базальты, IAB – островодужные базальты, MORB – океанические базальты; (б): OO – базальты океанических островов, К – континентальные базальты, OOC – базальты океанических островов в зоне спрединга, ОД – островодужные базальты, COX – базальты срединно-океанических хребтов. $DF_1 = 0.135SiO_2 - 0.354TiO_2 + 0.280Al_2O_3 - 0.096FeO + 0.086MgO + 0.245CaO + 0.047Na_2O - 0.033K_2O + 0.356P_2O_5 + 0.00171Rb + 0.00106Sr - 0.01017Y - 0.00204Zr - 0.00393Nb + 0.00009Ba - 0.01124La - 0.00055Ce - 0.00151Nd + 0.02336Sm - 0.15155Eu + 0.54093Yb - 12.85643$. $DF_2 = -0.125SiO_2 - 0.526TiO_2 + 0.212Al_2O_3 + 0.166FeO - 0.192MgO - 0.399CaO - 0.580Na_2O - 0.161K_2O - 0.886P_2O_5 + 0.00666Rb + 0.00106Sr - 0.01489Y - 0.00122Zr - 0.00041Nb - 0.00006Ba + 0.01188La - 0.02365Ce + 0.04773Nd + 0.14529Sm + 0.05647Eu - 0.81878Yb + 10.30753$.

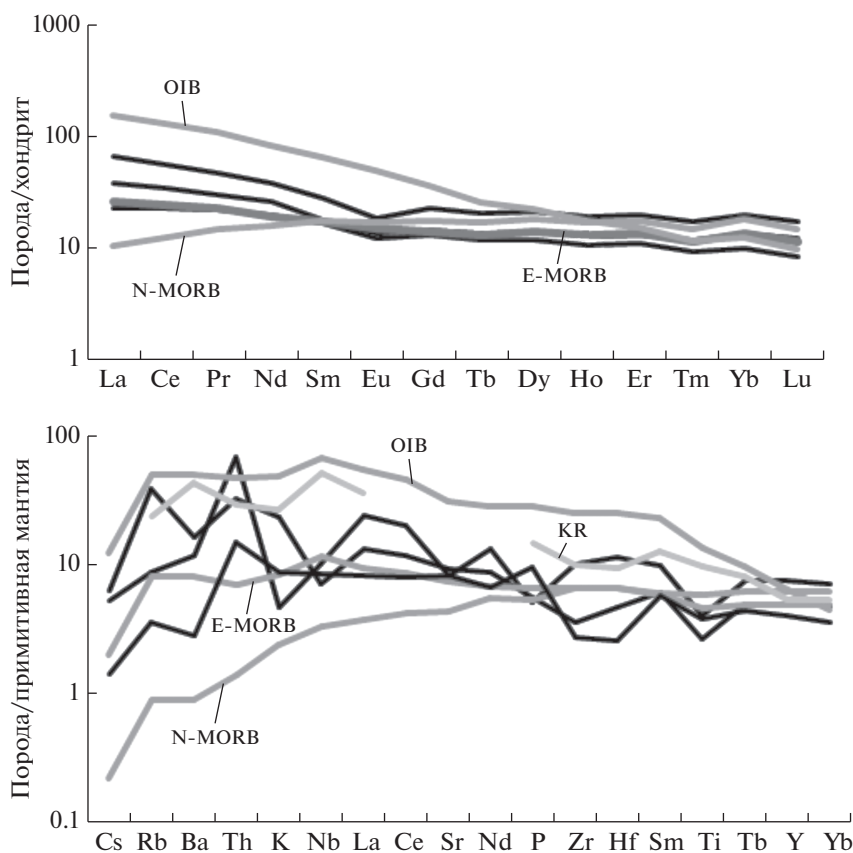


Рис. 9. Спектры распределения нормированных к хондриту и примитивной мантии по (McDonough, Sun, 1995) содержания редких и редкоземельных элементов в метабазальтах минисейшорской свиты.

Таблица 4. Результаты U–Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из метапесчаника минисейшорской свиты няровейской серии

