

УДК 551.72 (470.55/.58)+550.93

ИСТОЧНИКИ СНОСА ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ЮЖНОГО УРАЛА: РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И Sm–Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ¹

© 2022 г. А. В. Маслов^{1, 2, *}, А. Б. Кузнецов³, А. Ю. Крамчанинов³, Л. В. Шпакович³,
Э. З. Гареев⁴, В. Н. Подковыров³, С. Г. Ковалев⁴

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁴Институт геологии Уфимского федерального научного центра РАН, Уфа, Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 04.03.2021 г.

После доработки 08.06.2021 г.

Принята к публикации 03.07.2021 г.

Рассмотрены вариации отношения $(La/Yb)_N$, параметра Eu/Eu^* и величин $t_{Nd}(DM)$ и $\epsilon_{Nd}(t)$ в глинистых породах верхнего докембрия западного склона Южного Урала. Установлено, что средние значения $(La/Yb)_N$, Eu/Eu^* и $\epsilon_{Nd}(t)$ в глинистых отложениях рифея и венда изменяются соответственно в интервалах 5.7–15.1, 0.58–0.74 и –14.6...–5.1. Это отражает смену состава питающих провинций и хорошо вписывается в общую канву субглобальных событий, установленных традиционными геологическими методами в области сочленения восточных районов Восточно-Европейской платформы и современного Южного Урала. Формирование осадочных последовательностей раннего и среднего рифея (1750–1250 млн лет) шло преимущественно за счет продуктов размыва зрелой континентальной коры платформы ($t_{Nd}(DM) = 2.8–2.4$ млрд лет). Однако допозднерифейский перерыв привел, по-видимому, к существенному изменению состава питающих провинций около 1 млрд назад. Рост величин $\epsilon_{Nd}(t)$ до –5.9 и снижение $t_{Nd}(DM)$ до 2.0 млрд лет в глинистых породах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея по сравнению с подстилающими их отложениями предполагает появление в области размыва пород ювенильной коры. Это указывает на накопление тонкозернистых осадков в начале позднего рифея на фоне активного рифтогенеза, что не фиксируется традиционными геологическими методами. Значительное повышение величины $(La/Yb)_N$ (в среднем до 13.1), понижение $\epsilon_{Nd}(t)$ до –14.6 и повышение $t_{Nd}(DM)$ до 2.5 млрд лет в глинистых породах бакеевской свиты венда по сравнению с породами рифея интерпретируются как результат формирования первых за счет продуктов ледниковой экзарации зрелых пород цоколя платформы во время гляциопериода Марино. Заметное повышение $\epsilon_{Nd}(t)$ до –6.8 и снижение $t_{Nd}(DM)$ до 1.8 млрд лет в аргиллитах басинской и зиганской свит венда по сравнению с породами основания ашинской серии отражает появление в середине венда в составе питающей провинции нового мантийного или вулканогенного материала.

Ключевые слова: Южный Урал, верхний докембрий, глинистые породы, редкоземельные элементы, Sm–Nd изотопная систематика

DOI: 10.31857/S0869592X22010045

ВВЕДЕНИЕ

Тонкозернистые обломочные осадки формируются при разрушении древних магматических, метаморфических и осадочных пород, обнаженных на поверхности континентов. Поэтому их минеральный состав и изотопно-геохимические особенности отражают преобладающий тип пород в области сноса. Крупные тектонические и магматические события приводят к преобразова-

ниям состава пород в областях сноса, что неизбежно сказывается на изменении обломочного материала, поступающего в бассейн седиментации. Наиболее эффективными для изучения области сноса древних осадочных бассейнов являются редкоземельные элементы (РЗЭ) и Sm–Nd изотопная систематика тонкозернистых осадков. РЗЭ и отношение Sm/Nd сохраняются в тонкозернистом осадочном материале в тех же пропорциях, что и в материнской породе, несмотря на выветривание, транспортировку, аккумуляцию и метаморфизм (Taylor, McLennan, 1985; McLennan, 1989).

¹Дополнительные материалы для этой статьи доступны по DOI 10.31857/S0869592X22010045.

nan, 1989; Cullers, 1995, 2002 и др.). Sm–Nd изотопная характеристика осадочных пород позволяет получать информацию о соотношении в их составе мантийного и корового материала и их модельном возрасте (времени пребывания в коре). Появление на палеоводосборах нового мантийного материала увеличивает отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в формирующихся за счет их размыва осадках и уменьшает их модельный возраст $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$, а также сдвигает величину параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в сторону больших значений (McCulloch, Wasserburg, 1978; Michard et al., 1985 и др.). Вариации названных параметров отражают изменения палеогеографической и тектонической обстановки в прошлом, а их анализ предоставляет важную информацию, получить которую иными способами невозможно.

Так, например, анализ изотопного состава Nd в поверхностных глинистых осадках Баренцева моря позволил установить, что основная часть обломочного материала поступала в область осадконакопления за счет эрозии пород палеозойского чехла Восточно-Европейской платформы и докембрийских ассоциаций Балтийского щита ($\epsilon_{\text{Nd}}(0) = -11.9...-13.1$) (Tütken et al., 2002; Maccali et al., 2018; Маслов и др., 2020а). При этом в северную часть Баренцева моря тонкая алюмосиликокластическая поступала с островов, сложенных мезозойскими базальтами, что отразилось в повышении $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ до $-5.0...-4.0$ (Маслов и др., 2020а). Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ в пелитовых осадках Северного Ледовитого океана и обломочном материале дрейфующих льдов показывают четкое различие в материале, приносимом с древних докембрийских щитов, палеозойских платформ, мезозойских базальтовых траппов и кайнозойских вулканических дуг (Tütken et al., 2002; Fagel et al., 2014; Маслов и др., 2018г и др.).

Полученные в последние годы Nd-изотопные данные для тонкозернистых обломочных пород в опорных разрезах рифея и венда Восточной Сибири раскрыли важную информацию об изменении тектонического режима Сибирской платформы в позднем докембрии (Подковыров и др., 2007; Ножкин и др., 2008; Чугаев и др., 2017). Было показано, что почти на всем протяжении рифея осадочные последовательности Учуро-Майского района и Енисейского кряжа формировались за счет обломочного материала с модельными возрастами $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.5-2.1$ млрд лет, что указывает на размыв раннедокембрийской континентальной коры. Однако на границе среднего и позднего рифея (около 1 млрд лет назад) с палеоводосборов в области осадконакопления стали поступать продукты размыва пород новообразованной коры (ювенильный материал), что привело к росту $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ до 1.7 млрд лет (Подковыров и др., 2007; Ножкин и др., 2008). Причиной этого стало вовлечение в размыв эндогенных пород, эксгумированных в результате глобальной гренильской

орогении (Семихатов и др., 2002). Вариации $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ в тонкозернистых обломочных отложениях венда Байкало-Патомского района Сибири также маркируют смену в режиме осадконакопления с условий пассивной континентальной окраины на форландовый/предгорный бассейн (Чугаев и др., 2017). Помимо сноса древнего материала ($t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.0-2.3$ млрд лет) с Сибирского кратона, в конце венда в палеобассейн стали поступать продукты размыва пород ювенильной неопротерозойской коры, что привело к снижению $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ до 1.6 млрд лет. Похожее омоложение Nd-модельного возраста от 2.3–2.0 до 1.6–1.7 млрд лет отмечается в глинистых породах на границе венд–кембрий в Балтийской моноклинали Восточно-Европейской платформы (Горохов и др., 2007; Подковыров и др., 2017). Эта смена отражает поступление молодого вулканического материала в связи активизацией вулканизма на юго-западе и северо-востоке платформы в конце венда и в раннем кембрии.

Стратотипический разрез рифея и ашинская серия венда Южного Урала сейчас имеют ограниченное количество данных (по одному определению не для каждой из входящих в их состав свит) по Sm–Nd систематике тонкозернистых обломочных пород (Маслов и др., 2003, 2004а, 2004б, 2020б). Малое количество данных пока не позволило найти отражение крупных тектонических и магматических событий в докембрийской летописи Южного Урала. Это затрудняет понимание общих особенностей формирования осадочных последовательностей. Настоящая работа в определенной мере восполняет данный пробел

Наряду с Sm–Nd изотопной систематикой, для реконструкции состава пород – источников сноса широко используются данные о распределении в тонкозернистых обломочных породах (аргиллитах, глинистых сланцах, мелкозернистых глинистых алевролитах) редких и рассеянных элементов, в том числе РЗЭ. Считается, что литогеохимические характеристики глинистых пород отражают состав существенно больших по площади водосборов, чем аналогичные параметры песчаных пород (Taylor, McLennan, 1985 и ссылки в этой работе). Эти подходы предполагают анализ присущих тонкозернистым обломочным породам индикаторных отношений La, Th, Co, Sc, Cr, Ni, V, Zr и ряда других элементов (Маслов и др., 2020б и ссылки в этой работе). Считается, что эти параметры, приобретенные на стадии седиментации, существенно не меняются в процессах литогенеза и метаморфизма (Taylor, McLennan, 1985; McLennan, 1989; Condie, Wronkiewicz, 1990; Condie, 1993; Cullers, 1995, 2002 и др.). При этом в кислых магматических породах значения Th/Sc, La/Sc, La/Co, Th/Cr и V/Ni на один-два порядка выше, чем в основных (McLennan et al., 1993; Rollinson, 1994; Интерпретация..., 2001; Geochemistry..., 2003

и др.). Последние, напротив, характеризуются заметно более высокими значениями Cr/Zr , Cr/V и ряда других индикаторных отношений. Магматическим породам основного состава свойственны также более низкие содержания легких лантаноидов, по сравнению с тяжелыми ($\text{LP3Э/TP3Э} < 4-5$), и отсутствие отчетливо выраженной отрицательной Eu-аномалии ($\text{Eu/Eu}^* > 0.85$). Для кислых магматических пород характерны величины $\text{LP3Э/TP3Э} > 8$ и $\text{Eu/Eu}^* < 0.85$ (Taylor, McLennan, 1985, 1995; McLennan, Taylor, 1991 и др.). По данным (Condie, 1993), значения $(\text{La/Yb})_N$ для основных магматических пород разного возраста варьируют от 2.00 до 2.80, для андезитов они составляют 5.20–7.60, для гранитоидов 8.30–15.20. Эти значения рассчитаны с использованием данных о содержании P3Э в хондрите (Taylor, McLennan, 1985).

Существенную помощь в реконструкции возраста и состава пород питающих провинций оказывает также информация об U–Th–Pb изотопном возрасте и геохимических характеристиках обломочных цирконов. Методически надежные данные такого плана в настоящее время получены для многих литостратиграфических подразделений нижнего и верхнего рифея, а также для ашинской серии венда Южного Урала (Кузнецов и др., 2012, 2013, 2017, 2019; Kuznetsov et al., 2014; Романюк и др., 2013, 2017, 2018; Маслов и др., 2018в).

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКОГО РАЗРЕЗА ЮЖНОГО УРАЛА

Разрез верхнего докембрия Южного Урала представлен интра- и перикратонными терригенными и карбонатно-терригенными осадочными последовательностями, на некоторых уровнях среди них встречаются и вулканиты (Маслов и др., 2001, 2002). Он объединяет четыре крупные седиментационные серии: бурзянскую, юрматинскую, каратаускую и ашинскую (рис. 1), первые три из которых являются типовыми подразделениями нижнего, среднего и верхнего рифея (Стратотип..., 1983; Семихатов и др., 1991, 2009, 2015 и др.). Характеристика этих серий приведена в работах (Беккер, 1968; Козлов, 1982; Маслов, 1988, 2014; Маслов и др., 2001, 2002; Геология..., 1988; Нижний..., 1989; Подковыров и др., 1998 и др.).

Бурзянская серия залегает несогласно на метаморфических породах архея–раннего протерозоя и объединяет на северо-востоке Башкирского мегантиклинория (Тараташский антиклинорий) айскую, саткинскую и бакальскую свиты (рис. 2). Айская свита представлена преимущественно терригенными породами. В нижней ее части известны вулканиты с возрастом цирконов 1752 ± 11 млн лет (Краснобаев и др., 2013а). Саткинская свита сложена в основном доломитами, а маломощная пачка известняков, присутствующая в ее кровле, имеет возраст 1550 ± 30 млн (Кузнецов и др., 2008). Бакальская свита представлена в нижней части низ-

коуглеродистыми глинистыми сланцами, а в верхней – несколькими алюмосиликокластическими и карбонатными пачками. Возраст раннего диагенеза известняков этой свиты равен 1430 ± 30 млн лет (Кузнецов и др., 2003).

