

РЕДОКС-ОБСТАНОВКИ ПРИДОННЫХ ВОД НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ БАССЕЙНОВ ВОСТОКА И СЕВЕРО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2015 г. А. В. Маслов*, В. Н. Подковыров**

**Институт геологии и геохимии УрО РАН
620016, г. Екатеринбург, ул. Вонсовского, 15
E-mail: maslov@igg.uran.ru*

***Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2*

Поступила в редакцию 18.11.2014 г.

Принята к печати 03.03.2015 г.

Рассмотрены особенности изменения редокс-обстановок придонного слоя воды в бассейнах осадконакопления, существовавших в позднем рифее–венде на восточной и северо-восточной (в современных координатах) окраинах Балтики. Сделан вывод о том, что на фоне локальных, достаточно выраженных вариаций значений ряда индикаторов редокс-обстановок придонного слоя воды в позднем рифее (прежде всего коэффициента стагнации Mo/Mn и в меньшей степени – $V/(V + Ni)$), свидетельствующих о том, что накопление осадков в ряде рассмотренных нами районов происходило, в частности, в дизоксидных или близких к аноксическим условиям, в венде и, по всей видимости, в конце позднего рифея в придонных водах практически всех бассейнов осадконакопления преобладали окислительные обстановки. Наиболее хорошо этот вывод обоснован данными по верхнерифейско-вендскому, относительно хорошо датированному, интервалу западного склона Южного Урала, несколько менее достоверен он для других частей рассмотренной нами территории. Новые данные в той или иной мере подчеркивают сложный, нелинейный/скачкообразно-постепенный характер оксигенизации океана в позднем рифее и венде с инверсией “кислородных обстановок” в некоторых крупных седиментационных бассейнах или их частях в раннем венде, на границе венда и кембрия и, собственно, в кембрии. Представляется, однако, что существенное влияние на этот процесс оказывали не только глобальные, но и локальные факторы.

Ключевые слова: *поздний рифей, венд, редокс-обстановки придонных вод бассейнов осадконакопления, восток и северо-восток Восточно-Европейской платформы, Урал.*

На протяжении большей части истории Земли водная масса океана ниже поверхностного слоя перемешивания являлась преимущественно аноксической (Johnston et al., 2010). В архее моря, предположительно, были “железистыми” (ferruginous) и содержали растворенное Fe^{2+} (Farquhar et al., 2000; Holland, 1984). Поверхностные слои океана 1.9–1.8 млрд лет назад стали оксигенизированными, но более глубокие их горизонты по-прежнему оставались сульфидными (Canfield, 1998; Poulton et al., 2004). Более устойчивые окислительные обстановки ниже поверхностного слоя появляются только в эдиакарии (Fike et al., 2006; Shen et al., 2008). Современные данные показывают, что переход к ним был не линейным, а более сложным. Так, по представлениям (Canfield et al., 2008), до “полной” оксигенации Мирового океана в конце терминального протерозоя существовал период времени примерно в 100 млн лет, когда наблюдался возврат к железистым водам ниже поверхностного слоя. Современные данные о крупномасштабных вариациях содержания U в тонкозернистых обломочных

породах докембрия и фанерозоя (Partin et al., 2013) подтверждают эту модель: полная и устойчивая оксигенация атмосферы и глубоких слоев Мирового океана произошла не ранее чем ≈551 млн лет назад (Canfield et al., 2008; Scott et al., 2008), хотя ряд авторов (Sahoo et al., 2012) считают, что начало таких событий могло иметь место и несколько ранее 635 млн лет назад.

Для осадочных последовательностей неопротерозоя (верхнего рифея и венда) востока и северо-востока Восточно-Европейской платформы, пожалуй, единственным исследованием этого плана можно считать публикацию (Johnston et al., 2012), в которой предпринята попытка расшифровки редокс-обстановок формирования осадочных последовательностей криогения и эдиакария, вскрытых скв. Кельтменская-1 (южная часть Вычегодского прогиба). В результате, в основном по данным об особенностях изменения в разрезе значений $FeHr/FeT$, ее авторами показано, что в интервале 580–560 млн лет назад стабильность редокс-обстановок стала присуща и придонным водам мел-

Таблица 1. Средние, минимальные и максимальные содержания ряда элементов-примесей в глинистых породах разных уровней и горизонтов верхнего рифея и венда западного склона Южного Урала (г/т)

Table 1. The average, minimum and maximum content of trace elements in the clay rocks of different levels and horizons of the Upper Riphean and Vendian of the Southern Urals western slope (ppm)

Элемент	Уровень				Горизонт	
	Зильмердакско-Катавский	Инзерский	Миньярский	Укский	Лапландский	Котлинский
Mn	193.85 ± 134.98 14.87–532.95	256.75 ± 330.59 112.76–1136.24	62.02 ± 33.57 9.49–106.50	143.44 ± 60.18 76.13–249.09	520.43 ± 606.46 158.70–1787.00	628.71 ± 92.62 207.75–1354.86
Mo	0.89 ± 1.72 0.13–7.03	0.29 ± 0.17 0.16–0.71	1.04 ± 1.61 0.13–4.92	0.27 ± 0.06 0.17–0.34	0.34 ± 0.12 0.19–0.55	0.33 ± 0.28 0.10–1.50
V	100.50 ± 29.78 66.59–197.35	76.17 ± 19.03 49.12–113.41	72.75 ± 25.71 37.33–105.33	75.95 ± 23.44 26.19–106.85	112.94 ± 10.21 99.77–124.20	128.71 ± 28.37 74.30–193.36
Ni	50.78 ± 25.10 14.62–143.48	32.81 ± 8.33 19.30–45.32	21.10 ± 8.63 4.58–34.74	25.35 ± 3.76 20.13–31.60	34.03 ± 6.75 25.68–45.39	57.23 ± 19.91 28.28–105.47
U	3.09 ± 1.78 0.71–7.91	2.54 ± 0.56 1.82–3.70	3.86 ± 2.35 1.22–8.40	1.99 ± 0.56 0.94–2.68	2.11 ± 0.73 0.88–2.80	2.14 ± 0.56 1.51–4.24

ководных морей, что возможно, отражает дальнейший, по сравнению с криогением, рост pO_2 .

В данной работе мы попытались подойти к решению указанной проблемы несколько иначе, а именно основываясь на данных о распределении в глинистых породах (всего использованы сведения по почти 400 индивидуальным образцам) ряда литостратиграфических подразделений верхнего рифея и венда, известных на Южном и Среднем Урале, в Вычегодском прогибе, Мезенской и Московской синеклизах, значений Mo/Mn , $V/(V + Ni)$ и содержаний U. Наряду с другими эти показатели часто используются как индикаторы редокс-обстановок в придонных слоях воды седиментационных бассейнов (Маслов, 2005; Partin et al., 2013).