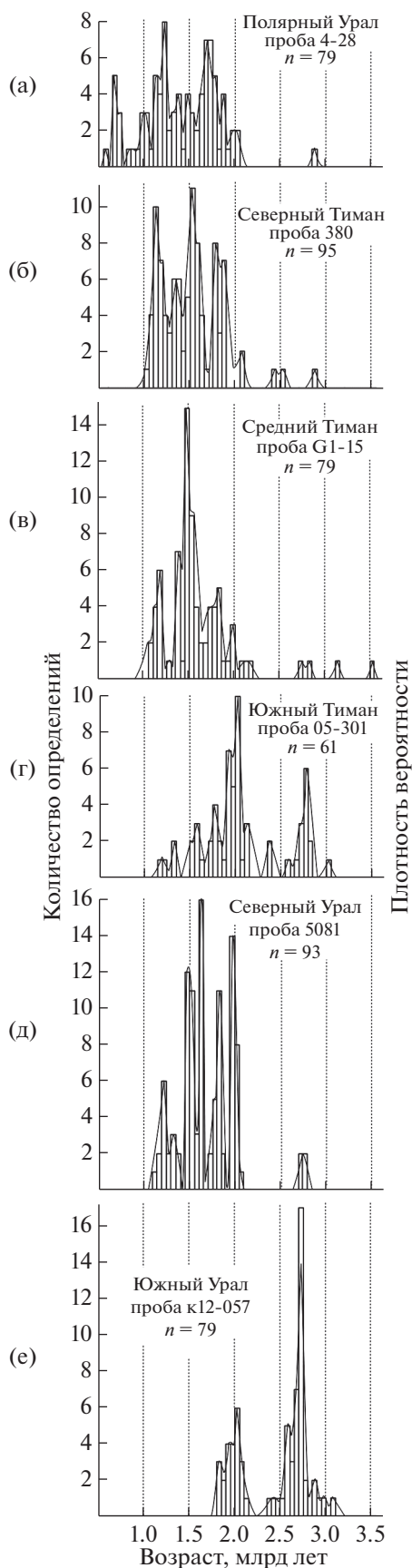
Номер зерна	Th/U	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$		Rho	Возраст $\pm 1\sigma$, млн лет		D, %
		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	
1	0.27	0.0967 ± 1.0	0.7994 ± 1.4	0.64	595 ± 5	602 ± 35	0.22
2	0.57	0.2589 ± 1.0	3.5261 ± 1.4	0.71	1484 ± 13	1602 ± 29	7.89
3	0.33	0.2563 ± 0.9	3.3016 ± 1.1	0.78	1471 ± 12	1497 ± 25	1.77
4	0.28	0.3147 ± 0.9	4.8021 ± 1.1	0.83	1764 ± 13	1811 ± 22	2.68
5	0.94	0.1081 ± 0.9	0.9324 ± 1.2	0.72	662 ± 5	693 ± 29	1.06
6	0.55	0.2967 ± 0.9	4.1763 ± 1.1	0.81	1675 ± 13	1663 ± 23	–0.72
7	0.26	0.2052 ± 0.9	2.2958 ± 1.1	0.77	1203 ± 10	1226 ± 26	1.87
8	0.98	0.3640 ± 1.2	6.2692 ± 1.6	0.72	2001 ± 20	2028 ± 31	1.35
9	0.38	0.3387 ± 0.8	5.3511 ± 1.0	0.85	1880 ± 14	1874 ± 21	–0.32
10	0.84	0.1078 ± 0.9	0.9517 ± 1.3	0.70	660 ± 6	743 ± 30	2.86
11	0.31	0.1912 ± 0.9	2.1515 ± 1.1	0.79	1128 ± 9	1236 ± 25	9.60
12	0.99	0.2852 ± 0.9	4.0033 ± 1.2	0.78	1617 ± 13	1658 ± 25	2.52
13	0.15	0.1540 ± 0.8	1.4593 ± 1.0	0.82	923 ± 7	891 ± 25	–1.04
14	0.53	0.2049 ± 0.9	2.2955 ± 1.2	0.75	1201 ± 10	1228 ± 26	2.25
15	0.11	0.1680 ± 0.8	1.6937 ± 1.0	0.86	1001 ± 8	1018 ± 23	1.68
16	0.37	0.2760 ± 1.0	3.8045 ± 1.3	0.72	1571 ± 14	1624 ± 28	3.35
17	0.20	0.1394 ± 0.8	1.4274 ± 1.1	0.78	841 ± 7	1050 ± 25	7.05
18	0.03	0.2125 ± 0.8	2.3986 ± 1.0	0.85	1242 ± 9	1243 ± 23	0.02
19	0.84	0.1089 ± 0.9	0.9208 ± 1.2	0.70	667 ± 6	651 ± 30	–0.56
20	0.92	0.3372 ± 0.9	5.3794 ± 1.2	0.79	1873 ± 15	1892 ± 24	0.99
21	0.92	0.1093 ± 0.9	0.9139 ± 1.1	0.75	669 ± 5	627 ± 28	–1.42
22	0.33	0.2605 ± 0.8	3.4591 ± 1.0	0.83	1492 ± 11	1554 ± 22	4.16
23	0.26	0.3101 ± 0.9	4.6171 ± 1.1	0.80	1741 ± 13	1766 ± 23	1.40
24	0.07	0.1642 ± 1.0	1.6828 ± 1.6	0.62	980 ± 9	1051 ± 36	2.23
25	0.54	0.2458 ± 0.8	2.9815 ± 1.0	0.83	1417 ± 11	1382 ± 23	–2.47
26	0.28	0.3144 ± 0.8	4.9034 ± 1.0	0.85	1762 ± 13	1850 ± 21	4.99
27	0.34	0.1667 ± 0.9	1.8148 ± 1.3	0.72	994 ± 8	1172 ± 28	5.74
28	0.02	0.1997 ± 0.8	2.1195 ± 1.0	0.83	1174 ± 9	1121 ± 24	–4.54
29	0.25	0.2455 ± 0.9	3.1294 ± 1.3	0.71	1415 ± 12	1477 ± 28	4.37
30	0.54	0.3040 ± 0.9	4.4243 ± 1.1	0.80	1710 ± 13	1725 ± 23	0.80
31	0.03	0.2740 ± 0.8	3.8482 ± 1.0	0.84	1561 ± 11	1659 ± 22	6.25
32	0.24	0.2409 ± 0.8	2.9920 ± 1.0	0.81	1391 ± 11	1427 ± 23	2.59
33	0.35	0.1895 ± 0.9	2.0183 ± 1.4	0.67	1119 ± 10	1128 ± 31	0.82
34	0.13	0.1756 ± 0.8	1.7839 ± 1.0	0.81	1043 ± 8	1031 ± 24	–1.02
35	0.72	0.3061 ± 0.8	4.6229 ± 1.0	0.82	1722 ± 13	1792 ± 22	4.08
36	0.77	0.3108 ± 0.8	4.5202 ± 1.0	0.84	1745 ± 13	1723 ± 22	–1.23
37	0.29	0.3081 ± 0.9	4.6646 ± 1.1	0.81	1731 ± 13	1796 ± 23	3.75
38	0.08	0.1798 ± 0.9	1.9338 ± 1.2	0.74	1066 ± 9	1147 ± 27	7.61
39	0.88	0.2143 ± 0.8	2.3545 ± 1.0	0.81	1252 ± 9	1190 ± 24	–4.97
40	0.51	0.1984 ± 0.9	2.1364 ± 1.2	0.75	1167 ± 9	1150 ± 26	–1.46
41	0.18	0.3047 ± 0.9	4.4686 ± 1.1	0.79	1715 ± 13	1738 ± 23	1.37
42	0.68	0.2950 ± 0.9	4.1645 ± 1.1	0.78	1667 ± 13	1668 ± 24	0.05
43	0.21	0.2584 ± 1.4	3.3601 ± 2.4	0.59	1481 ± 18	1515 ± 46	2.27