На отложениях бурзянской серии с перерывом (длительность ~40–50 млн лет) и угловым несогласием залегают терригенные и терригенно-карбонатные образования среднерифейской юрматинской серии, объединяющей машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую свиты. Машакская свита представлена в основном терригенными породами, чередующимися с метабазальтами и метариолитами. Она развита в центральной части Башкирского мегантиклинория. На северо-востоке последнего (Тараташский антиклинорий) породы нижнего рифея с разрывом перекрыты песчаниками зигальгинской свиты. Для цирконов из метариолитов машакской свиты получены U–Th–Pb возрасты 1383 ± 3 , 1386 ± 5 и 1386 ± 6 млн лет (Краснобаев и др., 2013б; Семихатов и др., 2015). Начальные этапы “машакского магматического события” датированы в 1409 ± 89 млн лет (Sm–Nd метод; Ковалев и др., 2019). Зигальгинская свита сложена преимущественно кварцевыми песчаниками. Зигазино-комаровская свита состоит из пакетов и пачек переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Pb–Pb изотопный возраст раннедиагенетических фосфоритовых конкреций из основания зигазино-комаровской свиты составляет 1330 ± 20 млн лет (Овчинникова и др., 2013). Авзянская свита включает несколько карбонатных и алюмосиликокластических толщ. На основании C-хемостратиграфических данных (Bartley et al., 2007) считается, что формирование отложений этого уровня стратотипа происходило не позже ~1270 млн лет назад.

Верхнерифейская каратауская серия объединяет зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую, укскую и криволукскую свиты. Зильмердакская свита включает аркозовые песчаники (бирьянская подсвита), пачки переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (нугушская и бедерышинская подсвиты), а также толщу кварцевых песчаников (лемезинская подсвита). U–Th–Pb изотопный возраст самого молодого зерна обломочного циркона из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты составляет 964 ± 57 млн лет (Маслов и др., 2018в). Таким образом, между средне- и верхнерифейскими отложениями на Южном Урале существует, по-видимому, перерыв длительностью около 250 млн лет. Катавская свита сложена преимущественно глинистыми известняками и мергелями. Инзерская свита представлена пачками переслаивания глауконито-кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В ряде разрезов в ее основании присутствует толща сероцветных известняков (подинзерские слои). Rb–Sr изотопный возраст раннедиагенетического иллита из глинистых сланцев инзерской свиты

составляет 805–835 млн лет (Горохов и др., 2019). Время раннего диагенеза в известняках подинзерских слоев определено как 836 ± 25 млн лет (Овчинникова и др., 1998). Миньярская свита сложена преимущественно доломитами, Pb–Pb изотопный возраст которых равен 780 ± 85 млн лет (Овчинникова и др., 2000). В основании свиты, по данным М.Е. Раабен (1975), присутствует небольшой перерыв; длительность его составляла, вероятно, первые миллионы лет. Укская свита в нижней части представлена терригенными и карбонатными породами, а в верхней – известняками. Al-разности глауконита из нижней подсвиты укской свиты имеют возраст 660–690 млн лет (Зайцева и др., 2008). В основании свиты установлен перерыв, длительность которого оценивалась до 80–100 млн лет, но, возможно, не превышает 20–30 млн лет, что следует из недавних Sr-хемостратиграфических (Кузнецов и др., 2018) и седиментологических данных для карбонатов укской свиты (Маслов и др., 2019). Криволукская свита включает песчаники, филлитовидные сланцы и алевролиты с прослоями известняков. Она с перерывом и угловым несогласием перекрывается ашинской серией венда (Чумаков, 1978; Стратотип..., 1983 и др.). Криволукская свита развита в восточной зоне Башкирского мегантиклинория, тогда как стратотипическими для рифея являются отложения западной и центральной зон названной структуры (Стратотип..., 1983).

На западном крыле Башкирского мегантиклинория (бассейн р. Зилим в районе д. Толпарово) на глинистых известняках катавской свиты залегают конгломераты, а выше – терригенные породы толпаровской и суировской свит ашинской серии, выполняющие глубокую врезанную долину в отложениях каратауской серии (Келлер и др., 1984). Аналогами этих образований в других районах западного крыла мегантиклинория считаются терригенные отложения бакеевской свиты. Rb–Sr возраст глауконитов из песчаников бакеевской сви-

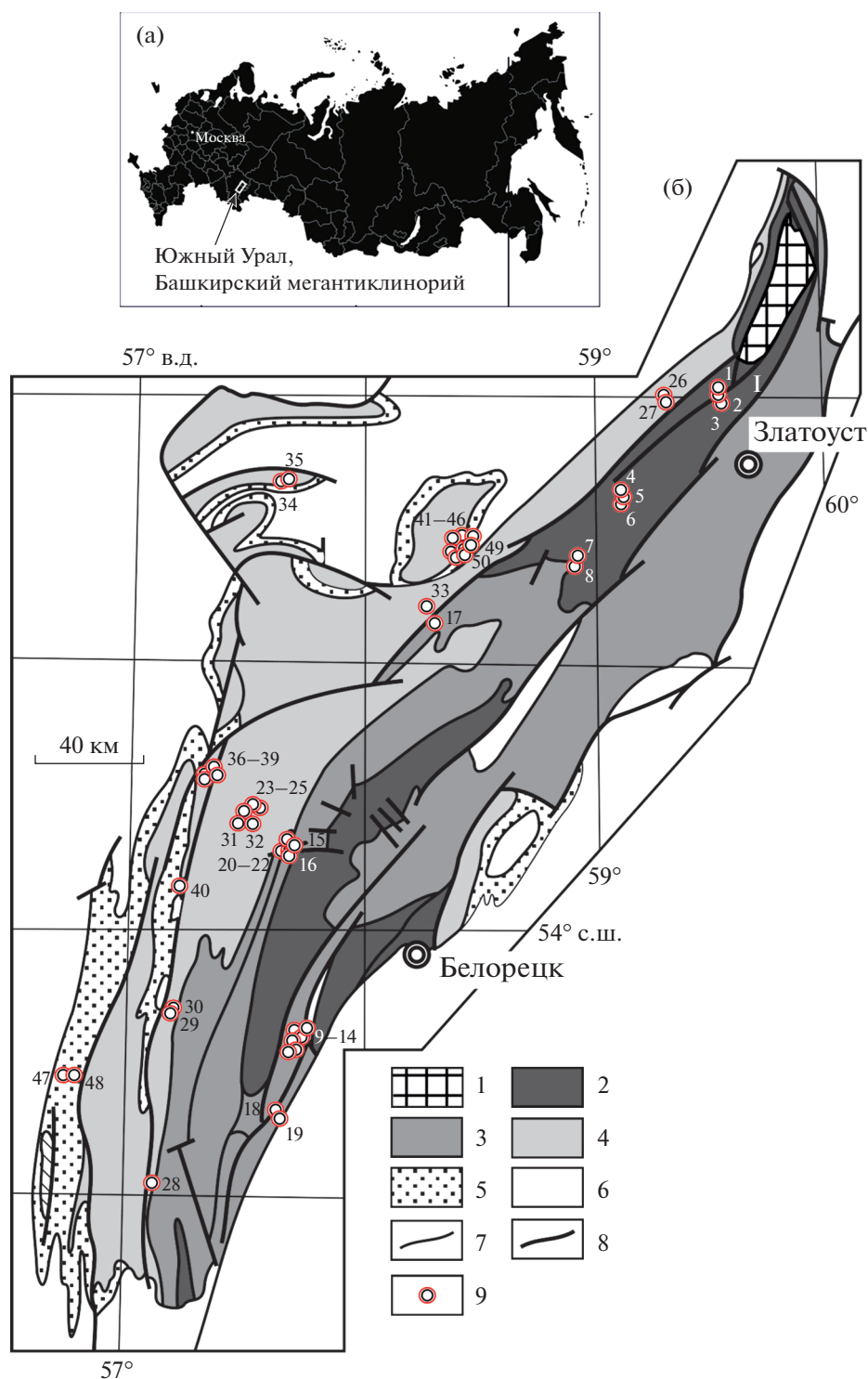
ты оценивается в 638 ± 13 (Kuznetsov et al., 2017) или 642 ± 9 млн лет (Зайцева и др., 2019). К более высоким уровням ашинской серии принадлежат урюкская, басинская, куккараукская и зиганская свиты. Между бакеевской и урюкской свитами, возможно, также присутствует перерыв длительностью до 80–100 млн лет (Гражданкин, Маслов, 2015), но в свете новых (см. далее) данных о возрасте цирконов из вулканических туфов в отложениях басинской свиты эти цифры могут быть несколько завышенными. Урюкская свита сложена аркозовыми и субаркозовыми песчаниками и алевролитами. Басинская и зиганская свиты представлены субграувакковыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а разделяющая их куккараукская свита состоит в нижней части в основном из песчаников, а в верхней – из конгломератов. По данным (Разумовский и др., 2020), U–Th–Pb возраст цирконов из вулканических туфов басинской свиты равен 573 ± 2 млн лет. U–Pb изотопный возраст циркона из вулканических туфов, присутствующих среди отложений зиганской свиты, составляет 548 ± 4 млн лет (Levashova et al., 2013).

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ

В раннем и среднем рифее в пределах современного Башкирского мегантиклинория и прилежащих к нему с запада районов Восточно-Европейской платформы существовали, по всей видимости, относительно небольшие эпикратонные/надрифтовые бассейны (Иванов и др., 1982, 1988; Формирование..., 1986 и др.), а для позднего рифея может быть реконструирован латеральный ряд формаций, напоминающий в определенной степени последовательность отложений пассивной континентальной окраины (Маслов и др., 2002, 2010; Пучков, 2005, 2008; Bogdanova et al., 2008; Чамов, 2016). В позднем венде в результате тиманского ороге-

Рис. 1. Обзорная карта (а) и схематическая геологическая карта Башкирского мегантиклинория (б), по (Маслов, Крупнин, 1991) с изменениями, с положением мест отбора образцов на исследование изотопного состава Sm и Nd.

1 – архей–нижний протерозой; 2 – нижний рифей; 3 – средний рифей; 4 – верхний рифей; 5 – венд; 6 – палеозой; 7 – геологические границы; 8 – разрывные нарушения; 9 – места отбора образцов глинистых пород на исследование изотопного состава Sm и Nd (1–3 – разрезы айской свиты по р. Ай выше г. Кусы; 4–6 – разрезы саткинской свиты в окрестностях г. Сатка; 7, 8 – разрезы бакальской свиты в окрестностях г. Бакала; 9–14 – обнажения машакской свиты на хр. Бол. Шатак к северу от пос. Верх. Авзян; 15, 16 – обнажения зигазино-комаровской свиты в районе хут. Катаскин; 20–22 – обнажения авзянской свиты там же; 23–25 – разрез бирьянской подсвиты зильмердакской свиты на восточном склоне хр. Зильмердак западнее пос. Инзер; 26, 27 – разрез нугушской подсвиты зильмердакской свиты на правом берегу пруда в д. Пороги; 28 – разрез нугушской подсвиты зильмердакской свиты по р. Бол. Нугуш в окрестностях урочища Бикташево; 29 – разрез бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты в окрестностях д. Бакеево; 30, 31 – разрез бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты по руч. Салдыс в окрестностях пос. Инзер; 32 – разрез инзерской свиты по р. Бол. Инзер выше пос. Инзер; 33 – разрез инзерской свиты на северной окраине г. Катав-Ивановск; 34, 35 – разрез миньярской свиты в щебеночном карьере на ж.д. ст. Бьянка; 36–39 – разрез нижней подсвиты укской свиты в окрестностях д. Кулмас; 40 – разрез толпаровской свиты по правому берегу р. Зилим несколько ниже д. Толпарово; 41–43 – разрез бакеевской свиты на восточной окраине г. Усть-Катав; 44–46 – разрез басинской свиты на северной окраине г. Усть-Катав; 47, 48 – разрез зиганской свиты по правому борту руч. Куккараук ниже одноименного водопада; 49, 50 – разрез зиганской свиты на северной окраине г. Усть-Катав). Более подробную информацию о строении этих разрезов можно найти в (Маслов и др., 2001). Обзорная схема России заимствована с сайта <https://sklyarov.studio/projects/vector-map-russia>. I – Тараташский антиклинорий.