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕРИФЕЙСКО-ВЕНДСКИХ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ

Типовая последовательность верхнего рифея и венда на западном склоне **Южного Урала** представлена осадочными образованиями *каратауской* и *ашинской* серий. Каратауская серия объединяет зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую, укскую и криволукскую свиты (Маслов и др., 2002; см. также ссылки в этой работе). Зильмердакская состоит преимущественно из песчаников с подчиненными им прослоями гравелитов и конгломератов, алевролитов и глинистых сланцев. Катавская сложена пестро- и красноцветными глинистыми известняками и мергелями. Инзерская включает глауконитовые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы; в западной части Башкирского мегантиклинория в составе свиты присутствуют две карбонатные (нижняя из них известна под названием подинзерских слоев) и две алюмосиликокластические толщи. Rb-Sr возраст раннедиагенетического иллита из глинистых сланцев инзерской сви-

ты составляет 805–835 млн лет. Время проявления раннего диагенеза в известняках подинзерских слоев датируется изохронным Pb-Pb методом – 836 ± 25 млн лет. Миньярская свита представлена в основном доломитами, подчиненную роль в ее разрезах играют известняки. Pb-Pb возраст доломитов миньярской свиты 780 ± 85 млн лет. Укская объединяет карбонатные и карбонатно-терригенные отложения (мелкозернистые песчаники и алевролиты с глауконитом, известняки и др.). Rb-Sr возраст Al-глауконита из песчаников укской свиты составляет 688 ± 10 млн лет. Al-разности глауконита укской свиты имеют Rb-Sr и K-Ar датировки в интервале 650–680 млн лет. Средние, минимальные и максимальные содержания Mn, Mo, V, Ni и U в глинистых породах различных уровней каратауской серии приведены в табл. 1.

Ашинская серия объединяет бакеевскую, урюкскую, басинскую, куккараукскую и зиганскую свиты (Маслов, 2014; см. также ссылки в этой работе), имеющие следующее строение. Бакеевская сложена табачными и зеленовато-серыми песчаниками, в том числе часто ожелезненными, алевролитами с глауконитом и глинистыми сланцами. Rb-Sr возраст глауконита из песчаников составляет 617 ± 12 млн лет. Урюкская объединяет светло- и розовато-серые песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты. Басинская представлена преимущественно серыми и зеленовато-серыми песчаниками, переслаиваемыми с пестроцветными алевролитами и глинистыми сланцами. Куккараукская сложена конгломератами, песчаниками и алевролитами. Зиганская объединяет серо- и зеленоцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты и гравелиты. По представлениям (Grazhdankin, 2014), вся урюкско-зиганская последовательность ашинской серии принадлежит котлинскому горизонту верхнего венда. Средние, минимальные и максимальные содержания Mn, Mo, V, Ni и U в тонкозернистых обломочных поро-

дах указанного стратиграфического уровня приведены в табл. 1.

Верхний рифей и венд на западном склоне **Среднего Урала** включают осадочные и вулканогенно-осадочные образования *кедровской, басегской, серебрянской и сылвицкой* серий (Стратиграфические схемы..., 1993; Стратотип рифея..., 1983). Кедровская серия объединяет синегорскую и клыктанскую свиты. Синегорская сложена серыми и светло-серыми кварцитами, глинистыми сланцами и филлитами с прослоями песчаников и гравелитов¹. Клыктанская включает глинистые сланцы и филлиты с прослоями кварцито-песчаников, известняков и мраморов. В ее верхней части наблюдается толща известняков и доломитов, на которой залегает преимущественно сланцевая толща. По данным (Аблизин и др., 1982), нижняя толща верхнеклыктанской подсвиты соответствует миньярско-ускому уровню Южного Урала. Позднее нижняя часть клыктанской свиты была скоррелирована с катавской и инзерской свитами Башкирского мегантиклинория (Стратиграфические схемы..., 1993).

Басегская серия объединяет вулканогенно-терригенные образования ослянской, федотовской и усьвинской свит². Ослянская свита включает кварцитовидные песчаники и кварцито-песчаники, среди которых иногда наблюдаются прослои филлитовидных сланцев. Федотовская представлена темноокрашенными глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и песчаников, в ее нижней части в ряде разрезов присутствуют эффузивы основного и кислого состава, Rb-Sr изотопный возраст которых оценивается в 672 ± 22 млн лет (Коротеев и др., 1997). Усьвинская свита сложена глинистыми сланцами, чередующимися с кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками.

Серебрянская серия включает танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и керносскую свиты. Танинская свита сложена диамиктитами, полевошпат-кварцевыми песчаниками, гравелитами, алевролитами и глинистыми сланцами; подчиненную роль в ее разрезах играют измененные вулканогенные породы. Диамиктиты моложе (U-Pb возраст 598.1 ± 6.0 млн лет) цирконов из покровов базальтов, присутствующих в нижней части свиты (Маслов и др., 2013). Гаревская свита объединяет мелкозернистые песчаники и глинистые сланцы. Койвинская представлена чередованием филлитовидных пестро- и красноцветных сланцев, алевролитов и пестроцветных известняков и доломитов.

¹ По данным серийной легенды для геологосъемочных работ (А.В. Жданов и др., 2009 г.), синегорская свита из состава кедровской серии исключена.

² По данным геологосъемочных работ последних лет, в верхней или средней части серии обособляется щеговская свита, объединяющая трахибазальты, пикробазальты, трахиты и трахириолиты, а также различные по составу сланцы.

Бутонская сложена низкоуглеродистыми глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и мелкозернистых кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников. Керноская свита объединяет полевошпат-кварцевые песчаники с прослоями гравелитов и филлитовидных алеврито-глинистых пород. Rb-Sr возраст присутствующих в верхней части керносской свиты трахиандезитов дворцевого комплекса оценивается в 559 ± 16 млн лет, а формирование пикритобазальтов, трахибазальтов и трахиандезитов происходило, возможно, 569 ± 42 млн лет назад (Sm-Nd метод) (Карпухина и др., 2001).

Сылвицкая серия включает старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты. Старопечнинская свита представлена диамиктитами, темноокрашенными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Перевалокская свита объединяет темно-серые аргиллиты, песчаники и гравелиты. Выше наблюдается мощная последовательность зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, выделяемая в чернокаменскую свиту. Предыдущими исследователями (Аблизин и др., 1982) чернокаменская свита расчленялась на две подсвиты. Работы последних лет (Гражданкин и др., 2009, 2010) выявили более сложное строение и выраженную фациальную изменчивость указанного литостратиграфического подразделения. Установлено, что во всех разрезах чернокаменская свита распадается на ряд подсвит, различающихся между собой набором литотипов и характером цикличности: вилухинскую, шурышскую, черемуховскую, синемаменскую, коноваловскую, крутихинскую и кобылоостровскую. Завершают разрез сылвицкой серии полимиктовые и полевошпат-кварцевые песчаники с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов усть-сылвицкой свиты.