Таблица 4. Окончание

Номер зерна	Th/U	Изотопные отношения $\pm \%$ (1σ)		Rho	Возраст $\pm 1\sigma$, млн лет		D, %
		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$	
44	0.27	0.3037 ± 0.9	4.4102 ± 1.3	0.74	1710 ± 14	1720 ± 26	0.63
45	0.02	0.2054 ± 0.8	2.2895 ± 1.0	0.80	1204 ± 9	1218 ± 24	1.11
46	0.70	0.1200 ± 0.9	1.0555 ± 1.3	0.69	730 ± 6	736 ± 31	0.18
47	0.47	0.3016 ± 0.9	4.3403 ± 1.1	0.79	1699 ± 13	1704 ± 23	0.26
48	0.81	0.2044 ± 0.9	2.3081 ± 1.4	0.68	1199 ± 10	1243 ± 30	3.70
49	0.34	0.2265 ± 0.9	2.7596 ± 1.1	0.76	1316 ± 10	1391 ± 25	5.69
50	0.87	0.2585 ± 0.9	3.3774 ± 1.1	0.76	1482 ± 12	1524 ± 25	2.79
51	0.38	0.2062 ± 0.9	2.3282 ± 1.1	0.76	1208 ± 9	1244 ± 26	2.90
52	0.30	0.1870 ± 0.8	2.0108 ± 1.1	0.79	1105 ± 8	1147 ± 25	3.80
53	0.67	0.3042 ± 0.9	4.4920 ± 1.1	0.79	1712 ± 13	1751 ± 23	2.25
54	0.00	0.2563 ± 0.9	3.2914 ± 1.1	0.77	1471 ± 11	1491 ± 24	1.39
55	0.32	0.2945 ± 0.8	4.1447 ± 1.1	0.79	1664 ± 12	1663 ± 23	–0.08
56	0.37	0.3149 ± 0.9	5.0394 ± 1.1	0.78	1765 ± 13	1897 ± 23	7.49
57	0.26	0.2870 ± 0.8	4.2034 ± 1.1	0.79	1627 ± 12	1736 ± 23	6.69
58	0.07	0.2299 ± 0.8	2.6941 ± 1.1	0.78	1334 ± 10	1316 ± 25	–1.39
59	0.12	0.2375 ± 0.9	2.8862 ± 1.1	0.77	1374 ± 11	1386 ± 25	0.88
60	0.51	0.2726 ± 0.8	3.7113 ± 1.1	0.79	1554 ± 12	1601 ± 23	3.01
61	0.27	0.1172 ± 0.9	1.0756 ± 1.3	0.69	715 ± 6	824 ± 30	3.76
62	0.19	0.2546 ± 0.9	3.3460 ± 1.2	0.72	1462 ± 12	1535 ± 27	4.99
63	0.05	0.1153 ± 0.9	1.0753 ± 1.3	0.69	704 ± 6	858 ± 30	5.37
64	0.94	0.5555 ± 0.8	15.6307 ± 1.1	0.79	2848 ± 19	2859 ± 21	0.39
65	1.15	0.2954 ± 0.9	4.1372 ± 1.1	0.76	1669 ± 13	1653 ± 24	–0.93
66	0.35	0.1864 ± 1.0	2.0474 ± 1.5	0.64	1102 ± 10	1189 ± 33	7.95
67	0.06	0.1701 ± 0.9	1.7696 ± 1.2	0.74	1013 ± 8	1081 ± 27	6.70
68	0.37	0.3048 ± 0.9	4.4180 ± 1.2	0.75	1715 ± 13	1717 ± 25	0.08
69	1.20	0.3332 ± 1.0	5.5261 ± 1.3	0.72	1854 ± 15	1961 ± 26	5.78
70	0.50	0.1711 ± 0.9	1.7761 ± 1.3	0.69	1018 ± 8	1077 ± 30	5.79
71	0.13	0.1472 ± 0.9	1.5019 ± 1.3	0.68	885 ± 7	1042 ± 30	5.21
72	0.41	0.3006 ± 0.9	4.5162 ± 1.2	0.74	1694 ± 13	1782 ± 25	5.19
73	0.03	0.2173 ± 0.9	2.5836 ± 1.1	0.74	1267 ± 10	1344 ± 26	6.04
74	0.64	0.1662 ± 0.9	1.7876 ± 1.4	0.67	991 ± 8	1148 ± 31	5.05
75	0.10	0.2842 ± 0.9	3.9900 ± 1.2	0.74	1613 ± 12	1658 ± 25	2.79
76	0.67	0.1094 ± 0.9	0.9440 ± 1.4	0.65	669 ± 6	695 ± 34	0.88
77	0.43	0.2074 ± 0.9	2.3931 ± 1.1	0.74	1215 ± 9	1285 ± 26	5.79
78	0.36	0.2335 ± 0.9	2.9768 ± 1.2	0.72	1353 ± 11	1477 ± 27	9.17
79	2.13	0.3686 ± 0.9	6.1681 ± 1.2	0.73	2023 ± 15	1977 ± 25	–2.30

тывает интервал 2028.1–660.1 млн лет и имеет полимодальный характер распределения с максимумами 1700, 1225 и 675 млн лет. Учитывая соотношение хорошо- и слабоокатанных зерен циркона в породе, можно предположить, что в формировании отложений минисейшорской свиты преобладали относительно близко расположенные источники

сноса. Это могли быть полиметаморфические комплексы и связанные с ними магматические образования, фрагменты которых на современном эрозионном срезе обнажаются в Харбейском, Марункеуском и Малыкском блоках на Полярном Урале. Однако определенная роль в формировании отложений минисейшорской свиты, по-види-



мому, принадлежала и удаленным питающим провинциям.

Обращает на себя внимание схожесть графиков распределения возрастов детритовых цирконов из пород минисейшорской свиты Полярного Урала и терригенных отложений Среднего и Северного Тимана (рис. 10а–10в). Для всех этих образований характерны незначительная доля цирконов с архейскими датировками и наличие возрастных максимумов в интервалах 1900–1700 и 1300–1000 млн лет. Цирконы раннепротерозойского возрастного уровня могли попасть в размыв при разрушении Среднерусского орогена, возникшего в результате коллизии Волго-Сарматии и Фенноскандии. На восточной и северо-восточной окраинах Балтики (здесь и далее в современных координатах) с этими процессами связано масштабное проявление высокотемпературного метаморфизма и гранитизации. Следы этих событий установлены в полиметаморфических комплексах Приполярного и Полярного Урала (Пыстина, Пыстин, 2002), а также полуострова Канин (Пыстин, Пыстина, 2006). Поэтому высока вероятность поступления в бассейны осадконакопления в том числе продуктов размыва местных источников сноса, сложенных эндогенными образованиями палеопротерозойского возраста.