неза в пределах западного склона Южного Урала и севернее формировались краевой и межгорные прогибы; для западного склона Среднего Урала в конце позднего рифея—раннем венде в связи с разворотом Балтики предполагается существование обстановок косой коллизии/скольжения плит (Петров, 2014). Накопление осадочных последова-

тельностью айской (основание нижнего рифея) и машакской (основание среднего рифея) свит происходило на фоне разномасштабных плюмовых событий (Пучков, 2013, 2018 и др.). Считается, что в позднем венде источник терригенного материала для отложений басинско-зиганского интервала ашинской серии находился (в современных коор-

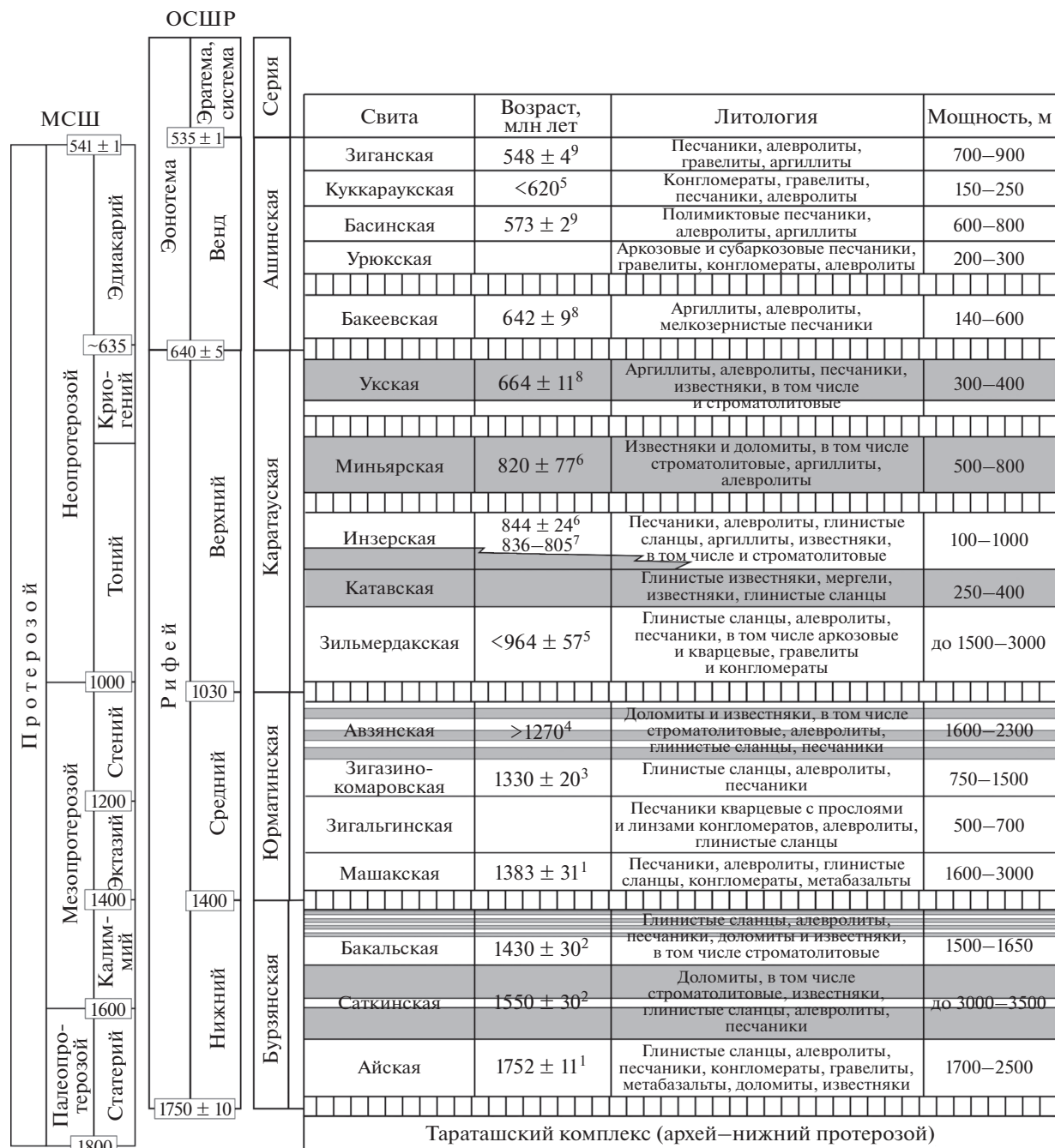


Рис. 2. Сводный разрез верхнего докембрия Южного Урала по (Стратотип..., 1983; Маслов и др., 2001, 2002; Маслов, 2014; Кузнецов и др., 2003, 2008; Семихатов и др., 2015; Зайцева и др., 2019; Горохов и др., 2019; Разумовский и др., 2020 и ссылки в этих работах). Серый фон – интервалы развития карбонатных пород, вертикальная штриховка – перерывы без указания длительности. ¹ – U–Th–Pb (SIMS) датировки цирконов магматических пород; ² – Pb–Pb возраст карбонатных пород; ³ – Pb–Pb возраст диагенетических фосфатных конкреций; ⁴ – оценочные данные Sr-хемостратиграфии; ⁵ – минимальный U–Th–Pb возраст обломочных цирконов; ⁶ – Pb–Pb возраст известняков и доломитов; ⁷ – Rb–Sr возраст 1M иллита; ⁸ – Rb–Sr возраст глауконита; ⁹ – U–Th–Pb возраст цирконов из вулканических пеплов. МСШ – Международная стратиграфическая шкала (версия v2020/03, www.stratigraphy.org). ОСШР – Общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала России (по состоянию на 2019 г., http://www.vsegei.com/ru/info/stratigraphy/stratigraphic_scale/); возраст нижних границ венда, среднего и нижнего рифея показан в соответствии с представлениями (Краснобаев и др., 2013а, 2013б; Семихатов и др., 2015).

динатах) на востоке (Беккер, 1968; Кузнецов и др., 2012; Маслов и др., 2016 и др.), тогда как в рифее основная масса кластики поступала с Во-

сточно-Европейской платформы (Акимов, 1967; Карта..., 1983; Маслов, 1988; Кузнецов и др., 2013, Романюк и др., 2013, 2014 и др.).

По представлениям, изложенным в работах (Маслов, 2019, 2020а), геохимические характеристики тонкозернистых обломочных/глинистых пород рифея западного склона Южного Урала и “открывающегося” в сторону него Камско-Бельского авлакогена указывают на формирование этих пород под влиянием либо крупных речных систем (реки категории 1, по классификации (Bayon et al., 2015)), на водосборных территориях которых присутствовали разные, в том числе и осадочные, породные ассоциации, либо рек категории 2, дренировавших водосборы, сложенные преимущественно осадочными образованиями. Продукты размыва “магматических/метаморфических” террейнов и вулканических провинций играют в их составе достаточно подчиненную роль. Собственно, уже верхняя часть начинающей стратотипической разрез рифея айской свиты сложена тонкой алюмосиликокластикой, поступавшей в область седиментации как взвесь рек, питавшихся продуктами размыва преимущественно осадочных или метаосадочных образований (реки категории 2) (Маслов, 2020б). Это дает основание считать, что располагавшиеся в рифее к западу от стратотипической местности водосборы охватывали весьма существенные по площади территории.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ

Общая характеристика состава глинистых пород, а также особенности изменения снизу вверх по разрезу верхнего докембрия Южного Урала ряда параметров нормированных на хондрит спектров распределения РЗЭ (табл. 1) рассмотрены ниже по данным ~280 валовых химических анализов (ДМ_табл. 1, ДМ_табл. 2)² тонкозернистых обломочных пород, выполненных в лабораториях ПГО “Башкиргеология” и Института геологии УНЦ РАН (г. Уфа), а также Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург) методами мокрой химии, рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS).

Для исследования Sm–Nd систематики глинистых пород были использованы 50 образцов, представляющих большинство основных литостратиграфических единиц разреза. Изучение Sm–Nd системы в образцах проведено в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) методом изотопного разбавления. К навеске (100 мг) растертого образца добавляли раствор индикатора ^{149}Sm – ^{150}Nd . Образец разлагали в тefлоновых бюксах Saville в два этапа: вначале в смеси концентрированных кислот ($\text{HCl} + \text{HNO}_3 + \text{HF}$) при температуре 110–120°C двое суток, а затем в смеси $\text{HCl} + \text{HNO}_3$ при той же температуре сутки. После разложения пробу переводили в хлоридную форму.

Выделение суммы РЗЭ проводили ионообменным способом на катионите Dowex AG50W×8 (200–400 меш) в 5N HCl в качестве элюента (Кузнецов и др., 2005). Выделение Nd из суммы редкоземельных элементов проводили на смоле Ln Resin (EiChrom) в 0.3N растворе соляной кислоты, выделение Sm – на той же смоле в 0.7N растворе соляной кислоты (Горохов и др., 2007).

Изотопный состав Sm и Nd измерен на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме на ренийевых лентах. Среднее значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изотопном стандарте jNd-1 в период работы равно 0.512098 ± 0.000008 (2σ , $n = 6$). Лабораторное загрязнение, по данным холостых опытов, составляло 0.05 нг для Sm и 0.2 нг для Nd. Точность определения отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составила $\pm 0.5\%$, а отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ рассчитаны на основании значений для CHUR: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ (Jacobsen, Wasserburg, 1984) и DM: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$. Результаты изучения Sm–Nd систематики глинистых пород и расчета $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ с учетом условного возраста для каждой свиты представлены в табл. 2.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Общие геохимические особенности глинистых пород

На диаграмме K/Al–Mg/Al (Turgeon, Brumsack, 2006) фигуративные точки состава глинистых пород нижнего и среднего рифея (бурзянской и юрматинской серий) в основном концентрируются у референтных точек иллита и среднего постархейского австралийского глинистого сланца (PAAS; Taylor, McLennan, 1985) (рис. 3а). Точки глинистых пород каратауской серии верхнего рифея сдвинуты от точки иллита в сторону больших значений K/Al, а точки тонкозернистых алюмосиликокластических пород басинской и зиганской свит венда смещены в область хлоритов с повышенным отношением Mg/Al.

На диаграмме Zr/Sc–Th/Sc (McLennan et al., 1993) практически все фигуративные точки тонкозернистых обломочных пород верхнего докембрия Южного Урала локализованы в области тренда, определяемого составом пород в областях размыва, и удалены от тренда рециклинга (рис. 3б). Это позволяет считать, что их литогеохимические особенности корректно характеризуют состав пород в областях размыва.

Положение точек глинистых пород рифея и венда Южного Урала на диаграмме Sc–Th/Sc (Taylor, McLennan, 1985) (рис. 3в) показывает, что в целом состав и соотношение пород питающих провинций на протяжении всего позднего докембрия не претерпели, по всей видимости, каких-либо существенных изменений. Для раннего рифея наблюдается смена с течением времени кислых

² ДМ – дополнительные материалы.

Таблица 1. Параметры нормированных на хондрит спектров лантаноидов в глинистых породах верхнего докембрия Южного Урала

Свита, подсвита	$(La/Yb)_N$	Eu/Eu^*	n
Айская	$\frac{9.9 \pm 4.2}{2.8-22.6}$	$\frac{0.70 \pm 0.09}{0.59-0.99}$	27
Саткинская	$\frac{13.1 \pm 4.4}{4.3-24.0}$	$\frac{0.66 \pm 0.07}{0.52-0.75}$	26
Бакальская	$\frac{15.1 \pm 4.1}{6.8-21.1}$	$\frac{0.74 \pm 0.06}{0.63-0.85}$	28
Машакская	$\frac{9.0 \pm 4.9}{2.0-20.7}$	$\frac{0.71 \pm 0.09}{0.61-0.93}$	17
Зигазино-комаровская	$\frac{8.4 \pm 4.9}{4.0-24.3}$	$\frac{0.74 \pm 0.11}{0.47-0.94}$	20
Авзянская	$\frac{8.4 \pm 3.9}{2.9-15.2}$	$\frac{0.71 \pm 0.06}{0.58-0.83}$	28
Бирьянская	$\frac{6.5 \pm 2.2}{2.0-11.0}$	$\frac{0.62 \pm 0.06}{0.48-0.72}$	18
Нугушская	$\frac{7.8 \pm 1.9}{4.8-10.5}$	$\frac{0.64 \pm 0.05}{0.57-0.72}$	11
Бедерышинская	$\frac{7.9 \pm 1.5}{4.9-11.3}$	$\frac{0.66 \pm 0.04}{0.58-0.74}$	45
Инзерская	$\frac{6.2 \pm 2.4}{3.1-10.2}$	$\frac{0.58 \pm 0.03}{0.50-0.62}$	28
Миньярская	$\frac{5.7 \pm 1.3}{3.1-7.6}$	$\frac{0.61 \pm 0.08}{0.49-0.74}$	9
Укская	$\frac{8.5 \pm 1.0}{6.3-9.5}$	$\frac{0.60 \pm 0.05}{0.51-0.65}$	8
Бакеевская	$\frac{13.1 \pm 1.3}{11.1-14.2}$	$\frac{0.72 \pm 0.02}{0.70-0.75}$	4
Басинская	$\frac{7.7 \pm 1.2}{4.8-9.8}$	$\frac{0.68 \pm 0.02}{0.64-0.73}$	21
Зиганская	$\frac{7.4 \pm 2.5}{3.6-14.1}$	$\frac{0.68 \pm 0.05}{0.56-0.77}$	25

Примечание. В числителе — среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе — минимальное и максимальное значение. n — количество проанализированных образцов.

субстратов более основными. Для среднего рифея четкие тенденции изменения состава питающих провинций не выражены. Несколько более зрелыми на указанном графике выглядят области размыва позднего рифея. В целом этот график показывает, что глинистые породы верхнего рифея имеют повышенное отношение Th/Sc , что отражает увеличение в области размыва доли геохимически зрелых субстратов. Это вполне естественно, учитывая начало размыва преимущественно ме-

зопротерозойских гранитов, образованных при формировании гренвилльских орогенов. В то же время указанные граниты имели в своем составе большую долю ювенильной компоненты, что хорошо согласуется с глобальной геодинамической обстановкой (Семихатов и др., 2002). Распределение фигуративных точек глинистых пород басинской и зиганской свит венда принципиально не отличается от такового для тонкозернистых обломочных образований рифея.