По представлениям (Grazhdankin, 2014), танинская, гаревская, койвинская и бутонская свиты отвечают лапландскому горизонту нижнего венда. Керноская, старопечнинская и перевалокская свиты принадлежат редкинскому горизонту, чернокаменская свита с вилухинской по коноваловскую подсвиты включительно – это отложения беломорского горизонта, тогда как крутихинская и кобылоостровская подсвиты чернокаменской свиты и усть-сылвицкая свита отвечают котлинскому горизонту верхнего венда. Средние, минимальные и максимальные содержания **Mn, Mo, V, Ni и U** в глинистых породах разных уровней верхнего рифея и венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория приведены в табл. 2.

В **Вычегодском прогибе** достаточно полный разрез верхней части верхнего рифея и венда вскрыт скважиной Кельтменская-1 (Голубкова и др., 2015; Подковыров и др., 2011). В интервале 2910–2780 м здесь выделяется окосская свита, сложенная чередованием зеленовато-серых алевроли-

Таблица 2. Средние, минимальные и максимальные содержания ряда элементов-примесей в глинистых породах разных уровней и горизонтов верхнего рифея и венда западного склона Среднего Урала (г/т)**Table 2.** The average, minimum and maximum content of trace elements in the clay rocks of different levels and horizons of the Upper Riphean and Vendian, of the Middle Urals western slope (ppm)

Элемент	Уровень	Горизонт			
	Федотовский	Лапландский	Редкинский	Беломорский	
Mn	120.99 ± 212.69	284.78 ± 123.329	465.86 ± 369.72	624.54 ± 314.45	
	22.42–755.89	85.76–722.05	5.01–1643.34	197.28–1630.51	
Mo	0.54 ± 0.34	0.58 ± 1.38	0.43 ± 0.67	0.34 ± 0.27	
	0.09–1.21	0.01–9.33	0.06–3.00	0.05–2.27	
V	87.39 ± 15.85	104.33 ± 44.92	113.07 ± 41.50	123.04 ± 19.13	
	71.49–124.20	44.34–312.02	50.38–210.73	73.63–187.77	
Ni	31.40 ± 17.82	45.83 ± 16.59	47.57 ± 26.67	54.85 ± 13.29	
	12.07–67.75	21.98–93.07	1.76–109.10	31.33–89.67	
U	1.68 ± 0.41	1.94 ± 1.02	2.06 ± 0.90	2.26 ± 0.48	
	0.82–2.14	0.33–6.11	0.35–4.32	1.14–3.31	

Таблица 3. Средние, минимальные и максимальные содержания ряда элементов-примесей в глинистых породах разных уровней и горизонтов верхнего рифея и венда южной части Вычегодского прогиба (г/т)**Table 3.** Medium, minimum and maximum content of a number trace elements in the clay rocks of different levels and horizons of the Upper Riphean and Vendian deposits, southern part of Vychegda depression (ppm)

Элемент	Уровень	Горизонт			
	Оокосский	Редкинский	Беломорский	Котлинский	
Mn	238.26 ± 111.52	558.13 ± 391.64	644.94 ± 288.20	437.16 ± 306.54	
	110.13–313.43	130.50–1503.19	273.64–1332.02	306.54–838.75	
Mo	0.28 ± 0.05	0.29 ± 0.12	0.35 ± 0.17	0.27 ± 0.19	
	0.24–0.32	0.12–0.60	0.17–0.79	0.19–0.55	
V	82.17 ± 24.63	81.77 ± 28.75	63.78 ± 20.52	51.06 ± 41.48	
	55.41–103.88	45.71–163.62	29.92–125.11	41.48–89.04	
Ni	25.74 ± 7.76	33.71 ± 23.47	27.91 ± 6.88	23.32 ± 18.98	
	17.30–32.57	13.92–100.53	16.76–47.91	18.98–31.63	
U	3.91 ± 0.56	2.47 ± 0.78	2.01 ± 1.40	1.55 ± 1.24	
	3.36–4.49	1.26–3.97	1.05–6.76	1.24–2.56	

тов и песчаников с тонкими прослоями коричневатого-серых аргиллитов. Песчаники и алевролиты содержат аутигенный темно-зеленый глауконит, количество которого в среднем не превышает 2–3%, но иногда достигает 60–70%. **Rb-Sr возраст глауконита** 807 ± 8 млн лет (Голубкова и др., 2015). К редкинскому горизонту верхнего венда в разрезе скв. Кельтменская-1 относятся породы в интервале 2790 (80)–2309 м. Интервал 2309–1725 м принадлежит беломорскому горизонту, а интервал 1725–1330 м – котлинскому. Средние, минимальные и максимальные содержания **Mn, Mo, V, Ni и U** в тонкозернистых обломочных породах разных уровней верхнего рифея и венда южной части Вычегодского прогиба приведены в табл. 3.

На северо-западе **Мезенской синеклизы** естественные разрезы венда можно видеть в Юго-Восточном Беломорье. По данным (Гражданкин, 2003), они расчленяются здесь на лямницкую, верховскую, зимнегорскую и ергинскую свиты. Лямницкая свита сложена толщей тонкого ритмичного переслаивания алевролитов и глин, среди которых

присутствуют проградационные клинья сероцветных песчаников. Верховская представлена пачками тонкослоистых глин, интервалами переслаивания алевролитов и глин, песчаниками, алевролитами. Зимнегорская включает пестроцветные пачки тонкослоистых глин, линзы гравелитов и конгломератов, а также пачки переслаивания кварцевых песчаников, алевролитов и глин. В разрезах свиты присутствуют тонкослоистые глины пятнистой, шоколадно-коричневой и голубовато-серой окраски, содержащие прослои вулканических пеплов. В верхней части свиты выделяется пачка с четко выраженным регрессивным строением, в основании которой залегают тонкослоистые глины темно-серой окраски с сапропелеподобными пленками. Вверх по разрезу глины постепенно переходят в тонкое переслаивание алевролитов и глин зеленовато-серой окраски с линзовидными пакетами тонкослоистых песчаников. Ергинская свита сложена переслаиванием песчаников, алевролитов и глин пестрой окраски и представляет регрессивно построенный макроциклит. По данным (Grazh-

Таблица 4. Средние, минимальные и максимальные содержания ряда элементов-примесей в глинистых породах разных горизонтов венда Юго-Восточного Беломорья (г/т)