На графиках распределения возрастов цирконов из отложений Среднего и Северного Тимана в интервале 1650–1300 млн лет выделяется отчетливый максимум около 1500 млн лет (рис. 10б, 10в). В Полярноуральском разрезе менее отчетливо выражена роль нижнемезопротерозойских (калимийских) источников сноса, что, по-видимому, связано с их большей удаленностью. Обращает также на себя внимание, что на графике для цирконов из пород минисейшорской свиты этот интервал разбивается на два эпизода с пиковыми значениями 1500 и 1370 млн лет (рис. 10а). Поздний из них в пределах погрешности хорошо сопоставляется с машакским этапом магматизма; изотопный возраст цирконов из риолитов машакской свиты Башкирского антиклинория составляет от 1386 ± 6 до 1383 ± 3 млн лет (Puchkov et al., 2013). В пределах Тимано-Североуральского региона “машакскому” уровню соответствуют только отдельные изотопные датировки магматических и метаморфических пород. Так, Rb–Sr возраст диоритов в фундаменте Ижемской зоны Печорской плиты (скв. 21-Палью) составляет 1360 ± 31 млн лет

Рис. 10. Гистограммы и кривые плотности вероятности U–Pb возрастов детритовых цирконов из терригенных верхнедокембрийских отложений Тимано-Уральского региона.

а – авторские данные; б – по В.Л. Андреичеву и др. (2018); в – по О.В. Удоратинной и др. (2017); г – по Н.Б. Кузнецову и др. (2010); д – по Г.А. Петрову и др. (2015); е – по Т.В. Романюк и др. (2013б).

(Андреичев, 2010). Единичные сопоставимые U–Pb (SIMS метод, SHRIMP-II) возрасты метаморфогенных цирконов получены из пород няринского комплекса Приполярного Урала – 1370 ± 10 млн лет (Пыстин, Пыстина, 2008) и микулкинского комплекса полуострова Канин – 1372 ± 17 млн лет (Пыстин, Пыстина, 2006).

Интерпретация раннемезопротерозойских датировок цирконов представляется менее определенной. Возможно, это “омоложенные” возрастные значения, маркирующие проявление ранних этапов постпалеопротерозойского континентального рифтогенеза, с которым связывается щелочно-базальтовый вулканизм “навышского” уровня. Считалось, что это событие проявилось на уровне около 1.6 млрд лет (Нижний..., 1989; Краснобаев и др., 1992 и др.). В последние годы на основании результатов локального U–Pb датирования цирконов возраст навашских вулканитов был пересмотрен в сторону удревнения. Сейчас он оценивается значением 1752 ± 11 млн лет (Краснобаев и др., 2018).

Наличие более молодых мезопротерозойских датировок циркона можно связать с активностью мантийных плюмов в период 1270–1250 и 1100 млн лет при распаде суперконтинента Колумбия (Bogdanova et al., 2008).

В геохронологическом аспекте, пожалуй, единственным существенным отличием верхнедокембрийских терригенных образований Полярного Урала от разновозрастных отложений Северного и Среднего Тимана является присутствие в первых детритовых цирконов с позднерифейскими возрастными (рис. 10а). Это обстоятельство, а также слабая степень окатанности части зерен цирконов, скорее всего, связаны с наличием близрасположенных источников сноса.

По распределению возрастов детритовых цирконов терригенные отложения Южного Тимана (джежимская свита) и Северного Урала (ишеримская свита) существенно отличаются от пород рассмотренных выше стратонитов (рис. 10г, 10д). При формировании джежимской свиты основная роль принадлежала продуктам размытия архейских и палеопротерозойских образований (рис. 10г). При этом палеопротерозойские датировки цирконов из пород джежимской свиты более высокие – 2.15–1.88 млрд лет (Кузнецов и др., 2010). Это свидетельствует о том, что обломочный материал при формировании неопротерозойских отложений Южного Тимана и более северных районов Тимано-Североуральского региона поступал из разных провинций.

Определенное сходство обнаруживается при сравнении распределения возрастов детритовых цирконов из песчаников джежимской свиты (Кузнецов и др., 2010) и лемезинской подсвиты зильмердакской свиты (Романюк и др., 2013а, 2013б) Башкирского антиклинория (рис. 10г, 10д).

Предполагается, что для неопротерозойских отложений Южного Урала основным поставщиком палеопротерозойских цирконов были орогены того же возраста, в том числе гипотетический Тараташский ороген (Кузнецов и др., 2017; Романюк и др., 2018). Вероятно, это справедливо и для отложений джежимской свиты. Существенная роль продуктам размытия средне- и позднепалеопротерозойских комплексов принадлежала также при формировании неопротерозойских осадочных последовательностей Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория Среднего Урала (Маслов и др., 2011). Более существенная роль архейской популяции цирконов в неопротерозойских отложениях Южного и Среднего Урала, в сравнении с Южным Тиманом и Северным Уралом, скорее всего, связана с близостью к первым обнажавшимся в неопротерозое архейских комплексов фундамента Волго-Уральской части Балтики.

В метапесчаниках ишеримской свиты Северного Урала, так же как и в джежимской свите Южного Тимана и лемезинской подсвиты зильмердакской свиты Южного Урала, заметную роль играют цирконы с возрастом 2.1–1.7 млрд лет (рис. 10д). В то же время в ишеримской свите в отличие от названных стратиграфических подразделений резко преобладают цирконы с мезопротерозойскими возрастными (60%), а по характеру распределения возрастов ишеримская свита практически идентична бирьянской (нижней) подсвите зильмердакской свиты (Маслов и др., 2018), но существенно отличается от зигальгинской свиты Башкирского антиклинория, относящейся к средней и верхней частям мезопротерозойского разреза (Кузнецов и др., 2017). В связи с этим вывод о позднемезопротерозойском (стенийском) возрасте ишеримской свиты (Петров и др., 2015) требует дополнительного подтверждения.