Таблица 2. Результаты Sm—Nd изотопно-геохимических исследований глинистых пород верхнего докембрия Южного Урала

Номер п/п#	Свита, подсвита	Образец	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma_{\text{изм.}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млрд лет
1	Айская	816-10-2	1700	6.0	31.7	0.1149	0.511411 ± 5	−6.1	2.7
2		817-4-7	1700	4.3	23.5	0.1119	0.511429 ± 4	−5.1	2.6
3		817-4-2	1700	5.3	31.6	0.1011	0.511169 ± 4	−7.8	2.7
4	Саткинская	830/58	1550	5.2	29.4	0.1067	0.511363 ± 6	−7.0	2.5
5		831/2	1550	7.6	45.6	0.1011	0.511264 ± 5	−7.8	2.5
6		831/4	1550	5.6	33.0	0.1033	0.511253 ± 6	−8.5	2.6
7	Бакальская	824-2-19	1440	7.7	42.4	0.1099	0.511292 ± 5	−10.3	2.7
8		824-2-25	1440	6.8	44.4	0.0927	0.511173 ± 6	−9.4	2.5
9	Машакская	1/213	1380	13.9	93.4	0.0896	0.511350 ± 5	−6.2	2.2
10		40/26	1380	7.2	41.0	0.1063	0.511406 ± 5	−8.1	2.5
11		40/269	1380	3.5	19.7	0.1064	0.511415 ± 7	−7.9	2.5
12		758-5	1380	5.4	26.6	0.1223	0.511548 ± 6	−8.1	2.7
13		758-13	1380	5.7	26.2	0.1322	0.511630 ± 5	−8.3	2.8
14		758-33	1380	9.0	49.9	0.1087	0.511485 ± 5	−7.0	2.4
15	Зигазино-комаровская	233-1-4	1320	9.2	42.3	0.1318	0.511710 ± 6	−7.1	2.7
16		233-9-4	1320	10.1	46.8	0.1303	0.511670 ± 5	−7.7	2.7
17	Авзянская	752-13-4	1250	6.7	37.1	0.1093	0.511419 ± 5	−9.8	2.5
18		840/5	1250	7.9	48.8	0.0982	0.511329 ± 5	−9.8	2.4
19		841/5	1260	3.9	24.2	0.0981	0.511309 ± 6	−10.0	2.4
20		35-10-3	1270	8.5	54.7	0.0935	0.511218 ± 5	−10.9	2.4
21		35-16-9	1270	5.7	32.4	0.1067	0.511259 ± 6	−12.3	2.7
22		35-16-19	1270	8.7	51.3	0.1028	0.511381 ± 5	−9.3	2.4
23	Бирьянская	m09-10-4	950	7.8	41.4	0.1143	0.511741 ± 5	−7.5	2.2
24		m09-10-11	950	24.3	140.5	0.1048	0.511749 ± 4	−6.2	2.0
25		m09-10-21	950	12.6	56.7	0.1343	0.511948 ± 5	−5.9	2.3
26	Нугушская	15-э-37	930	6.0	30.2	0.1192	0.511668 ± 5	−9.7	2.4
27		15-э-39	930	6.2	30.3	0.1243	0.511711 ± 5	−9.5	2.4
28		738-1-4	930	14.8	85.4	0.1048	0.511518 ± 5	−10.9	2.3
29	Бедерышинская	1802-7-1	920	6.5	34.8	0.1128	0.511722 ± 5	−8.0	2.2
30		761-1-1	920	6.8	39.7	0.1034	0.511417 ± 5	−12.9	2.4
31		762-1-3	920	5.9	30.3	0.1180	0.511610 ± 6	−10.8	2.4
32	Инзерская	722-1-6	840	7.2	42.2	0.1035	0.511595 ± 6	−10.3	2.1
33		2586-13-2	840	8.6	44.7	0.1163	0.511687 ± 5	−9.9	2.3
34	Миньярская	795-23-3	820	4.9	27.4	0.1079	0.511616 ± 5	−10.6	2.2
35		ГС02-9-1	820	4.8	26.1	0.1104	0.511715 ± 5	−9.0	2.1
36	Укская	757-7-3	730	6.2	33.3	0.1127	0.511809 ± 5	−8.3	2.0
37		757-11-11	730	2.3	11.8	0.1184	0.511847 ± 7	−8.1	2.1
38		13-08-2	730	4.5	22.5	0.1207	0.511801 ± 6	−9.3	2.2
39		13-08-4	730	5.8	29.8	0.1182	0.511763 ± 5	−9.8	2.2
40	Толпаровская	TV-10	640	14.0	83.7	0.1013	0.511729 ± 5	−9.9	1.9
41	Бакеевская	m08-25-1	640	6.5	38.2	0.1028	0.511499 ± 5	−14.6	2.3
42		m08-25-2	640	8.8	46.2	0.1150	0.511568 ± 5	−14.2	2.4
43		m08-25-3	640	9.4	49.4	0.1153	0.511548 ± 5	−14.6	2.5

Таблица 2. Окончание

Номер п/п#	Свита, подсвита	Образец	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma_{\text{изм.}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млрд лет
44	Басинская	m08-33-1	550	6.6	33.6	0.1180	0.511974 ± 5	–7.4	1.9
45		m08-33-7	550	8.7	43.5	0.1213	0.511939 ± 5	–8.3	2.0
46		m08-34-4	550	5.9	28.9	0.1224	0.512018 ± 6	–6.9	1.9
47	Зиганская	ГС02-6-2	545	5.7	28.2	0.1229	0.511979 ± 6	–7.7	2.0
48		ГС02-10-2	545	9.14	43.4	0.1273	0.511990 ± 5	–7.8	2.0
49		m09-08-2	545	8.97	46.8	0.1158	0.511999 ± 5	–6.8	1.8
50		m09-08-20	545	6.0	29.2	0.1242	0.512028 ± 5	–6.9	1.9

Примечание. # – номера в этом столбце соответствуют номерам мест отбора образцов, показанным на рис. 1.

Все сказанное выше можно видеть и на диаграмме Cr/Th–Th/Sc (Condie, Wronkiewicz, 1990) в версии, предложенной в публикации (Bracciali et al., 2007) (рис. 3г). Положение точек состава глинистых пород нижнего и верхнего рифея, а также венда на ней дает основание считать, что в указанные интервалы времени доля основных магматических пород в составе областей питания составляла от 10 до 30%. В среднем рифее их доля поднималась, возможно, до 50–60%. Распределение точек состава глинистых пород венда на этом графике принципиально не отличается от такового для тонкозернистых обломочных пород рифея.

Глинистые породы айской свиты нижнего рифея характеризуются средней величиной $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 9.9 ± 4.2 , значение $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{среднее}}$ для них равно 0.70 ± 0.09 (табл. 1). Для тонкозернистых обломочных пород саткинской свиты оба параметра несколько выше (соответственно 13.1 ± 4.4 и 0.66 ± 0.07). Глинистые сланцы бакальской свиты нижнего рифея имеют максимальную среднюю величину $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ (15.0 ± 4.1), в то время как значение $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{среднее}}$ для них несколько меньше (0.76 ± 0.12), чем для глинистых сланцев саткинской свиты.

Мелкозернистые алевриты и глинистые сланцы машакского уровня среднего рифея характеризуются средними значениями $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 9.1 ± 4.9 и Eu/Eu^* 0.71 ± 0.09 . Тонкозернистые обломочные породы зигазино-комаровской и авзянской свит обладают весьма близкими величинами $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}_{\text{среднее}}$ (8.4 ± 4.9 и 8.4 ± 4.0 соответственно) и $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{среднее}}$ (0.74 ± 0.11 и 0.71 ± 0.07 соответственно). Заметно более низкие по сравнению с глинистыми породами нижнего рифея значения $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}_{\text{среднее}}$ в них хорошо согласуются с предположением о более высокой доле в их составе продуктов размыла основных пород, сделанном на основе анализа распределения фигуративных точек на диаграммах Sc–Th/Sc и Cr/Th–Th/Sc.

Глинистые породы верхнего рифея обладают средними величинами $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$, варьирующими от 5.7 ± 1.3 (миньярская свита) до 8.5 ± 4.5 (бедерышинская подсвита зильмердаской свиты). В то же время, несмотря на достаточно невысокие средние значения $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$, более присущие породам с примесью продуктов эрозии основных магматических образований, средние величины Eu-аномалии в глинистых породах верхнего рифея (от 0.67 ± 0.07 в глинистых сланцах бедерышинской подсвиты до 0.58 ± 0.03 в аргиллитах инзерского уровня) более типичны для осадочных пород с преобладанием кислой алюмосиликокластики.

Глинистые породы бакеевской свиты венда характеризуются средней величиной $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 13.1 ± 1.3 , тогда как для пород басинской и зиганской свит этот параметр почти в два раза меньше (7.7 ± 1.2 и 7.4 ± 2.5 соответственно). Средние значения отрицательной Eu-аномалии для тонкозернистых обломочных образований всех названных свит достаточно близки (0.72 ± 0.02 , 0.68 ± 0.02 и 0.68 ± 0.05 соответственно).

Тонкозернистые обломочные породы нижнего рифея в целом обладают значениями $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ в интервале от 2.7 до 2.5 млрд лет. Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ для них составляют от –10.3 до –5.1. Величины $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ для глинистых пород машакской свиты среднего рифея находятся в интервале 2.8–2.2 млрд лет. Величина $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, рассчитанная на 1380 млн лет, варьирует в них от –8.3 до –6.2. Два образца глинистых сланцев зигазино-комаровской свиты среднего рифея характеризуются одинаковыми значениями $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ 2.7 млрд лет, тогда как величины $\epsilon_{\text{Nd}}(1320)$ составляют для одного –7.7, а для другого –7.1. Глинистые породы трех разных подсвит авзянской свиты среднего рифея обладают значениями $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ в интервале 2.7–2.4 млрд лет; величины $\epsilon_{\text{Nd}}(1270–1250)$ для них изменяются от –12.3 до –9.3.

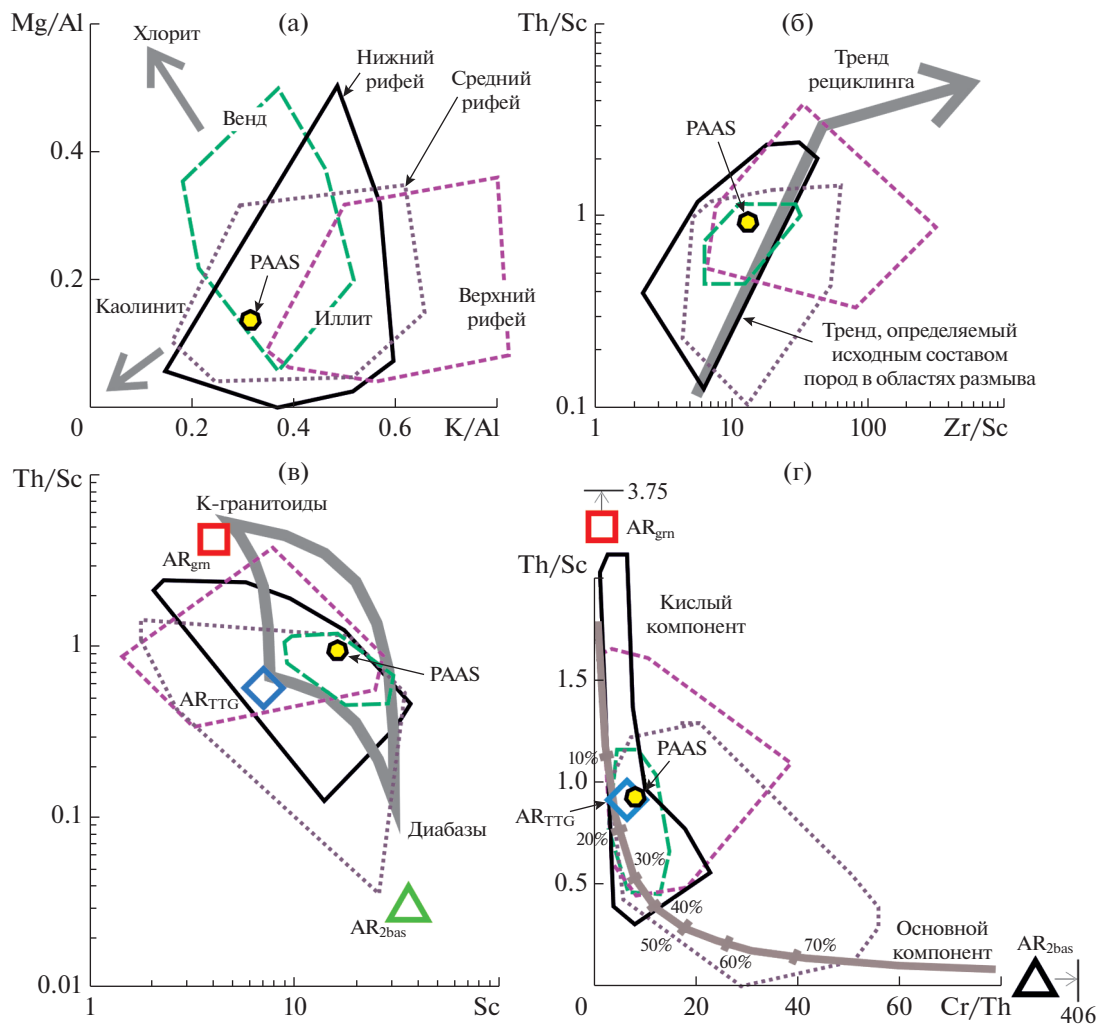


Рис. 3. Поля состава глинистых пород рифея и венда западного склона Южного Урала на диаграммах $K/Al-Mg/Al$ (а), $Zr/Sc-Th/Sc$ (б), $Sc-Th/Sc$ (в) и $Cr/Th-Th/Sc$ (г). Средние точки составов по (Condie, 1993): AR_{2bas} – позднерифейские базальты, AR_{TTG} – архейские тоналит-трондьмит-гранитовые ассоциации, AR_{gm} – архейские гранитоиды. Средняя точка PAAS по (Taylor, McLennan, 1985).