Table 4. The average, minimum and maximum content of trace elements in the Vendian clay rocks of the White Sea region (various horizons) (ppm)

Элемент	Горизонт		
	Редкинский	Беломорский	Котлинский
Mn	679.01 ± 473.37	581.18 ± 241.37	475.10 ± 197.44
	361.00–1776.60	164.52–846.00	243.94–848.49
Mo	0.63 ± 0.21	0.50 ± 0.17	0.48 ± 0.40
	0.20–1.00	0.08–0.68	0.08–1.40
V	109.81 ± 34.65	113.59 ± 22.04	113.47 ± 30.42
	46.84–156.05	72.96–154.04	61.57–190.47
Ni	33.29 ± 13.01	39.75 ± 8.49	44.57 ± 12.84
	14.95–65.98	24.98–60.26	22.22–64.01
U	1.43 ± 0.43	1.94 ± 0.45	2.69 ± 3.89
	0.79–2.27	1.38–3.08	0.78–17.23

Таблица 5. Средние, минимальные и максимальные содержания ряда элементов-примесей в глинистых породах разных горизонтов венда запада Московской синеклизы (г/т)

Table 5. Average, minimum and maximum content of a number of trace elements in the clay rocks of various horizons of the Vendian, west part of the Moscow syncline (ppm)

Элемент	Горизонт	
	Редкинский	Котлинский
V	150.14 ± 56.01	108.53 ± 19.99
	93.70–211.00	71.50–138.00
Ni	35.36 ± 4.79	32.78 ± 7.30
	27.90–40.90	21.10–44.20
U	3.44 ± 0.54	3.48 ± 0.78
	2.82–4.08	2.70–5.36

dankin, 2014), **лямецкая свита** отвечает редкинскому горизонту верхнего венда, верховская и зимнегорская свиты принадлежат беломорскому горизонту, а ергинская свита соответствует котлинскому горизонту. Средние, минимальные и максимальные содержания **Mn, Mo, V, Ni и U** в глинистых породах разных горизонтов верхнего венда Юго-Восточного Беломорья приведены в табл. 4.

На западе **Московской синеклизы**, в окрестностях г. Санкт-Петербург, осадочная последовательность верхнего венда включает старорусскую свиту редкинского и василеостровскую свиту котлинского горизонтов. Старорусская свита представлена пестроцветными слюдыстыми алевролитами и аргиллитами, чередующимися в основании и кровле со светлыми, разномзернистыми (часто “рыхлыми”) олигомиктовыми песчаниками. Василеостровская свита объединяет нижнюю песчаноглинистую и верхнюю существенно глинистую

подсвиты. В нижней подсвите переслаиваются буровато- и зеленовато-серые алевроаргиллиты и разномзернистые слюдыстые песчаники, а верхняя подсвита сложена монотонной толщей зеленовато- и голубовато-серых ламинаритовых глин с отдельными прослоями песчаников. Средние, минимальные и максимальные содержания V, Ni и U в глинистых породах редкинского и котлинского горизонтов верхнего венда запада Московской синеклизы приведены в табл. 5.

Накопление осадочных последовательностей верхнего рифея происходило, по всей видимости, на восточной (в современных координатах) пассивной окраине Балтики (Маслов и др., 2002; Maslov, 2004), а вендские толщи формировались в обстановках кривой транспрессии и коллизии (Петров, 2012; Kuznetsov et al., 2014) в структурах, сходных с предгорными прогибами, причем мелководно- и прибрежно-морские обстановки осадконакопления были свойственны современной территории Среднего Урала и более северных и северо-западных районов, а в пределах западного склона Южного Урала существовал, по всей видимости, своеобразный “залив вендского моря” (Гражданкин, Маслов, 2012).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ЕГО ОБСУЖДЕНИЕ

Данные о содержаниях Mn, Mo, V, Ni и U в тонкозернистых обломочных породах верхнего рифея-венда рассматриваемых в настоящей работе регионов получены методом **ICP-MS на ELAN9000 в Институте геологии и геохимии УрО РАН** (аналитики Д.В. Киселева, Н.Н. Адамович, Н.В. Чередниченко, О.А. Березикова и Л.К. Дерюгина). Предел обнаружения для Mo составлял при этом 0.008 г/т.

Тонкозернистые обломочные образования зильмердакско-катавского уровня каратавия, накопившиеся, по всей видимости, не позднее (850–870?)–900 млн лет назад, характеризовались средним значением коэффициента стагнации Mo/Mn (Холодов, Недумов, 1991) 0.0071 ± 0.015 (минимум – 0.006, максимум – 0.076). Для глинистых сланцев инзерского уровня средняя величина Mo/Mn составляет 0.0018 ± 0.0011 (0.0001 и 0.0038). Глинистые породы миньярского уровня характеризуются существенным разбросом значений Mo/Mn (0.004 и 0.14). Для аргиллитов укской свиты ситуация иная: минимальная величина Mo/Mn составляет для них 0.0011, тогда как максимальная в 3 раза больше. Глинистые породы лапландского горизонта характеризуются значением Mo/Mn_{cp} 0.0012 ± 0.00057 , а аналогичные по гранулометрическому составу образования котлинского горизонта имеют среднюю величину коэффициента стагнации примерно в 2 раза ниже (0.00062 ± 0.0005). Таким образом, средние значе-