Для определения верхнего возрастного рубежа формирования минисейшорской свиты и в целом няровейской серии, как уже отмечалось выше, были датированы прорывающие эти отложения граниты (проба 4–6). Для анализа было отобрано 50 зерен этого минерала. Из них датировки 9 зерен с дискордантностью более 10% были забракованы, остальные аналитические данные приведены в табл. 5. Средневзвешенный конкордантный возраст цирконов по 41 зерну составляет 545.6 ± 1.6 млн лет (рис. 11).

ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ НЯРОВЕЙСКОЙ СЕРИИ

Для установления возможного нижнего возрастного предела отложений минисейшорской свиты и в целом няровейской серии определяющими являются наиболее молодые датировки цирконов. Если принимать во внимание самое молодое возрастное значение 595.2 млн лет, то следует признать, что накопление осадочных отложений минисейшор-

Таблица 5. Результаты U–Pb (LA-ICP-MS) датирования цирконов из гранита

Номер зерна	Th/U	Изотопные отношения $\pm 1\sigma$		Rho	Возраст $\pm 1\sigma$, млн лет		D, %
		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	
1	0.49	0.0884 ± 0.9	0.7096 ± 1.2	0.72	546 ± 5	545 ± 5	–0.27
2	0.44	0.0891 ± 1.0	0.7093 ± 1.5	0.62	550 ± 5	544 ± 6	–1.04
3	0.49	0.0876 ± 1.0	0.7175 ± 1.8	0.55	542 ± 5	549 ± 8	1.40
4	0.52	0.0894 ± 1.0	0.7147 ± 1.7	0.58	552 ± 5	548 ± 7	–0.78
5	0.50	0.0874 ± 1.0	0.7060 ± 1.4	0.64	540 ± 5	542 ± 6	0.44
6	0.54	0.0874 ± 0.9	0.7188 ± 1.2	0.72	540 ± 4	550 ± 5	1.81
7	0.22	0.0893 ± 0.8	0.7156 ± 1.1	0.78	552 ± 4	548 ± 5	–0.63
8	0.47	0.0876 ± 1.0	0.7154 ± 1.6	0.60	541 ± 5	548 ± 7	1.24
9	0.33	0.0881 ± 1.0	0.7046 ± 1.5	0.62	544 ± 5	542 ± 6	–0.51
10	0.42	0.0875 ± 0.9	0.7100 ± 1.2	0.74	541 ± 4	545 ± 5	0.72
11	0.52	0.0879 ± 0.9	0.7079 ± 1.2	0.70	543 ± 5	544 ± 5	0.11
12	0.34	0.0879 ± 0.9	0.7053 ± 1.2	0.71	543 ± 5	542 ± 5	–0.18
13	0.40	0.0876 ± 0.9	0.7088 ± 1.3	0.67	541 ± 5	544 ± 6	0.54
14	0.34	0.0882 ± 0.9	0.7140 ± 1.3	0.69	545 ± 5	547 ± 5	0.37
15	0.57	0.0882 ± 1.2	0.7076 ± 3.0	0.42	545 ± 7	543 ± 13	–0.28
16	0.32	0.0884 ± 1.1	0.7195 ± 2.3	0.49	546 ± 6	550 ± 10	0.84
17	0.35	0.0873 ± 1.0	0.7126 ± 1.2	0.59	539 ± 5	546 ± 7	1.28
18	0.33	0.0876 ± 1.0	0.7107 ± 2.0	0.54	541 ± 5	545 ± 8	0.68
19	0.72	0.0883 ± 0.9	0.7131 ± 1.4	0.64	546 ± 5	547 ± 6	0.20
20	0.80	0.0878 ± 0.9	0.7139 ± 1.4	0.63	543 ± 5	547 ± 6	0.81
21	0.43	0.0889 ± 1.0	0.7075 ± 1.6	0.58	549 ± 5	543 ± 7	–1.00
22	0.55	0.0892 ± 1.0	0.7194 ± 2.7	0.38	551 ± 5	550 ± 12	–0.09
23	0.30	0.0891 ± 0.9	0.7205 ± 1.3	0.67	550 ± 5	551 ± 6	0.13
24	0.39	0.0881 ± 0.9	0.7141 ± 1.3	0.69	544 ± 5	547 ± 5	0.51
25	0.26	0.0877 ± 0.9	0.7167 ± 1.6	0.59	542 ± 5	549 ± 7	1.20
26	0.27	0.0877 ± 0.9	0.7154 ± 1.3	0.67	542 ± 5	548 ± 6	1.11
27	0.22	0.0884 ± 0.9	0.7174 ± 1.3	0.68	546 ± 5	549 ± 5	0.59
28	0.66	0.0883 ± 1.2	0.7114 ± 2.5	0.47	546 ± 6	546 ± 11	–0.02
29	0.52	0.0895 ± 0.9	0.7116 ± 1.5	0.62	553 ± 5	546 ± 6	–1.25
30	0.39	0.0894 ± 0.9	0.7128 ± 1.5	0.62	552 ± 5	546 ± 6	–1.01
31	0.39	0.0896 ± 0.9	0.7143 ± 1.6	0.60	553 ± 5	547 ± 7	–1.10
32	0.41	0.0876 ± 0.9	0.7123 ± 1.5	0.62	541 ± 5	546 ± 6	0.91
33	0.26	0.0884 ± 0.9	0.7172 ± 1.6	0.56	546 ± 5	549 ± 7	0.49
34	0.28	0.0888 ± 0.9	0.7157 ± 1.6	0.60	549 ± 5	548 ± 7	–0.09
35	0.79	0.0891 ± 0.9	0.7076 ± 1.5	0.62	550 ± 5	543 ± 6	–1.27
36	0.85	0.0883 ± 0.9	0.7070 ± 1.4	0.64	545 ± 5	543 ± 6	–0.42
37	0.39	0.0868 ± 1.0	0.7035 ± 1.6	0.60	536 ± 5	541 ± 7	0.84
38	0.33	0.0888 ± 1.0	0.7111 ± 1.6	0.59	548 ± 5	545 ± 7	–0.55
39	0.35	0.0889 ± 1.0	0.7200 ± 1.6	0.61	549 ± 5	551 ± 7	0.35
40	0.36	0.0882 ± 1.0	0.7123 ± 1.5	0.62	545 ± 5	546 ± 6	0.20
41	0.57	0.0888 ± 1.0	0.7123 ± 1.6	0.60	548 ± 5	546 ± 7	–0.40