Пределы вариаций $t_{Nd}(DM)$ и $\epsilon_{Nd}(t)$ для глинистых пород зильмердакской свиты верхнего рифея составляют соответственно 2.4–2.0 млрд лет и –12.9...–5.9. Глинистые породы инзерской и миньярской свит обладают примерно такими же величинами указанных параметров (соответственно 2.3–2.1 и 2.2–2.1 млрд лет, –10.3...–9.9 и –10.6...–9.0). Nd -модельный возраст аргиллитов укской свиты, завершающей разрез каратауской серии верхнего рифея, варьирует в пределах 2.2–2.0 млрд лет, а значения $\epsilon_{Nd}(730)$ изменяются от –9.8 до –8.1.

Для аргиллитов толпаровской свиты венда, отобранных в разрезе по правому берегу р. Зилим ниже д. Толпарово, Nd -модельный возраст равен 1.9 млрд лет, а параметр $\epsilon_{Nd}(640)$ составляет –9.9. Аргиллиты бакеевской свиты венда из разреза на восточной окраине г. Усть-Катав характеризуются

значениями $t_{Nd}(DM)$ от 2.5 до 2.3 млрд лет, тогда как величины $\epsilon_{Nd}(640)$ в них существенно больше, чем во всех других глинистых породах верхнего докембрия Южного Урала (–14.6...–14.2).

Изменение параметров $(La/Yb)_{N \text{ среднее}}$ и $Eu/Eu^*_{\text{среднее}}$ по разрезу

Снизу вверх по разрезу бурзянской серии нижнего рифея в глинистых породах наблюдается рост средних величин $(La/Yb)_N$ от 9.9 в айской свите до 13.1 в саткинской и 15.1 в бакальской свитах (рис. 4а), предполагающий увеличение степени зрелости пород – источников тонкой алюмосиликокластики для раннерифейского седиментационного бассейна. При этом средние значения отрицательной Eu -аномалии (0.70–0.66–0.74) не меняются с учетом погрешностей (табл. 1).

Досреднерифейский (домашакский) перерыв и связанное с ним предполагаемое изменение состава питающей(щих) провинции(й) привели к тому, что для тонкозернистых обломочных пород машакской свиты среднего рифея характерна существенно более низкая средняя величина $(La/Yb)_N$, чем для глинистых сланцев бакальско-го уровня (9.1 против 15.1). В то же время средние значения данного параметра для глинистых пород первого и второго плюмовых событий/рифтогенных эпизодов (айской и машакской свит) с учетом погрешностей можно считать сопоставимыми (соответственно 9.9 ± 4.2 и 9.0 ± 4.9). Для юрматинской серии среднего рифея характер изменения средних величин $(La/Yb)_N$ снизу вверх по разрезу иной, нежели для бурзянской серии нижнего рифея. Глинистые породы зигазино-комаровской и авзянской свит среднего рифея обладают более низкими средними величинами $(La/Yb)_N$, чем породы машакского уровня (8.4 и 8.4 против 9.03), хотя с учетом погрешностей принципиальных различий по этому параметру между всеми тремя литостратиграфическими уровнями юрматинской серии не наблюдается (рис. 4б).

Тонкозернистые обломочные породы бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея характеризуются заметно более низкой средней величиной $(La/Yb)_N$, чем глинистые сланцы подстилающей авзянской свиты среднего рифея (6.5 ± 2.2 против 8.4 ± 4.0). Это, как и приведенные ниже данные по $t_{Nd}(DM)$ и $\epsilon_{Nd}(t)$, предполагает, что в течение допозднерифейского перерыва зрелость пород — источников тонкой алюмосиликокластики для ранних стадий позднерифейского седиментационного бассейна в ощутимой степени снизилась. Представляется, что это может быть отражением процессов рифтогенеза начала позднего рифея, связанных с формированием на востоке Балтики пассивной континентальной окраины.

Некоторое отличие величины $Eu/Eu^*_{\text{среднее}}$ проявляется в глинистых породах ниже и выше допозднерифейского перерыва (0.71 ± 0.06 для

авзянской свиты, 0.62 ± 0.06 для бирьянской подсвиты зильмердакской свиты). Как и значения $t_{Nd}(DM)$ и $\epsilon_{Nd}(t)$ для тонкозернистых обломочных пород бирьянской подсвиты, это подтверждает вывод об имевшем место в допозднерифейский перерыв изменении состава пород питающей(щих) провинции(й).

Средние величины $(La/Yb)_N$ для глинистых пород инзерской, миньярской и укской свит (5.7–8.5) верхнего рифея попадают в интервал значений данного параметра, характерный для тонкозернистых обломочных пород зильмердакской свиты (6.5–7.9). Напротив, глинистые породы бакеевской свиты венда обладают заметно более высокими величинами $(La/Yb)_{N\text{среднее}}$ и $Eu/Eu^*_{\text{среднее}}$, чем подстилающие образования рифея (13.1 ± 1.3 и 0.72 ± 0.02 против 8.5 ± 1.0 и 0.60 ± 0.05 в аргиллитах укской свиты верхов верхнего рифея). Свойственные первым средние значения указанных параметров сопоставимы с таковыми для тонкозернистых обломочных пород саткинской и бакальской свит нижнего рифея.

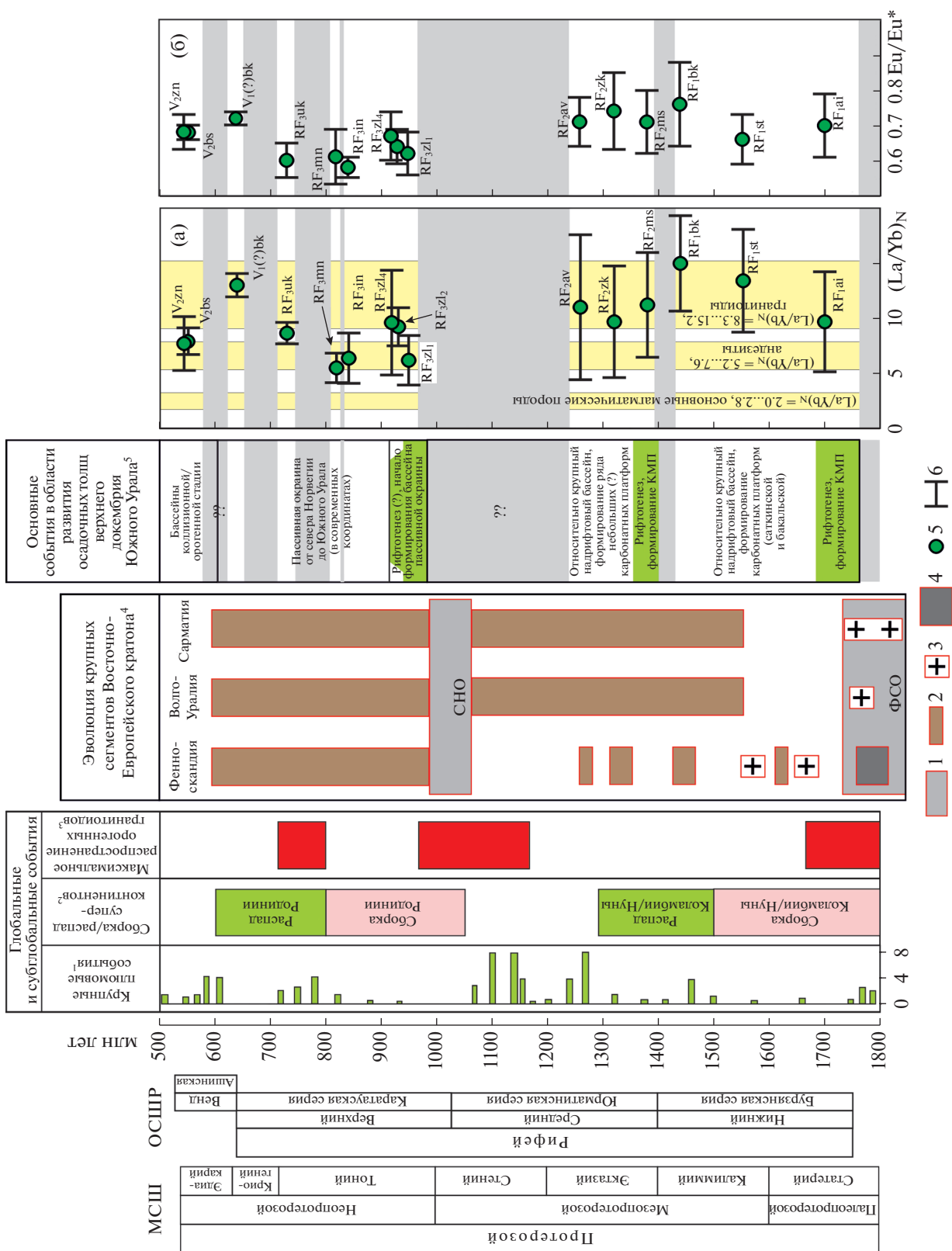
Аргиллиты басинской и зиганской свит венда обладают средними величинами $(La/Yb)_N$ (7.7 ± 1.2 и 7.4 ± 2.5), сопоставимыми в пределах погрешностей с таковыми для глинистых пород зильмердакской, инзерской и укской свит верхнего рифея. В то же время присущие первым средние значения Eu/Eu^* несколько выше, чем в глинистых породах верхнего рифея, но ниже, чем значения этого параметра в аргиллитах бакеевского уровня, хотя и сопоставимы с ними с учетом погрешностей (табл. 1).

Изменение параметров $t_{Nd}(DM)_{\text{среднее}}$ и $\epsilon_{Nd}(t)_{\text{среднее}}$ по разрезу

Определенные нами для глинистых пород верхнего докембрия Южного Урала значения $t_{Nd}(DM)$ и $\epsilon_{Nd}(t)$ варьируют от 2.8 до 1.8 млрд лет и от –14.6 до –5.1 соответственно (табл. 2, рис. 5а, 5б). В распределении их по разрезу наблюдаются хорошо выраженные закономерности. Так, большинство глинистых пород нижнего и среднего рифея харак-

Рис. 4. Мировые глобальные и субглобальные события, эволюция Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии, основные события в области развития осадочных толщ верхнего докембрия Южного Урала и вариации средних величин $(La/Yb)_N$ (а) и Eu/Eu^* (б) в глинистых породах рифея и венда.

¹ — крупные плюмовые события, по (Кузьмин и др., 2013), цифры внизу — количество событий; ² — эпохи сборки и распада суперконтинентов, по (Ernst, 2014); ³ — эпохи максимального распространения орогенных гранитоидов, по (Och, Shields-Zhou, 2012; Кузнецов и др., 2018 и ссылки в этих работах); ⁴ — эволюция крупных сегментов Восточно-Европейской платформы/кратона в позднем докембрии, по (Богданова, 2019); ⁵ — основные события в области развития осадочных толщ верхнего докембрия Южного Урала, по (Пучков, 2000; Маслов и др., 2001 и ссылки в этих работах). 1 — главные коллизионные орогении (ФСО — Фенно-Сарматская, СНО — Свеконорвежская); 2 — рифтогенез континентальной коры, ультрабазит-базитовый магматизм; 3 — постколлизионный и задуговый магматизм; 4 — аккреционный рост континентальной коры с участием мантийных плюмов; 5 — среднее значение; 6 — величина погрешности (стандартное отклонение). КМП — крупные магматические провинции. Свиты, подсвиты: RF_{1ai} — айская; RF_{1st} — саткинская; RF_{1bk} — бакальская; RF_{2ms} — машакская; RF_{2zk} — зигазино-комаровская; RF_{2av} — авзянская; RF_{3zl} — бирьянская; RF_{3in} — инзерская; RF_{3mn} — миньярская; RF_{3uk} — укская; V_{1(?)bk} — бакеевская; V_{2bs} — басинская; V_{2zn} — зиганская. Серый фон — интервалы отсутствия отложений/перерывы. Средние значения $(La/Yb)_N$ для различных типов магматических пород по (Condie, 1993). Остальные условные обозначения см. рис. 2.