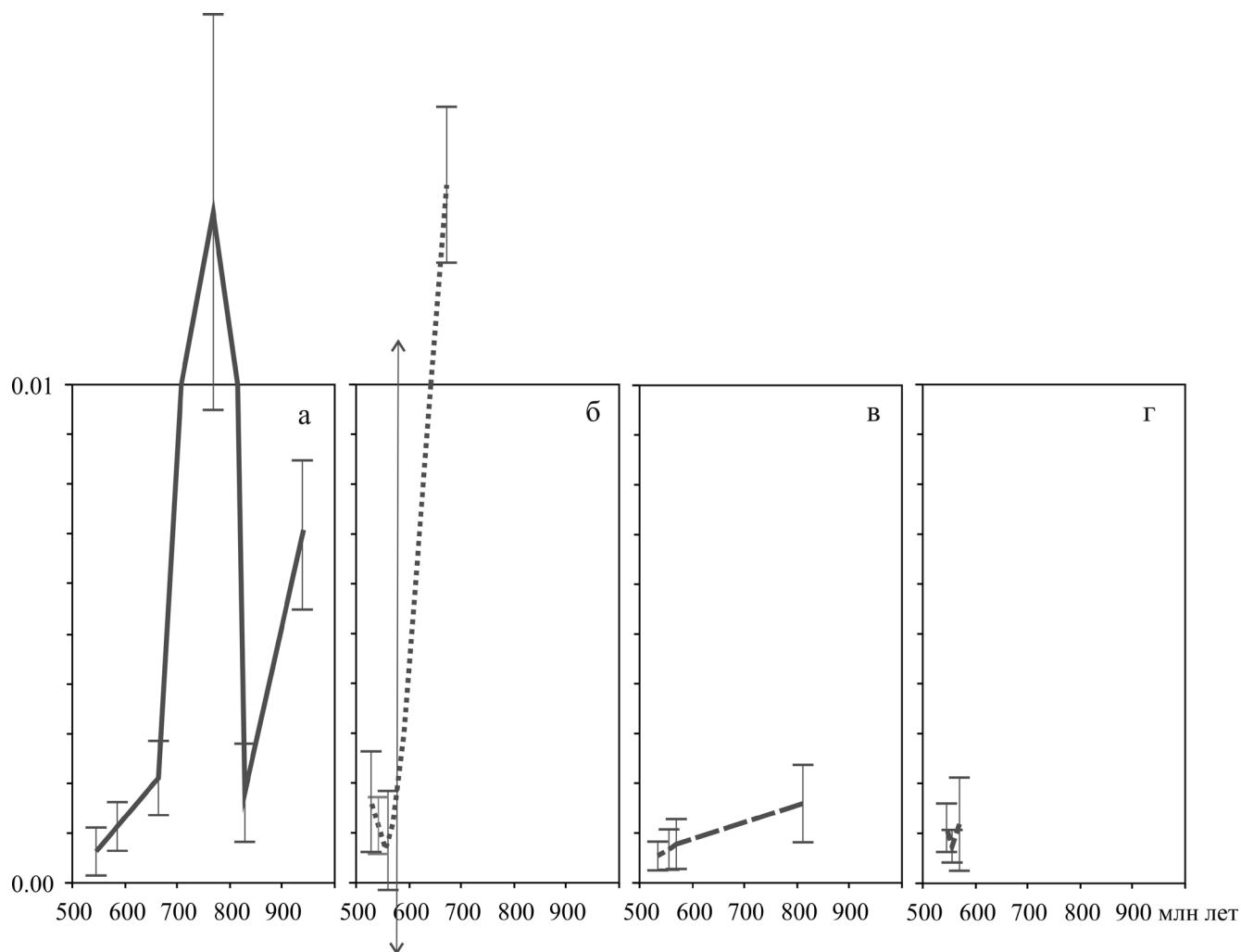


Рис. 1. Вариации средних величин Mo/Mn в тонкозернистых обломочных породах верхнего рифея–венда Южного Урала (а), Среднего Урала (б), Вычегодского прогиба (в) и Юго-Восточного Беломорья (г).

Fig. 1. Variations of the mean values Mo/Mn in the Upper Riphean-Vendian fine-grained clastic rocks of the Southern (а) and the Middle Urals (б), Vychegda depression (в) and the South-East of the White Sea region (г).

ния Mo/Mn в интервале $\approx(940-950?)$ –545 млн лет³ демонстрируют тенденцию к некоторому снижению, за исключением существенно более высоких величин на миньярском уровне, примерно также ведут себя минимальные и максимальные значения Mo/Mn (рис. 1а, 2а). Такой же тренд присущ U_{cp} и его минимальным и максимальным содержаниям (рис. 3а, 4а), а параметр $V/(V + Ni)$ в глинистых сланцах неопротерозоя Южного Урала как на уровне средних, так и минимальных/максимальных содержаний не претерпевает с течением времени каких-либо изменений (рис. 5а, 6а).

³ Здесь для горизонтов венда мы оперируем средними значениями возраста (лапландский горизонт – 590 млн лет, редкинский – 579, беломорский – 555 и котлинский – 545 млн лет (Grazhdankin, 2014)), а для разных уровней верхнего рифея – значениями изотопного возраста конкретных литостратиграфических подразделений.

Для глинистых пород верхнерифейско-вендского разреза Среднего Урала наблюдается рост снизу вверх средних значений Mo/Mn и $V/(V + Ni)$ (см. рис. 1б, 5б), тогда как величина U_{cp} минимальна (1.68 ± 0.41 г/т) в глинистых сланцах федотовского уровня, которые формировались примерно 670 млн лет назад, а в сходных по гранулометрическому составу образованиях котлинского горизонта она составляет 2.66 ± 0.99 г/т (см. рис. 3б). Однако, если основываться только на данных о максимальных содержаниях урана, то можно видеть рост последних вверх по разрезу (см. рис. 4б), тогда как минимальные содержания остаются примерно одинаковыми, что свидетельствует об отсутствии каких-либо четких тенденций.

Для глинистых пород Вычегодского прогиба характерно заметное снижение величины Mo/Mn_{cp} от окосского уровня (0.0016 ± 0.00084), породы кото-