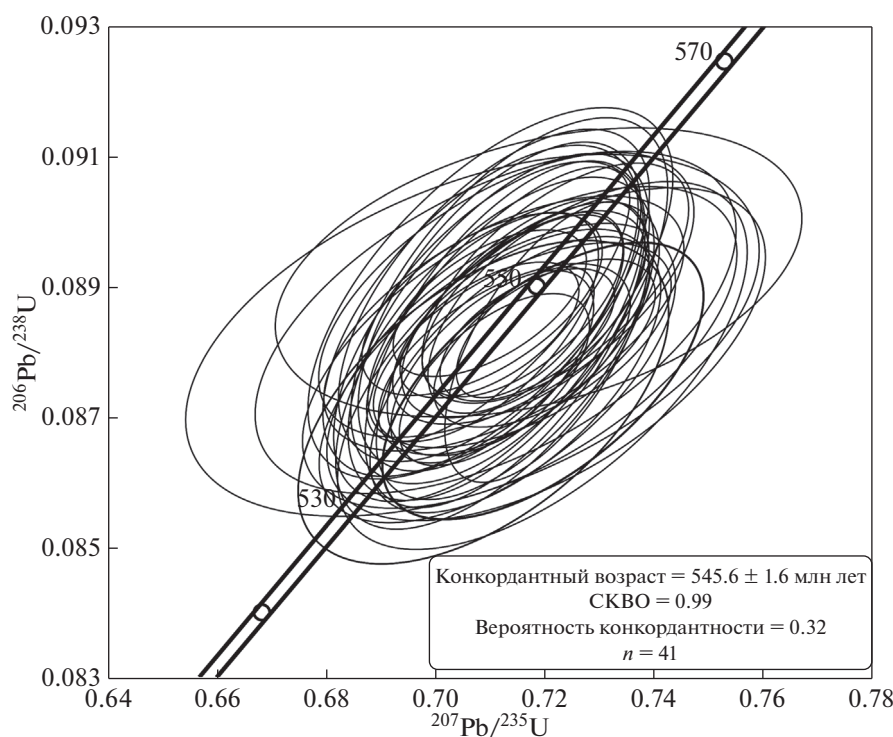


Рис. 11. U–Pb возраст цирконов из гранита сядатаяхинского комплекса (проба 4-6).

ской свиты происходило не раньше, чем в эдиакарский период. Однако, учитывая, что эдиакарский возраст получен только по одному зерну и он противоречит имеющимся геологическим данным (залегание отложений минисейшорской свиты ниже известняков немурюганской свиты с микрофитолитами, характерными для среднепротерозойских (криогенийских) отложений, эту датировку, вероятно, следует исключить из рассмотрения. Более реалистичным представляется нижний возрастной предел минисейшорской свиты в 660 млн лет (конец криогения). Этому возрасту соответствуют датировки пяти зерен цирконов (660.1, 661.9, 666.5, 668.7 и 669.1 млн лет), что, на наш взгляд, не может быть случайным или ошибочным.

Верхний временной интервал накопления минисейшорской свиты ограничивается U–Pb возрастом прорывающих ее гранитов — 545.6 ± 1.6 млн лет. Однако на самом деле этот возрастной рубеж должен быть ниже, поскольку подобные граниты прорывают также вышележащие отложения немурюганской свиты. Кроме того, как отмечалось выше, максимальные U–Pb датировки цирконов из гранитоидов сядатаяхинского комплекса достигают 592 ± 3 млн лет (Государственная..., 2014). В совокупности приведенные выше геохронологические данные с учетом находок в породах немурюганской свиты рифейских микрофитоцитов дают основание для вывода о том, что отложения минисейшорской свиты сформировались в узком возрастном интервале во второй половине криогения.

Учитывая, что проба метапесчаника, из которой были датированы детритовые цирконы, отобрана из нижней части разреза минисейшорской свиты, а мощность нижележащих отложений верхнехарьбейской свиты не превышает 500 м, можно с высокой степенью вероятности утверждать, что возрастной интервал накопления пород всего разреза няровейской серии ограничивается неопротерозоем.

ВЫВОДЫ

1. Минимальный U–Pb возраст детритовых цирконов из терригенных пород минисейшорской свиты (660 млн лет) при относительно небольшой мощности подстилающих отложений верхнехарьбейской свиты (400–500 м) дает основание считать, что весь разрез няровейской серии, включающий верхнехарьбейскую и минисейшорскую свиты, сформировался в неопротерозое. Широко распространенное представление о принадлежности няровейской серии — базального стратиграфического подразделения постпротерозойского разреза Полярного Урала — к мезопротерозою является ошибочным.

2. Сопоставимость возрастных спектров детритовых цирконов из терригенных образований няровейской серии и неопротерозойских отложений Среднего и Северного Тимана свидетельствует об общности питающих провинций. Эти же данные дают основание для предположения о

накоплении неопротерозойских осадков Среднего и Северного Тимана и Полярного Урала в общем бассейне седиментации. Некоторые различия графиков распределения возрастов детритовых цирконов из пород минисейшорской свиты Полярного Урала, с одной стороны, и терригенных отложений Северного и Среднего Тимана — с другой, по-видимому, обусловлены влиянием местных источников сноса.

3. По распределению возрастов детритовых цирконов неопротерозойские терригенные отложения Среднего и Северного Тимана и Полярного Урала существенно отличаются от близких по возрасту пород Южного Тимана (джежимской свиты) и Северного Урала (ишеримской свиты). Для последних намечается корреляция с неопротерозойскими отложениями Башкирского антиклинария.

4. Литологические и петрогеохимические характеристики терригенных отложений минисейшорской свиты, наличие в них туфогенного материала, а также присутствие metabазальтов с внутриплитными петрогеохимическими метками свидетельствуют о том, что формирование минисейшорской свиты и няровейской серии в целом могло происходить в рифтогенной обстановке.