теризуется $t_{Nd}(DM) > 2.4$ млрд лет, а породы верхнего рифея — от 2.4 до 2.0 млрд лет. Величина $t_{Nd}(DM)$ в аргиллитах бакеевской свиты, начинающей разрез ашинской серии венда, резко понижается до 2.3–2.5 млрд лет. В то же время аргиллиты толпаровской свиты венда, субсинхронные бакеевским, и вышележащие породы басинской и зиганской свит венда обладают заметно меньшей величиной $t_{Nd}(DM)$ 2.0–1.8 млрд лет.

Изменения значений $\epsilon_{Nd}(t)$ в верхнедокембрийском разрезе Южного Урала выражены более отчетливо, особенно если сравнивать эту величину для тонкозернистых обломочных пород, расположенных ниже и выше перерывов различной длительности. Так, вверх по разрезу бурзянской серии нижнего рифея величины $\epsilon_{Nd}(t)$ постепенно снижаются от –5.1 в глинистых сланцах айской свиты до –10.3 в породах бакальского уровня. Начиная с разрез юрматинской серии среднего рифея тонкозернистым обломочным породам машакской свиты свойственны значения $\epsilon_{Nd}(t)$, варьирующие от –8.3 до –6.2. Примерно такие же $\epsilon_{Nd}(t)$ определены в глинистых сланцах зигазино-комаровской свиты (–7.7 и –7.1), тогда как глинистые породы авзянской свиты характеризуются пониженными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ от –12.3 до –9.3.

С учетом свойственных ниже- и среднерифейским глинистым породам западного склона Южного Урала значений $t_{Nd}(DM)$, можно предположить, что саткинская и бакальская свиты бурзяния, а также авзянская свита юрматиния сложены преимущественно продуктами размыва комплексов пород кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, возраст которых составляет от 3.7 до 2.5 млрд лет. По данным С.В. Богдановой (1986) и ряда других авторов, континентальная кора Волго-Уральской области в основном сформирована в интервале 3.4–2.7 млрд лет назад и существенно переработана в раннем протерозое. Исследование Sm–Nd систематики роговообманково-биотитовых слабо окварцованных гранодиоритов, вскрытых на глубинах 3090 и 3755 м в скв. Туймазы 2000, позволило установить, что значения $t_{Nd}(DM)$ для них соответствуют 2429 и 2811 млн лет (Петров и др., 2007). Это подтверждается и данными о максимумах на графиках распределения плотности вероятности U–Th–Pb изотопных возрастов обломочных цирконов, присутствующих в песчаниках бурзянской и юрматинской серий (Романюк и др., 2017, 2018; Кузнецов и др., 2017): для цирконов из песчаников айской свиты — 2942, 2760, 2705, 2476 и 2063 млн лет, для цирконов из бакальской свиты — 2744, 2547, 2028 и 1923 млн лет, для цирконов из зигальгинской свиты — 2936, 2734, 2477, 2138, 2002 и 1787 млн лет (рис. 5в). Изотопно-геохимические (распределение РЗЭ и Lu–Hf систематика) и возрастные характеристики обломочных цирконов из песчаников навышской и чудинской

подсвит айской свиты нижнего рифея предполагают, что первые представляют продукты размыва местных/локальных источников, тогда как вторые являются результатом эрозии более обширных водоразделов (Романюк и др., 2018).

Как отмечалось выше, средняя величина $\epsilon_{Nd}(t)$ в начинающих разрез юрматинской серии среднего рифея тонкозернистых обломочных образованиях машакской свиты (–7.6) заметно выше, чем в глинистых породах завершающей разрез бурзянской серии нижнего рифея бакальской свиты (–9.9). Это дает основание считать, что во время относительно короткого досреднерифейского (домашакского) перерыва в питающей провинции появились источники, в составе которых заметную роль играл ювенильный мантийный материал. Изменение состава пород питающей провинции фиксируется, на наш взгляд, и существенно большим разбросом значений $t_{Nd}(DM)$ в индивидуальных образцах глинистых сланцев машакской свиты (2.8–2.2 млрд лет) по сравнению с подстилающими образованиями.

Указанные данные в целом хорошо согласуются с представлениями о формировании машакской свиты во время “второго плюмового/рифтогенного события” в стратотипической местности рифея (Пучков, 2013, 2018; Маслов и др., 2018б). Примечательно, что примерно такая же, как в глинистых породах машакской свиты, средняя величина $\epsilon_{Nd}(t)$ (–6.4, разброс значений –7.8...–5.1) свойственна и тонкозернистым обломочным образованиям айской свиты, формировавшимся на фоне “первого плюмового/рифтогенного события”, имевшего место в типовой местности рифея примерно 1750–1730 млн лет назад (Пучков, 2013, 2018; Маслов и др., 2018а).

Фиксируемый в стратотипической местности длительный допозднерифейский перерыв хорошо соотносится с увеличением частоты крупных плюмовых событий и становлением орогенных гранитоидов в интервале ~1250–1050–1000 млн лет назад. Обломочные цирконы, выделенные из песчаников бирьянской подсвиты, имеют, кроме до-рифейских, следующие максимумы на графиках распределения плотности вероятности U–Th–Pb изотопных возрастов (Маслов и др., 2018в) — 1590, 1560, 1480, 1392, 1338, 1238, 1171 и 1056 млн лет. Глинистые породы и алевролиты нижней (бирьянской) подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея заметно отличаются от подстилающих и перекрывающих их образований по величинам $t_{Nd}(DM)_{\text{среднее}}$ и $\epsilon_{Nd}(t)_{\text{среднее}}$: для глинистых сланцев авзянской свиты верхов среднего рифея эти параметры равны соответственно 2.5 млрд лет (разброс значений 2.7–2.4 млрд лет) и –10.4 (–12.3...–9.3), для тонкообломочных пород бирьянской подсвиты они составляют 2.1 млрд лет (2.3–2.0 млрд лет) и –6.5 (–7.5...–5.9), а для глинистых сланцев нугушского уровня — 2.4 млрд лет (2.4–2.3 млрд лет) и –10.1 (–10.9...–9.5).

Так же как и в случае айской и машакской свит, это дает основание предполагать, что особенности Sm—Nd систематики тонкозернистых обломочных пород базальных уровней каратауской серии стратотипа рифея, как и собственные им довольно низкие величины $(La/Yb)_N$, отражают существенную перестройку питающей провинции и появление в ней источников ювенильного мантийного материала. Полученные нами новые данные позволяют скорректировать опубликованные ранее выводы о постоянстве области сноса с Восточно-Европейского кратона (Маслов и др., 2014). Важно также отметить, что предположение о мантийном источнике хорошо коррелирует с представлениями М.А. Семихатова с соавторами (2002) о причинах низкого отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гренвилевском и постгренвилевском океане. Гренвилевская орогения, приведшая к образованию суперконтинента Родиния, имела глобальное распространение. Детальный анализ гренвилевид показал, что в их составе преобладали мантийные породы, которые были эксгумированы при формировании складчатых сооружений (Семихатов и др., 2002). Кроме того, установлено, что главной фазе коллизионных деформаций в областях развития гренвилевид предшествовал масштабный ювенильный магматизм. Комбинация этих двух факторов привела к поступлению в начале позднего рифея в океан значительного количества низкорadioгенного Sr за счет размытия в источниках сноса “свежего ювенильного материала” (Семихатов и др., 2002; Kuznetsov et al., 2017; Кузнецов и др., 2018). Об этом же свидетельствуют Sm—Nd данные, полученные при изучении рифейских разрезов Учуро-Майского района и Енисейского края (Подковыров и др., 2007; Ножкин и др., 2008), в которых наблюдается смена древних значений $t_{Nd}(DM)$ (2.5–2.1 млрд лет) на более молодые (до 1.9 млрд лет). Есть, однако, здесь и другой аспект.

Можно предположить, что накопление мощных толщ аркозовых и субаркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты основания верхнего рифея, имевшее место после глобальной эпохи (1200–1000 млн лет назад) становления крупных гранитных массивов (Кузнецов и др., 2018 и ссылки в этой работе), фиксирует начало процессов формирования на восточной, северо-восточной и северной периферии Балтики пассивных континентальных окраин. В соответствии с представлениями С.В. Богдановой (2019 и ссылки в этой работе), формирование пассивной восточной окраины Балтики имело место 0.8–0.7 млрд лет назад, т.е. шло на фоне распада Родинии. Такие процессы, как правило, связаны с рифтогенезом (Худолей, 2004 и ссылки там). Однако в интервале 960–820 (800) млн лет масштабные рифтогенные события в истории нашей планеты почти не выражены (Prokoph et al., 2004; Кузьмин и др., 2013; Ernst, 2014 и др.), они активизируются только с началом распада Родинии,

т.е. после ~820 млн лет. Следовательно, либо отложения зильмердакской свиты существенно моложе возраста самого молодого обломочного циркона (~964 млн лет), присутствующего в песчаниках бирьянской подсвиты (Маслов и др., 2018в), и тогда их можно тем или иным образом сопоставить с начальными фазами распада Родинии, либо они отражают фазу рифтогенеза, проявившуюся на фоне сборки названного суперконтинента, что вызывает довольно много вопросов.

Глинистые породы нугушской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты верхнего рифея обладают несколько большими средними величинами $t_{Nd}(DM)$, чем породы базальной бирьянской подсвиты (2.4 и 2.3 млрд лет против 2.1 млрд лет). Значения $\epsilon_{Nd}(t)$ для нугушской (–12.3...–9.3) и бедерышинской (–10.9...–9.5) подсвит сопоставимы с величиной данного параметра для тонкозернистых обломочных пород авзянской свиты среднего рифея (12.9...–8.0). Обломочные цирконы, выделенные из песчаников лемезинской подсвиты зильмердакской свиты, имеют максимумы на графиках распределения плотности вероятности U—Th—Pb изотопных возрастов 2714, 2016 и 1850 млн лет (Кузнецов и др., 2017). Сравнение спектров возрастов обломочных цирконов из песчаников лемезинского уровня зильмердакской свиты верхнего рифея и песчаников айской свиты нижнего рифея (2942, 2760, 2705, 2476 и 2063 млн лет) показало отсутствие статистически значимого сходства между ними. Из сказанного можно сделать вывод, что если в айское время в размыв были вовлечены преимущественно палеопротерозойские орогены, спавшие Сарматию, Волго-Уралию, Фенноскандию и комплексы пород Тараташского поднятия, то в лемезинское время доминирующими источниками кластиков стали архейские комплексы цоколя Волго-Уралии (Романюк и др., 2013).

Величина $t_{Nd}(DM)$ в глинистых породах инзерской, миньярской и укской свит каратауской серии верхнего рифея попадает в узкий интервал 2.3–2.0 млрд лет. При этом если значения $\epsilon_{Nd}(t)$ для тонкозернистых обломочных пород первых двух свит вполне сопоставимы (от –10.6 до –9.0), то в аргиллитах укской свиты $\epsilon_{Nd}(t)$ повышается до –8.1. Учитывая, что между временем формирования миньярской и укской свит установлен перерыв длительностью по разным оценкам от 20–30 (Кузнецов и др., 2018; Маслов и др., 2019) до 80–100 млн лет (Зайцева и др., 2008), можно предполагать, что и с ним, как и с допозднерифейским перерывом, связана перестройка/изменение состава питающих провинций и появление в них некоторой доли ювенильных мантийных пород. Вместе с тем аргиллиты укской свиты верхнего рифея по параметру $(La/Yb)_N$ (8.5 ± 1.0) являются продуктами размытия геохимически более зрелых субстратов, чем те субстраты, которые существовали в миньярское (5.7 ± 1.3) и инзерское (6.2 ± 2.4) время. По не-

опубликованным данным А.Б. Кузнецова, среди обломочных цирконов в песчаниках укской свиты преобладают кристаллы с мезопротерозойскими возрастами (~45%). На втором месте находятся зерна палеопротерозойского возраста (35%). На долю цирконов с неоархейскими, неопротерозойскими и мезоархейскими возрастами приходится соответственно 12, 9 и 1% общего числа кристаллов исследованной популяции. По-видимому, в укское время в области питания вновь появляются те комплексы пород, которые были источниками обломочного материала в самом начале каратауского (позднерифейского) седиментационного цикла. При интерпретации этих данных (что, к сожалению, выходит за рамки настоящей работы) следует иметь в виду, что, по представлениям С.В. Богдановой (2019), на территории Волго-Уралии (основного источника обломочного материала для рифейских осадочных последовательностей стратотипической местности) были, по всей видимости, проявлены как Фенно-Сарматская (1.86–1.75 млрд лет назад), так и Свеконорвежская (1.14?–0.96 млрд лет) орогении. Перед Свеконорвежской орогенией в период между 1.38 и 1.14 млрд лет назад имели место также повсеместный рифтогенез, базитовый и бимодальный магматизм, тогда как Фенно-Сарматская орогения сопровождалась постколлизийным и задуговым магматизмом, а в Сарматии, кроме того, имел место интенсивный анортозит-мангерит-чарнокит-рапакивигранитный и базитовый магматизм. Однако следует помнить, что данных о U–Th–Pb изотопных возрастах обломочных цирконов из катавской и инзерской свит верхнего рифея в нашем распоряжении до сих пор нет.