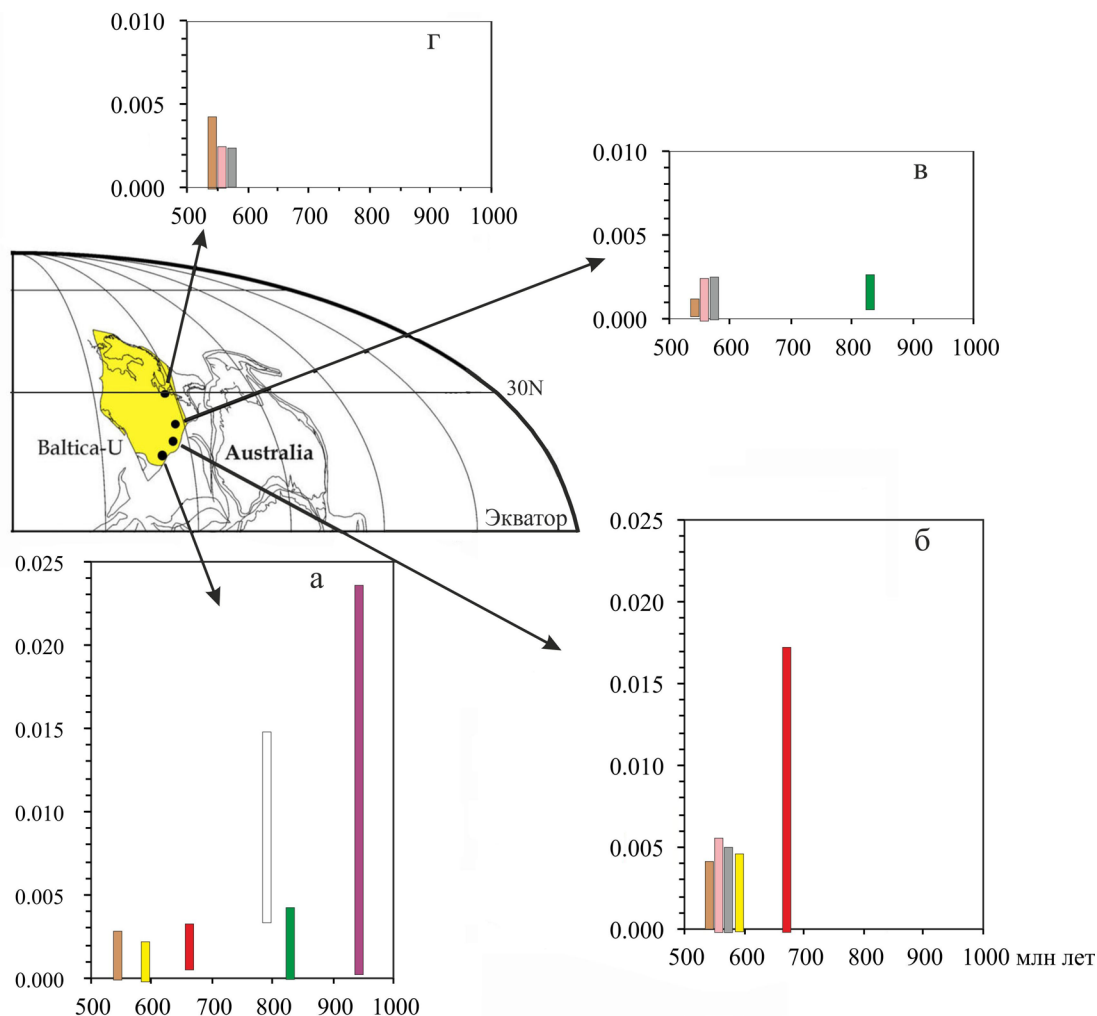


Рис. 2. Вариации минимальных и максимальных значений Mo/Mn в тонкозернистых обломочных породах верхнего рифея–венда Южного Урала (а), Среднего Урала (б), Вычегодского прогиба (в) и Юго-Восточного Беломорья (г).

Положение Балтики показано по данным (Kuznetsov et al., 2014).

Fig. 2. Variations of the minimum and maximum values of Mo/Mn in the Upper Riphean-Vendian fine-grained clastic rocks of the Southern (а) and the Middle Urals (б), Vychehga depression (в) and the South-East of the White Sea region (г).

The Baltic's position is shown according to (Kuznetsov et al., 2014).

рого сформированы не ранее 810 млн лет назад, к отложениям котлинского горизонта (0.00064 ± 0.00033) (см. рис. 1в). Такая же тенденция характерна для параметра U_{cp} : в глинистых породах окосской свиты он составляет 3.91 ± 0.56 г/т, а в отложениях котлинского горизонта – 1.55 ± 1.24 г/т (см. рис. 3в). При рассмотрении минимальных и максимальных значений обоих параметров указанная тенденция проявлена более сильно для урана (см. рис. 2в, 4в). По-иному ведет себя средняя величина $V/(V + \text{Ni})$. Минимальное ее значение наблюдается в глинистых сланцах редкинского уровня (0.76 ± 0.07), а максимальное (0.81 ± 0.80) свойственно тонкозернистым обломочным образова-

ниям котлинского горизонта (см. рис. 5в). Однако, если рассматривать пределы изменения величины $V/(V + \text{Ni})$ для каждого из проанализированных нами уровней, эта тенденция почти не просматривается (см. рис. 6в).

В Юго-Восточном Беломорье какой-либо определенной тенденции в изменении средних значений коэффициента стагнации в глинистых породах верхнего венда не наблюдается (см. рис. 1г). Это же присуще и параметру $V/(V + \text{Ni})_{\text{cp}}$ (см. рис. 5г), а величина U_{cp} растет от тонкозернистых обломочных образований редкинского горизонта (1.44 ± 0.43 г/т) к котлинскому (2.70 ± 3.89 г/т) (см. рис. 3г), однако для последнего присущ весь-