5. Результаты проведенных геохронологических исследований, наряду с имеющимися данными о возрастных ограничениях мезо-неопротерозойского разреза разных районов Тимано-Североуральского региона, дают основание считать, что в этом регионе в отличие от южных районов Урала отсутствуют отложения нижнего и среднего мезопротерозоя и значительная часть (или весь объем) верхнего мезопротерозоя.

Постпалеопротерозойский докембрий Тимано-Североуральского региона начинается с отложений, пограничных по возрасту между мезо- и неопротерозоем, скорее всего неопротерозойских, что указывает на неопротерозойское время заложения Тиманской пассивной окраины.

Благодарности. Авторы искренне благодарны Н.Б. Кузнецову за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы “Литосфера северо-востока Европейской платформы и севера Урала: вещественно-структурная эволюция, корреляция геологических событий, геодинамика, геохронология” ГР № AAAA-A17-117121270035-0.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреичев В.Л. Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2010. 44 с.

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. U—Pb возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхне-докембрийских отложений Северного Тимана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 32–45.
<https://doi.org/10.7868/S0869592X14020021>

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Хоуриган Дж.К. Результаты U—Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из терригенных отложений верхней части докембрийского разреза Северного Тимана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92. Вып. 1. С. 10–20.

Андреичев В.Л., Соболева А.А., Хубанов В.Б., Соболев И.Д. U—Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из метаосадочных пород основания верхнедокембрийского разреза Северного Тимана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93. Вып. 2. С. 14–26.

Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.

Брусницына Е.А., Ершова В.Б., Худoley А.К., Андерсен А. Новые U—Pb и Hf-изотопные данные для обломочных цирконов из средне- и верхнерифейских терригенных пород Северного Тимана // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVII Геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. С. 16–18.

Великославинский С.Д., Крылов Д.П. Геодинатическая типизация базальтов по геохимическим данным // Геотектоника. 2014. № 6. С. 77–91.
<https://doi.org/10.7868/S0016853X14060071>

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.
<https://doi.org/10.7868/S0869565213330232>

Глубинное строение Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 261 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000. Третье поколение. Уральская серия. Лист Р-40 (Североуральск). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 332 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-I, II. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 340 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 384 с.

Гракова О.В. Термодинамические условия метаморфизма верхнепротерозойских отложений Полярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 6. С. 13–19.
<https://doi.org/10.19110/2221-1381-2017-6-13-19>

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.

Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Ронкин Ю.Л., Козаков В.И. Геохронология вулканитов айской свиты и изотопный возраст нижней границы рифея // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 127–139.

- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. Полихронная цирконология навыйских вулканитов айской свиты (Южный Урал) // Докл. АН. 2018. Т. 478. № 1. С. 74–80. <https://doi.org/10.1134/S1028334X18010038>
- Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты изотопного датирования детритовых цирконов из кластогенных пород комплексов Протоуралид–Тиманид: вклад в стратиграфию позднего докембрия поднятия Енганэ–Пэ (запад Полярного Урала) // Докл. АН. 2009а. Т. 424. № 3. С. 363–368.
- Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты изотопного анализа детритовых цирконов поднятия Енганэ–Пэ (Полярный Урал): попытка определения палеотектонической позиции Протоуралид–Тиманид // Докл. АН. 2009б. Т. 426. № 4. С. 504–510.
- Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А. и др. 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., Белоусова Е.Н., Романюк Т.В. и др. Первые результаты U–Pb-датирования детритовых цирконов из среднерифейских песчаников зигальгинской свиты (Южный Урал) // Докл. АН. 2017. Т. 475. № 6. С. 659–664. <https://doi.org/10.7868/S0869565217240136>
- Литосфера Тимано-Североуральского региона: геологическое строение, вещество, геодинамика. Отв. ред. Пыстин А.М., Антошкина А.И., Махлаев Л.В. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 234 с.
- Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселев В.И. и др. Первые результаты датирования обломочных цирконов из отложений серебрянской серии (верхний протерозой, Средний Урал) // Докл. АН. 2011. Т. 439. № 3. С. 359–364.
- Маслов А.В., Ерохин Ю.В., Гердес А. и др. Первые результаты U–Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал) // Докл. АН. 2018. Т. 482. № 5. С. 558–561. <https://doi.org/10.31857/S086956520002995-7>
- Моргунова А.А., Соболева А.А. Реликты корневой части позднерифейской примитивной островной дуги на севере поднятия Енганепэ (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2007. № 12. С. 13–18.
- Нижний рифей Южного Урала. М.: Наука, 1989. 208 с.
- Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов В.А. Первые результаты U–Pb (LA-ICP-MS)-датирования обломочных цирконов из песчаников Ишеримского антиклинория (Северный Урал) // Докл. АН. 2015. Т. 464. № 5. С. 589–593. <https://doi.org/10.7868/S086956521529023X>
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Структура, метаморфизм и возраст докембрийских образований полуострова Канин и Северного Тимана // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 176–195.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 6. С. 25–38.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Базальные отложения верхнего докембрия в Тимано-Североуральском регионе // Литосфера. 2014. № 3. С. 41–50.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Архейско-палеопротерозойская история метаморфизма пород Уральского сегмента земной коры // Труды Карельского научного центра РАН. Серия: геология докембрия. 2015. № 7. С. 3–18. <https://doi.org/10.17076/geo163>
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Докембрий Приполярного Урала: хроностратиграфический аспект // Труды Карельского научного центра РАН. Серия: геология докембрия. 2019. № 2. С. 34–52. <https://doi.org/10.17076/geo904>
- Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
- Рифей и венд европейского севера СССР. Сыктывкар: Коми ФАН СССР, 1987. 124 с.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов В.А., Белоусова Е.Н., Ронкин Ю.Л., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Геохимическая и Lu/Hf (LA-ICP-MS) систематика детритовых цирконов из лемзинских песчаников верхнего рифея Южного Урала // Докл. АН. 2013а. Т. 453. № 6. С. 657–661. <https://doi.org/10.7868/S0869565213360206>
- Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б. Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // Докл. АН. 2013б. Т. 452. № 6. С. 642–645. <https://doi.org/10.7868/S0869565213310174>
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.Н., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом “TerraneChrono[®]” // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1–37. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0335>
- Соболева А.А., Куликова К.В., Моргунова А.А., Безинова Л.В. Фрагменты доуральской истории поднятия Енганепэ (Полярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2008. № 4. С. 7–12.
- Соболева А.А., Карчевский А.Ф., Ефанова Л.И. и др. Свидетельства позднерифейского гранитообразования на территории Полярного Урала // Докл. АН. 2012. Т. 442. № 4. С. 524–530.
- Соболева А.А., Андреичев В.Л., Бурцев И.Н. и др. Детритовые цирконы из верхнедокембрийских пород вымской серии Среднего Тимана: U–Pb возраст и источники сноса // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2019. Т. 94. Вып. 1. С. 3–16.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993.
- Тиманский краж. В 2 т. Т. 2. Литология и стратиграфия, геофизическая характеристика земной коры, тек-