Доашинский (довендский) перерыв на западном склоне Южного Урала примерно соответствует гляциопериоду криогений. Современная датировка глауконита из песчаников бакеевской свиты 642 ± 9 млн лет (Зайцева и др., 2019) дает возможность их сопоставления с гляциопериодом марино. Соответственно, удревнение Nd-модельного возраста глинистых пород бакеевской свиты до 2.5–2.3 млрд лет можно рассматривать как их обогащение продуктами “ледникового микса”, изотопно-геохимические параметры которого отражают усредненный состав обширных пространств Восточно-Европейской платформы, подвергшихся интенсивной ледниковой экзарации. В пользу такого предположения свидетельствуют низкие значения $\epsilon_{Nd}(t)$ в бакеевских аргиллитах до –14.6 и –14.2 (табл. 2). В то же время Nd-модельный возраст аргиллитов толпаровской свиты венда равен 1.9 млрд лет, а параметр $\epsilon_{Nd}(t)$ значительно выше, чем для аргиллитов бакеевской свиты (–9.9). По данным (Кузнецов и др., 2019), обломочные цирконы, выделенные из песчаников этой свиты, имеют максимумы на графике распределения плотности вероятности U–Th–Pb изотопных возрастов 2031, 1856, 1566, 1418, 1172 и 1027 млн лет. Примерно 9% из них характеризуются неопротерозойскими воз-

растами, около 70% имеют мезопротерозойский возраст, а 20% – палеопротерозойский.

Доурюкский перерыв в венде вновь существенным образом изменил изотопно-геохимические характеристики тонкозернистых обломочных пород верхнего докембрия западного склона Южного Урала. Значения $t_{Nd}(DM)$ для аргиллитов и басинской, и зиганской свит ашинской серии венда, как отмечалось выше, очень похожи и лежат в интервале 2.0–1.8 млрд лет, что существенно моложе $t_{Nd}(DM)$ подстилающих глинистых сланцев бакеевской свиты – 2.4 млрд лет. Значения $\epsilon_{Nd}(t)_{\text{среднее}}$ для глинистых пород басинской и зиганской свит верхней части ашинской серии венда также значительно ниже, чем для подстилающих сланцев бакеевского уровня (–8.3...–6.8 против –14.6). Максимумы на графиках распределения плотности вероятности U–Th–Pb изотопных возрастов обломочных цирконов, выделенных из песчаников басинской и куккараукской свит венда, отвечают 2000, 1907, 1501, 1213 и 2825, 2695, 1987, 1465, 1195 млн лет (Кузнецов и др., 2012; Kuznetsov et al., 2014). Все вместе это указывает либо на еще один эпизод поступления в седиментационный бассейн ювенильного материала, либо на кардинальную смену источников кластики во второй половине венда (Беккер, 1968; Пучков, 2000; Willner et al., 2001, 2003; Кузнецов и др., 2012; Kuznetsov et al., 2014), но рассмотрение данного вопроса выходит за рамки настоящей работы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше данные об особенностях изменения параметров $(La/Yb)_N$, Eu/Eu^* , $t_{Nd}(DM)$ и $\epsilon_{Nd}(t)$ в глинистых породах в разрезе верхнего докембрия западного склона Южного Урала отражают смену состава питающих провинций, что достаточно хорошо вписывается в общую канву глобальных и субглобальных событий (формирование крупных магматических провинций, сборка и распад суперконтинентов, становление орогенных гранитоидов) и не противоречит установленным традиционными геологическими методами основным событиям рифея и венда в области сочленения восточных районов Восточно-Европейской платформы/кратона и современного западного склона Южного Урала.

Для раннего и среднего рифея установлено формирование осадочных последовательностей преимущественно за счет продуктов размыва зрелой континентальной коры Восточно-Европейского кратона (средние величины $(La/Yb)_N$ для глинистых пород всего айско-авзянского интервала соответствуют таковым для гранитоидов; Condie, 1993). Значения $t_{Nd}(DM)$ лежат в пределах 2.7–2.4 млрд лет. В начале айского времени и в машакское время эти процессы шли на фоне плюмовых событий (или рифтогенных процес-

сов), что отразилось на увеличении доли ювенильного материала, особенно в тонкозернистых породах машакской свиты среднего рифея.

Допозднерифейский перерыв привел к существенному изменению состава питающей(ших) провинции(й). Величины $(La/Yb)_N$ для глинистых пород бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, а также для инзерской и миньярской свит верхнего рифея заметно ниже, чем для глинистых пород бурзянской серии нижнего рифея и юрматинской серии среднего рифея, смещаясь к значениям, характерным для продуктов размыва пород основного состава (Condie, 1993). Рост величин $\epsilon_{Nd}(t)$ в глинистых породах бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея до -5.9 и средней части ашинской серии венда до -7.4 , по сравнению с подстилающими их отложениями ($-12.3...-9.3$ и $-14.6...-14.2$), предполагает появление в питающих провинциях комплексов пород — продуктов ювенильной коры. Это дает основание считать, что накопление названных осадочных уровней шло на фоне активного рифтогенеза, который сегодня не фиксируется традиционными геологическими методами. Величины $t_{Nd}(DM)$ для глинистых пород всей зильмердакско-бакеевской последовательности в результате несколько моложе ($2.4-2.0$ млрд лет), чем для нижнего и среднего рифея ($2.7-2.4$ млрд лет).

Значение $\epsilon_{Nd}(t)_{\text{среднее}}$ для глинистых сланцев бакеевской свиты венда (около -14.5) интерпретируется нами как результат формирования отложений бакеевской свиты за счет продуктов ледниковой экзарации разнообразных комплексов пород цоколя Восточно-Европейского кратона во время гляциопериода Марино. При этом модельный возраст $t_{Nd}(DM)$ для глинистых пород названной свиты увеличивается до 2.5 млрд лет.

Средние значения $(La/Yb)_N$ для глинистых пород басинской и зиганской свит верхней части ашинской серии венда сопоставимы с величинами названного параметра для тонкозернистых обломочных пород верхнего рифея. В то же время $Eu/Eu^*_{\text{среднее}}$, как и $t_{Nd}(DM)$, для них ниже, чем для подстилающих пород всего рифея и бакеевского горизонта. По сравнению с глинистыми породами последнего, аргиллиты басинской и зиганской свит венда демонстрируют заметное повышение $\epsilon_{Nd}(t)$ до $-8.3...-6.8$ и омоложение Nd-модельного возраста до $2.0-1.8$ млрд лет, что также, вероятно, является результатом появления в конце венда в составе питающих провинций нового мантийного или вулканогенного материала.

Благодарности. Авторы признательны рецензентам, а также М.А. Рогову, Н.Б. Кузнецову и С.В. Наугольным за полезное обсуждение поднятых в статье вопросов, замечания и рекомендации, большинство из которых было нами учтено. Иллю-

страции к данной работе выполнены Н.С. Глушковой (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург).

Источники финансирования. Исследования выполнены за счет средств государственного задания ИГГ УрО РАН (AAAA-A18-118053090044-1), ГИН РАН (0135-2019-0043), ИГГД РАН (0132-2021-0003) и ИГ УФИЦ РАН (0246-2019-0080).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимов Г.Н. Косая слоистость в породах зильмердакской свиты на Южном Урале // Материалы по стратиграфии и тектонике Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1967. С. 36–65.
- Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 160 с.
- Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 1986. 223 с.
- Богданова С.В. Восточно-Европейский кратон: ключевые этапы докембрийской эволюции // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. С. 64–70.
- Геология и перспективы нефтегазоносности Урала. Отв. ред. Юсупов Б.М. М.: Наука, 1988. 240 с.
- Горохов И.М., Мельников Н.Н., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Турченко Т.Л. Sm–Nd систематика тонкозернистых фракций нижнекембрийских “синих глин” Северной Эстонии // Литология и полезн. ископаемые. 2007. № 5. С. 536–551.
- Горохов И.М., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Аракелянц М.М., Ковач В.П., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Васильева И.М. Изотопная систематика и возраст аутигенных минералов в аргиллитах инзерской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 2. С. 3–30.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Место венда в Международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.
- Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н., Аракелянц М.М., Яковлева О.В. Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb–Sr, K–Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 3–25.
- Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горюжанин В.М., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Константинова Г.В. Основание венда на Южном Урале: Rb–Sr возраст глауконитов бакеевской свиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 82–96.
- Иванов С.Н., Краснобаев А.А., Русин А.И. Докембрий Урала // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С. 81–94.
- Иванов С.Н., Коротеев В.А., Пучков В.Н. Этапы тектонического развития и металлогения Урала // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 72–78.
- Интерпретация геохимических данных. Отв. ред. Скляр Е.В. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями). Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 172 с.
- Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горюжанин В.М. Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 119–124.

- Ковалев С.Г., Маслов А.В., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. Sm—Nd-возраст пикритов Лысогорского комплекса (Южный Урал): свидетельство инициального средне-рифейского магматизма // Докл. АН. 2019. Т. 488. № 1. С. 595–598.
- Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. Цирконология навьшских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. АН. 2013а. Т. 448. № 4. С. 437–442.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д., Падерин И.П. Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний—средний рифей (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013б. Т. 21. № 5. С. 3–20.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Маслов А.В. Sr-изотопная характеристика и Pb—Pb возраст известняков бакальской свиты (типовой разрез нижнего рифея, Южный Урал) // Докл. АН. 2003. Т. 391. № 6. С. 794–798.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Крупенин М.Т., Горохов И.М., Маслов А.В., Каурова О.К., Эльмис Р. Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb—Pb возраст // Литология и полезн. ископаемые. 2005. № 3. С. 227–249.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Sr изотопная характеристика и Pb—Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццло А.В., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Меерт Дж. Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала — подтверждение пространственной сопряженности уральского края Балтики и квинслендского края Австралии в структуре Родинии (“Australia upside down conception”) // Литосфера. 2012. № 4. С. 59–77.
- Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С., Цельмович В.А. Первые результаты U—Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313.
- Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Десятьев К.Е., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Пыжова Е.С. Первые результаты U—Pb-датирования детритовых цирконов из среднерифейских песчаников зигальгинской свиты (Южный Урал) // Докл. АН. 2017. Т. 475. № 6. С. 659–664.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Каньгина Н.А., Дубенский А.С., Белоусова Е.А. Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из песчаников верхневендской бакеевской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. С. 305–310.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В. Глубинная геодинамика — основной механизм развития Земли // Наука в России. 2013. № 6. С. 10–19.
- Маслов А.В. Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Маслов А.В. Литогеохимический облик отложений ашинской серии венда западного склона Южного Урала // Литосфера. 2014. № 1. С. 13–32.
- Маслов А.В. К реконструкции категорий рек, сформировавших выполнение осадочных бассейнов рифея в области сочленения Восточно-Европейской платформы и современного Южного Урала // Изв. вузов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 28–36.
- Маслов А.В. Типы питающих провинций верхнедокембрийских отложений Волго-Уральской области // Вестник Пермского университета. Геология. 2020а. Т. 19. № 2. С. 101–110.
- Маслов А.В. Формирование осадочных ассоциаций базальных уровней рифея Южного Урала (айская свита): новые данные // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Материалы и доклады 13 Межрегиональной научно-практической конференции. Уфа: Мир печати, 2020б. С. 88–93.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т. Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 172 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. I. 351 с.
- Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В. Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей // Литосфера. 2002. № 2. С. 54–95.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Вариации величины $\epsilon_{Nd}(T)$ в глинистых сланцах верхнедокембрийских осадочных последовательностей Сибири, Юго-Восточного Китая и Южного Урала как возможное свидетельство поступления в кору свежего ювенильного мантийного материала // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана. Т. 1. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 50–53.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Гареев Э.З., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Тонкозернистые алюмосиликокластические образования стратотипического разреза среднего рифея на Южном Урале: особенности формирования, состав и эволюция источников сноса // Литология и полезн. ископаемые. 2004а. № 4. С. 414–441.
- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Лепихина О.П. Нижнерифейские тонкозернистые алюмосиликокластические осадочные образования Башкирского мегантиклинория на Южном Урале: состав и эволюция источников сноса // Геохимия. 2004б. № 6. С. 648–669.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н. Песчаники верхне-го рифея и венда Башкирского мегантиклинория // Литология и полезн. ископаемые. 2010. № 3. С. 320–338.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Ронкин Ю.Л. К вопросу о вкладе гренвилльских событий в формирование наиболее полных осадочных последовательностей