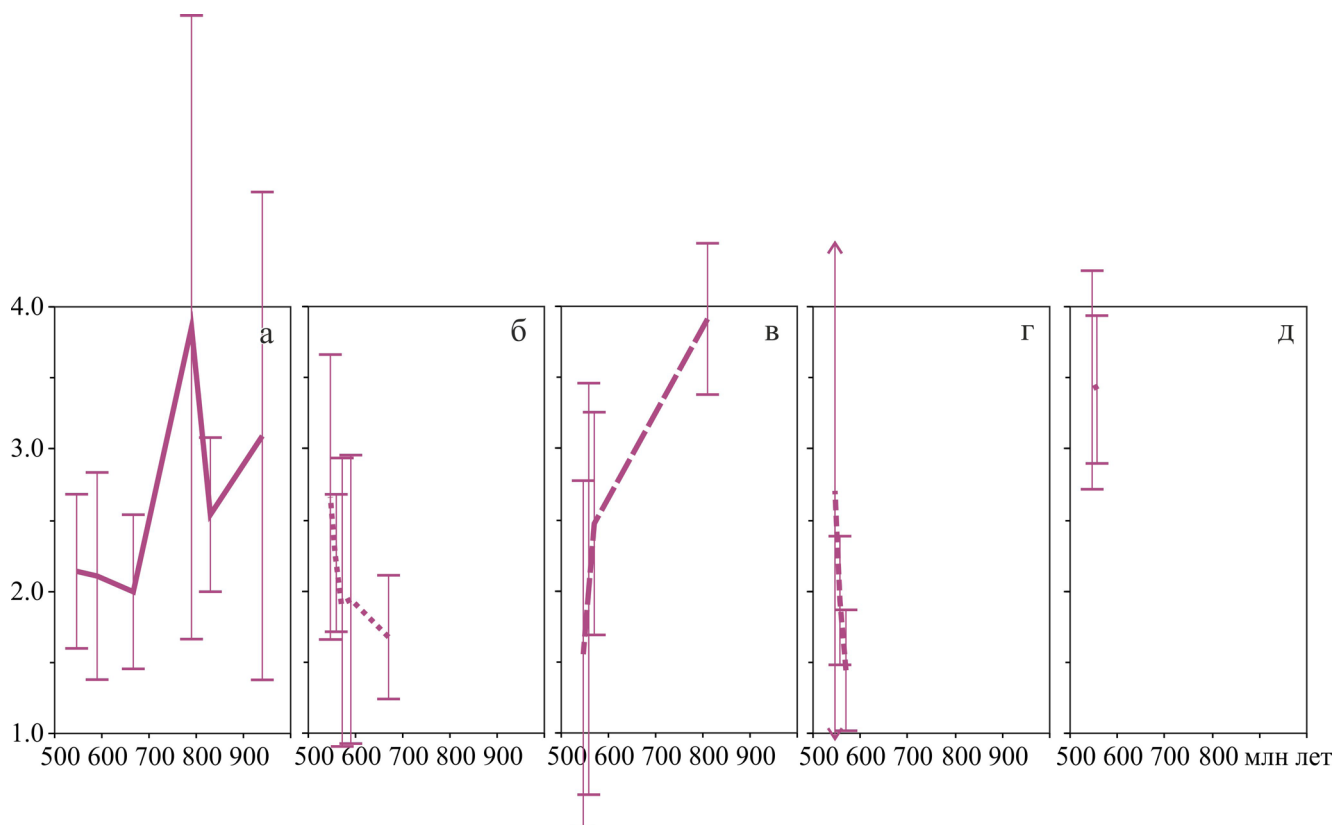


Рис. 3. Вариации средних концентраций U в глинистых породах верхнего рифея–венда Южного Урала (а), Среднего Урала (б), Вычегодского прогиба (в), Юго-Восточного Беломорья (г) и окрестностей г. Санкт-Петербург (д).

Fig. 3. Variations of average concentrations of U in the Upper Riphean-Vendian clay rocks of the Southern (a) and the Middle Urals (б), Vychegda depression (в), the South-East of the White Sea region (г) and the surroundings of St. Petersburg (д).

ма значительный разброс концентраций U в индивидуальных образцах. Отсутствие каких-либо тенденций в изменении перечисленных параметров в разрезе верхнего венда Юго-Восточного Беломорья хорошо видно и при анализе общего разброса значений Mo/Mn, U и V/(V + Ni) в индивидуальных образцах (см. рис. 2г, 4г, 6г).

На западе Московской синеклизы также не отмечается определенных тенденций ни в изменении величины U_{cp} от тонкозернистых отложений редкинского горизонта (3.44 ± 0.54 г/т) к котлинскому (3.48 ± 0.78 г/т) (см. рис. 3д), ни в изменении средних значений V/(V + Ni) (см. рис. 5д), хотя в базальных глиноземистых глинах редкинского горизонта V/(V + Ni) достигает ≈ 0.85 . В целом диапазон колебаний этого параметра (0.81–0.75) практически аналогичен для глин и редкинскому и котлинскому горизонтов. Если же рассматривать вариации значений FeHr/FeT, то для ряда образцов сидеритонесных глин василеостровской свиты они достигают 0.65 и более, что характерно для диоксидных или близких к аноксическим обстановок. Подобные обстановки в придонных водах котлинского бассейна

могли быть следствием кратковременного возврата железистых (ferruginous) вод на фоне интенсивного поступления в мелководный эпикратонный бассейн органического углерода при недостатке серы и сульфатредуцирующих бактерий.

Постепенный рост количества кислорода в системе океан–атмосфера считается одним из важнейших эволюционных процессов на Земле. Существенная оксигенация земной поверхности имела место во время GOE (≈ 2400 – 2200 млн лет назад) (Bekker et al., 2004) и NOE⁴ (≈ 800 – 540 млн лет назад) (Och, Shields-Zhou, 2012). Считается, что последнее причастно к эволюции животных и других сложных организмов во время неопротерозоя (Canfield et al., 2008). Однако оксигенация не являлась простым однонаправленным процессом, а точная картина изменения с течением времени химического состава докембрийского океана все еще отсутствует. Геохимические исследования морских отложений криогения и эдиакария показывают, что во

⁴ GOE – Great Oxidation Event, NOE – Neoproterozoic Oxygenation Event.

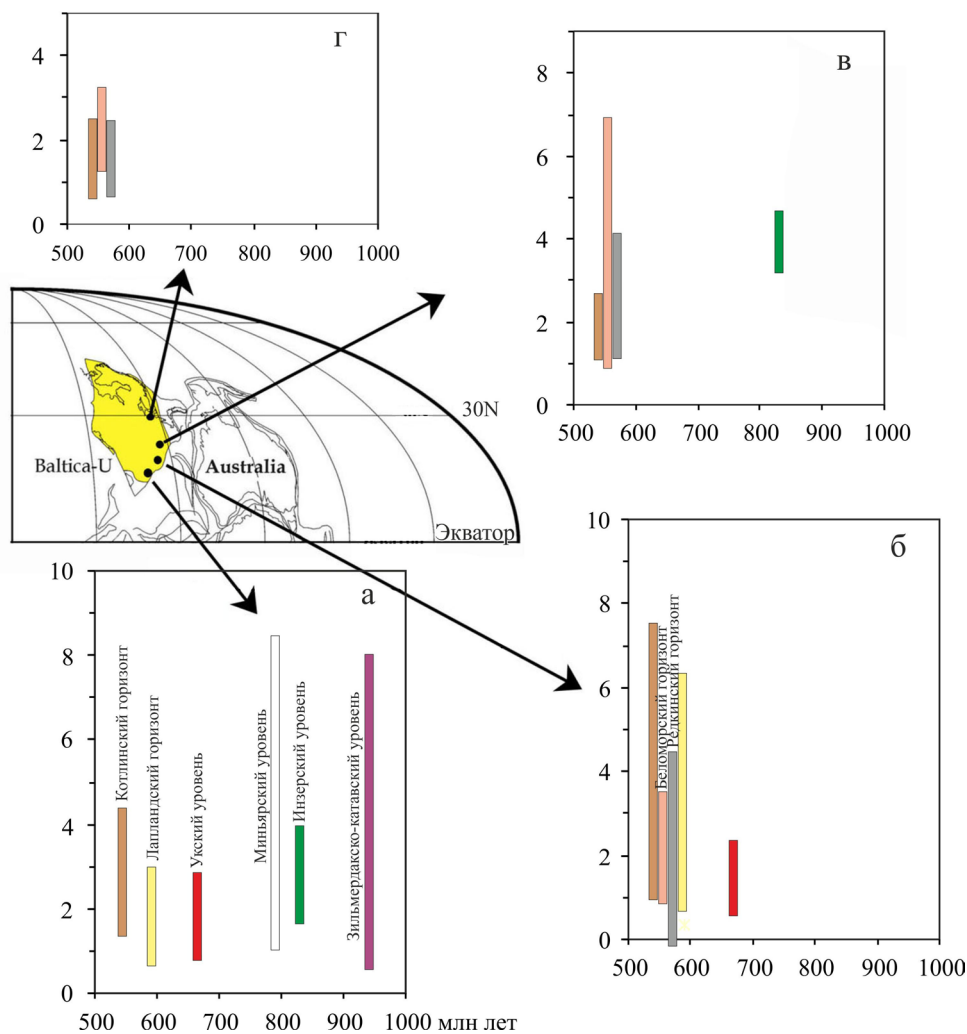


Рис. 4. Вариации минимальных и максимальных содержаний U (г/т) в тонкозернистых обломочных породах верхнего рифея–венда Южного Урала (а), Среднего Урала (б), Вычегодского прогиба (в) и Юго-Восточного Беломорья (г).