тоника, минерально-сырьевые ресурсы. Ухта: УГТУ, 2010. 427 с.

Удортин О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б. Возраст метапесчаников верхнедокембрийской чет- ласской серии Среднего Тимана на основании U–Pb датирования детритных цирконов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92. Вып. 5. С. 15–32.

Уляшева Н.С. Геохимические особенности и геодина- мическая обстановка формирования верхнепротеро- зойских отложений няровейской серии // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 5. С. 20–30.

<https://doi.org/10.19110/2221-1381-2017-5-20-30>

Уляшева Н.С., Гракова О.В. Первичный состав пород няровейской серии (Полярный Урал) // Вестник Ин- ститута геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 2. С. 24–35.

<https://doi.org/10.19110/2221-1381-2016-2-24-35>

Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U–Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃–MZ магма- тических комплексов Забайкалья методом магнитно- секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоот- бором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.

<https://doi.org/10.15372/GiG20160113>

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 602–622.

<https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7>

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope com- position as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids // J. Petrology. 2006. V. 47. № 2. P. 329–353.

<https://doi.org/10.1093/petrology/egi077>

Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 23–45.

<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>

Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 305–327.

[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00133-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00133-X)

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The Geologic Time Scale 2012. Amsterdam et al.: Elsevier, 2012. V. 1, 2. 1144 p.

Gu X.X. Geochemical characteristics of the Triassic Tethys turbidites in northwestern Sichuan, China: implications for provenance and interpretation of the tectonic setting // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. P. 4615–4631.

[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90195-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90195-3)

Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.

<https://doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D>

Hoskin P.W.O., Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // J. Metamorph. Geol. 2000. V. 18. P. 423–439.

<https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00266.x>

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The Composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Rev. Mineral. Geochim. 2003. V. 53. P. 27–62.

<https://doi.org/10.2113/0530027>

Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B. et al. The Paleo- Asian ocean in the Neoproterozoic and Early Paleozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // Precambrian Res. 2003. V. 122. P. 329–358.

[https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00218-8](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00218-8)

Ludwig K.R. Isoplot 3.0. A geochronological toolkit for Mi- crosoft Excel // Berkley Geochron. Center Spec. Publ. 2003. V. 4.

Masamichi M., Hi T. Prediction of crystal structure of min- erals under extremal conditions by methods of energy min- imization // J. Miner. Soc. Jahan. 1983. V. 16. P. 21–72.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120(3–4). P. 223–253.

[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)

Nance W.B., Taylor S.R. Rare earth element pattern and crustal evolution – I. Australian post-Archean sedimentary rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. P. 1539–1551.

[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(76\)90093-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90093-4)

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from de- structive plate boundaries // Thorpe R.S. Andesites. Chich- ester: Wiley, 1982. P. 525–548.

Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst et al. The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // Lithos. 2013. V. 174. P. 109–124.

<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.021>

Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 73. P. 207–220.

Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone mudstone suites determined using discrimination function analysis of major element data // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 119–139.

[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90010-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90010-1)

Schaltegger U., Fanning C.M., Gunther D. et al. Growth, an- nealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U–Pb isotope, cathodoluminescence and micro- chemical evidence // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 134. P. 186–201.

<https://doi.org/10.1007/s004100050478>

Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W. Multiple zir- con growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 122. P. 337–358.

<https://doi.org/10.1007/s004100050132>

Рецензенты А.Б. Котов, Н.Б. Кузнецов

**Provenance Area and U–Pb Age of Detrital Zircons
from the Upper Proterozoic Deposits of the Polar Urals:
to the Question of the Time of Formation of the Timan Passive Margin**

A. M. Pystin^{a, #}, N. S. Ulyasheva^a, Yu. I. Pystina^a, and O. V. Grakova^a

^a*Institute of Geology of Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russia*

[#]*e-mail: pystin@geo.komisc.ru*

New petrogeochemical data and the first results of U–Pb dating of detrital zircons from terrigenous formations of the Nyarovey series related to the basal level of the Meso–Neoproterozoic of the Polar Urals are presented. Based on the analysis of the contents of petrochemical components, rare (Th, Co, Sc, Cr, V) and rare-earth elements in the rocks, as well as their ratios, it was suggested that sedimentary-volcanogenic series of the Nyarovey series were formed in a rift related environment. A possible provenance area of fragmentary material was reconstructed. On the basis of U–Pb isotope-geochronological data, the accumulation time of the Nyarovey deposits was established. It is shown that the total section of the series, including the Verkhnekharbey and the Miniseyshor suites, was formed in the Neoproterozoic. The widespread belief that they belong to the Mesoproterozoic is erroneous. Based on an analysis of data on the age restrictions of the Precambrian formations in different regions of the Timan–North Ural region, the following conclusions are drawn: in this region, the Post–Paleoproterozoic Precambrian begins with sediments located between the Meso- and Neoproterozoic in age, most likely the Neoproterozoic. This indicates the Neoproterozoic time of the establishment of the Timan passive margin. Unlike the South Urals, where a complete section of the Meso–Neoproterozoic is known.

Keywords: Polar Urals, Proterozoic, basal deposits, petrogeochemical data, detrital zircons, U–Pb age