- стей рифея Северной Евразии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 46–61.
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Ронкин Ю.Л. О некоторых общих особенностях формирования терригенных отложений Западного Урала: синтез данных изотопного U–Pb датирования обломочных цирконов и геохимических исследований глинистых пород // Литосфера. 2016. № 3. С. 27–46.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н., Котова Л.Н. Синрифтовые осадочные образования основания эталонного разреза рифея Южного Урала (краткая литохимическая характеристика) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018а. Т. 63. Вып. 1. С. 36–55.
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н., Ковалев С.Г., Котова Л.Н. Синрифтовые осадочные образования машакской свиты среднего рифея Южного Урала (краткая литохимическая характеристика) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018б. Т. 63. № 3. С. 303–325.
- Маслов А.В., Ерохин Е.В., Гердес А., Ронкин Ю.Л., Иванов К.С. Первые результаты U–Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал) // Докл. АН. 2018в. Т. 482. № 5. С. 558–561.
- Маслов А.В., Шевченко В.П., Кузнецов А.Б., Штайн Р. Геохимическая и Sr–Nd–Pb-изотопная характеристика осадочного материала, переносимого дрейфующими льдами Северного Ледовитого океана // Геохимия. 2018г. № 8. С. 1–17.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А., Мельник Д.С., Парфенова Т.М., Колесников А.В., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований) // Литосфера. 2019. Т. 19. № 5. С. 659–686.
- Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Политова Н.В., Шевченко В.П., Козина Н.В., Новигатский А.Н., Кравчишина М.Д., Алексеева Т.Н. Распределение редких и рассеянных элементов и изотопный состав Nd, Pb и Sr в поверхностных осадках Баренцева моря // Геохимия. 2020а. Т. 65. № 6. С. 566–582.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы // Литосфера. 2020б. Т. 20. № 1. С. 40–62.
- Нижний рифей Южного Урала. Отв. ред. Семихатов М.А. М.: Наука, 1989. 208 с.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковая В.П., Ронкин Ю.Л. Sm–Nd изотопная систематика метapelитов докембрия Енисейского края и вариации возраста источников сноса // Докл. АН. 2008. Т. 423. № 6. С. 795–800.
- Овчинникова Г.В., Васильева Г.В., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Гороховский Б.М., Левский Л.К. U–Pb систематика протерозойских карбонатных пород: инзерская свита уральского стратотипа рифея (Южный Урал) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20–31.
- Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. Возможности Pb–Pb датирования карбонатных пород с открытыми U–Pb системами: миньярская свита стратотипа верхнего рифея, Южный Урал // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 3–19.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Pb–Pb возраст и Sr-изотопная характеристика средне-рифейских фосфоритовых конкреций: зигазино-комаровская свита Южного Урала // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 4. С. 430–434.
- Петров Г.А. Признаки позднедокембрийской обстановки скольжения плит на Среднем Урале // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2014. С. 74–78.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Иванова Т.В., Изотов В.Г., Козлов П.С., Лепихина О.П. Sm–Nd систематика кристаллических пород фундамента востока Русской платформы как ключ к реконструкции источников сноса для верхнедокембрийских осадочных ассоциаций Западного Урала: первые результаты исследований // Материалы VIII Международной конференции “Новые идеи в науках о Земле”. Доклады. Т. 1. М.: РГГРУ, 2007. С. 254–257.
- Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Виноградов Д.П., Козлов В.И., Кислова И.В. Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3–19.
- Подковыров В.Н., Котова Л.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Граунов О.В., Загорная Н.Ю. Области сноса и источники рифейских песчаников Учуро-Майского региона (Восточная Сибирь): результаты геохимических и Sm–Nd изотопно-геохимических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 1. С. 47–62.
- Подковыров В.Н., Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Ершова В.Б. Литостратиграфия и геохимия отложений верхнего венда–нижнего кембрия северо-востока Балтийской моноклинали // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 1. С. 3–23.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н. Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 309–342.
- Пучков В.Н. Тиманиды и уралиды: основные особенности важнейших структурных этажей Урала и Тимано-Печорской провинции // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. С. 70–81.
- Пучков В.Н. Плюмы в истории Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2013. № 4. С. 64–73.
- Пучков В.Н. Плюмы – новое слово в геологии Урала // Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 483–499.
- Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 247 с.
- Разумовский А.А., Новиков И.А., Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Яшунский Ю.В. U–Pb изотопный возраст пепловых туфов поздневендской басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы ЛП Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 219–224.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Горюжанин В.М., Горюжанин Е.Н. Геохимическая и (LA-ICP-MS) Lu–Hf-систематика детритных цирконов из лемезинских песчаников верхнего рифея Южного Урала // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 6. С. 657–661.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л., Горюжанин В.М., Горюжанин Е.Н. Геохимическая и Lu/Hf-изотопная (LA-ICP-

MS) систематика детритных цирконов из песчаников базальных уровней стратотипа рифея // Докл. АН. 2014. Т. 459. № 3. С. 340–344.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Белоусова Е.А., Пыжова Е.С. Результаты изучения детритовых цирконов по методике Tera-Peschnon из бакальской и зигальгинской свит типового разреза рифея (Башкирское поднятие, Южный Урал) // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017. С. 152–157.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом “Tera-Peschnon®” // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 1–37.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р., Бибикина Е.В., Дук В.Л., Есипчук К.Е., Карсаков Л.П., Киселев В.В., Козлов В.И., Лобач-Жученко С.Б., Негруза В.З., Робонен В.И., Сезько А.И., Филатова Л.И., Хоментовский В.В., Шемякин В.М., Шульдинер В.И. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 3–14.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельников Н.Н., Подковыров В.Н., Кутявин Э.П. Низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гренавильском и постгренавильском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В., Горохов И.М., Овчинникова Г.В. Стратотип нижнего рифея – бурзанская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и C-изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 17–45.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифей и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. Отв. ред. Келлер Б.М., Чумаков Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с. Формирование земной коры Урала. Отв. ред. Иванов С.Н., Самыгин С.Г. М.: Наука, 1986. 248 с.

Худoley А.К. Континентальный рифтогенез и пассивные окраины: тектоника и эволюция осадочных бассейнов. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2004. 84 с.

Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. М.: ГЕОС, 2016. 233 с.

Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В., Шатагин К.Н., Олейникова Т.И., Тарасова Ю.И., Скузоватов С.Ю. Источники обломочного материала неопротерозойских метасадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) по Sm–Nd изотопным данным // Геохимия. 2017. № 1. С. 17–25.

Чумаков Н.М. К стратиграфии верхних горизонтов докембрия на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 12. С. 35–48.

Bartley J.K., Khan L.C., McWilliams J.L., Stagner A.F. Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): signal

recovery in a fold-and-thrust belt // Chem. Geol. 2007. V. 237. P. 211–232.

Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C., Andre L., Bermell S., Cheron S., Dennielou B., Etoubleau J., Freslon N., Gauchery T., Germain Y., Jorry S.J., Menot G., Monin L., Ponzevera E., Rouget M.-L., Tachikawa K., Barrat J.A. Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 170. P. 17–38. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 23–45.

Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins // Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. Eds. Arribas J., Critelli S., Johnsson M.J. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2007. V. 420. P. 73–93.

Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.

Condie K.C., Wronkiewicz D.A. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 97. P. 256–267.

Cullers R.L. The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. // Chem. Geol. 1995. V. 123. P. 107–131.

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.

Ernst R.E. Large igneous provinces. Cambridge: Cambridge University press, 2014. 633 p.

Fagel N., Not C., Gueibe J., Mattielli N., Bazhenova E. Late Quaternary evolution of sediment provenances in the Central Arctic Ocean: mineral assemblage, trace element composition and Nd and Pb isotope fingerprints of detrital fraction from the Northern Mendeleev Ridge // Quaternary Sci. Rev. 2014. V. 92. P. 140–154.

Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments. Ed. Lentz D.R. Geol. Ass. Canada. 2003. GeoText 4. 184 p.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // Precambrian Res. 2017. V. 298. P. 157–173.

Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V. Ages of detrital zircons (U/Pb, LA-ICP-MS) from the Latest Neoproterozoic–Middle Cambrian(?) Asha Group and Early Devonian Takaty formation, the Southwestern Urals: a test of an Australia–Baltica connection within Rodinia // Precambrian Res. 2014. V. 244. P. 288–305.

Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Res. 2013. V. 236. P. 16–30.

Maccali J., Hillaire-Marcel C., Not C. Radiogenic isotope (Nd, Pb, Sr) signatures of surface and sea ice-transported

sediments from the Arctic Ocean under the present interglacial conditions // *Polar Research*. 2018. V. 37. 1442982. <https://doi.org/10.1080/17518369.2018.1442982>

McCulloch M.T., Wasserburg G.J. Sm–Nd and Rb–Sr chronology of continental crust formation // *Science*. 1978. V. 200. P. 1003–1011.

McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. Eds. Lipin B.R., McKay G.A. *Rev. Mineral.* 1989. V. 21. P. 169–200.

McLennan S.M., Taylor S.R. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // *J. Geol.* 1991. V. 99. P. 1–21.

McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // *Processes controlling the composition of clastic sediments*. Eds. Johnsson M.J., Basu A. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 1993. V. 284. P. 21–40.

Michard A., Gurriet P., Soudant M., Albareda F. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crust evolution // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1985. V. 49. P. 601–610.

Och L., Shields-Zhou G.A. The Neoproterozoic oxygenation event: environmental perturbations and biogeochemical cycling // *Earth-Sci. Rev.* 2011. V. 110. P. 26–57.

Prokoph A., Ernst R.E., Buchan K.L. Time series analysis of Large Igneous Provinces: 3500 Ma to present // *J. Geol.* 2004. V. 112. P. 1–22.

Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd, 1994. 352 p.

Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution: an Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

Taylor S.R., McLennan S.M. The chemical evolution of the continental crust // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. P. 241–265.

Turgeon S., Brumsack H.-J. Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche basin of central Italy // *Chem. Geol.* 2006. V. 234. P. 321–339.

Tütken T., Eisenhauer A., Wiegand B., Hansen B.T. Glacial-interglacial cycles in Sr and Nd isotopic composition of Arctic marine sediments triggered by the Svalbard/Barents Sea ice sheet // *Mar. Geol.* 2002. V. 182. P. 351–372.

Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R. Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. № 1–4. P. 215–239.

Willner A.P., Sindern S., Metzger R., Ermolaeva T., Kramm U., Puchkov V., Kronz A. Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time marks at the eastern margin of Baltica // *Precambrian Res.* 2003. V. 124. P. 1–20.

Рецензенты В.М. Горожанин,
В.П. Ковач, А.Б. Котов

Provenances for the Upper Precambrian Clayey Rocks of the Southern Urals: Results of Geochemical and Sm–Nd Isotope Geochemical Investigations

A. V. Maslov^{a, b, #}, A. B. Kuznetsov^c, A. Yu. Kramchaninov^c, L. V. Shpakovich^c, E. Z. Gareev^d,
V. N. Podkovyrov^c, and S. G. Kovalev^d

^aZavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia

^bGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^cInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

^dInstitute of Geology, Ufa Federal Scientific Center, Russian Academy of Sciences, Ufa, Russia

#e-mail: amas2004@mail.ru

Changes in $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$, Eu/Eu^* , $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values in clayey rocks of the Upper Precambrian of the Southern Urals are considered. The $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values in clayey sediments of the Riphean and Vendian vary from -14.6 to -5.1 , which reflects the change in the composition of the catchment areas and fits well into the general outline of subglobal events established by traditional geological methods in the area of junction of the eastern regions of the East European Platform and the modern Southern Urals. The sedimentary sequences of the Early and Middle Riphean (1750–1250 Ma) were formed mainly due to the erosion products of the mature continental crust of the East European platform $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.8\text{--}2.4$ Ga. However, the pre-Upper Riphean hiatus led to a significant change in the composition of the catchments about 1 billion years ago. An increase in the average $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values in the clayey rocks of the Biryán Subformation of the Upper Riphean Zilmerdakh Formation as compared with the underlying sediments suggests the appearance of juvenile crust in the erosion area. This indicates the accumulation of fine-grained sediments at the beginning of the Late Riphean under the influence of active rifting processes, which is not recorded by traditional geological methods. Significantly lower values $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{Naverage}}$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)_{\text{average}}$ for the shales of the Vendian Bakeevo Formation compared to the rocks of the Riphean are interpreted as a result of the accumulation of this level deposits due to the products of glacial exaration of mature rocks of the platform's basement during the Marino glacial period. A noticeable increase in $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ to -6.8 and rejuvenation of $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ to 1.8 Ga in mudstones of the Basa and Zigan formations compared to the rocks of the base of the Asha Group reflects the appearance of new mantle or volcanogenic material in the catchment areas during the Middle Vendian.

Keywords: Southern Urals, Upper Precambrian, clayey rocks, rare earth elements, Sm–Nd isotope systematics