Положение Балтики показано по данным (Kuznetsov et al., 2014).

Fig. 4. Variations in the minimum and maximum content of U (ppm) in the Upper Riphean-Vendian fine-grained clastic rocks of the Southern (а) and the Middle Urals (б), Vychehga depression (в) and South-East of the White Sea region (г).

The Baltic's position is shown according to (Kuznetsov et al., 2014).

второй половине неопротерозоя количество кислорода в океане существенным образом повысилось (Canfield et al., 2008; Och, Shields-Zhou, 2012; Hood, Wallace, 2014). Одним из главных инструментов реконструкции редокс-статуса неопротерозойского океана является анализ геохимических особенностей тонкозернистых обломочных пород/глинистых сланцев (изотопия Fe, распределение ряда редких и рассеянных элементов, в том числе редкоземельных, а также данные по ряду изотопных систем). Однако использование этой информации для палеоокеанографических реконструкций в значительном числе случаев сталкивается с существенными

трудностями, так как соотношения между чувствительными к редокс-обстановкам элементами-примесями маскируются влиянием алюмосилико-кластический матрицы (источников сноса), а выводы о геохимии собственно водной массы часто делаются без учета данных о составе поровых вод. В последние годы к решению этих проблем все чаще привлекаются данные о геохимических особенностях морских карбонатных отложений, карбонатных микробиолитов и “морского карбонатного цемента” (Webb, Kamber, 2000; Kamber, Webb, 2001; Kamber et al., 2004; Nothdurft et al., 2004; Hood, Wallace, 2014): например, считается, что проксималь-

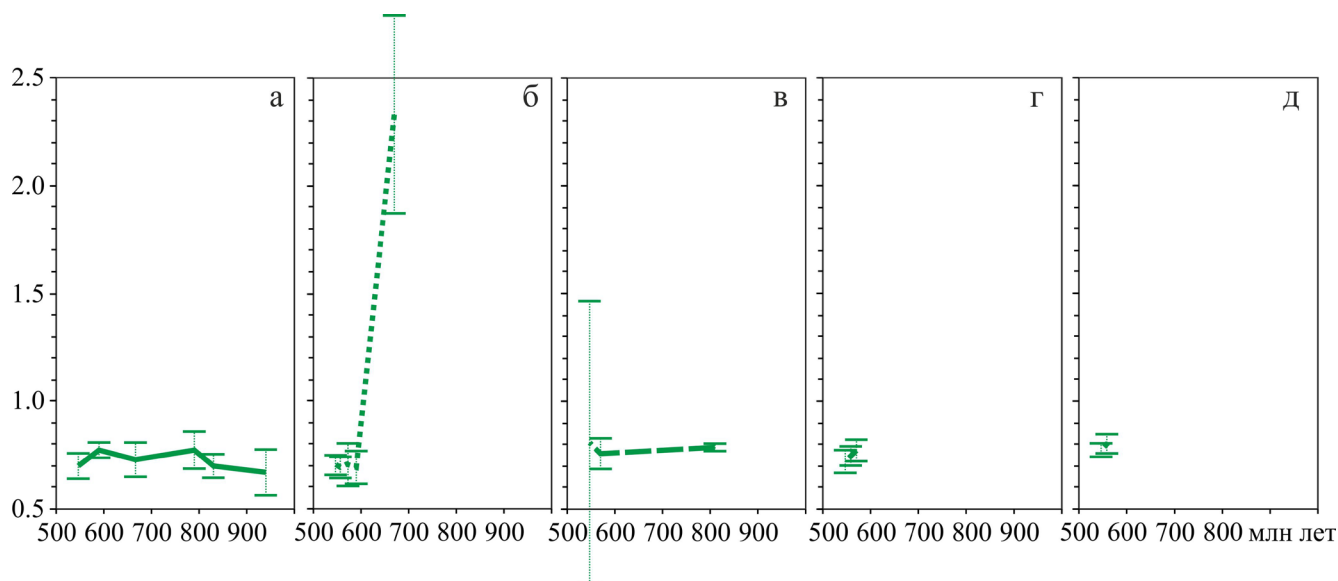


Рис. 5. Вариации средних значений $V/(V + Ni)$ в глинистых породах верхнего рифея–венда Южного Урала (а), Среднего Урала (б), Вычегодского прогиба (в), Юго-Восточного Беломорья (г) и окрестностей г. Санкт-Петербург (д).

Fig. 5. Variations of the mean values of $V/(V + Ni)$ in the Upper Riphean-Vendian clay rocks of the Southern (а) and the Middle Urals (б), Vychegda depression (в), the South-East of the White Sea region (г) and the surroundings of St. Petersburg (д).

ные отложения содержат цементы, существенно обогащенные Cd, Cu, Co, Ni и U и обедненные Ba, Cr, Th и $\Sigma PЗЭ$ против дистальных осадков.

К сожалению, разрезы верхней части верхнего рифея и венда на значительной части территории востока и северо-востока Восточно-Европейской платформы (за исключением Южного Урала) представлены почти исключительно алюмосиликокластическими отложениями, к которым в наиболее общем случае применим только анализ распределения ряда чувствительных к вариациям редокс-обстановок элементов-примесей в глинистых породах, что и сделано в данной работе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из всего сказанного можно, на наш взгляд, сделать вывод о том, что на фоне локальных, достаточно выраженных вариаций значений ряда индикаторов редокс-обстановок придонного слоя воды в позднем рифее (прежде всего коэффициента стагнации Mo/Mn и в меньшей степени – $V/(V + Ni)$), свидетельствующих о том, что накопление осадков в ряде рассмотренных нами районов происходило, в частности, в диокисных или близких к анокисическим условиям, в венде и, по всей видимости, в конце позднего рифея в придонных водах практически всех бассейнов осадконакопления, существовавших вдоль восточной и северо-восточной периферии Восточно-Евро-

пейской платформы, преобладали окислительные обстановки. Наиболее хорошо этот вывод подкреплен данными по верхнерифейско-вендскому, относительно хорошо датированному, интервалу западного склона Южного Урала, менее обоснован он для других частей рассмотренной нами территории. Показательно также, что в исследованных разрезах не наблюдается каких-либо определенных тенденций изменения содержаний U в тонкозернистых обломочных породах, но, вероятно, для их выявления требуется несколько больший массив аналитических данных.

Полученные нами новые данные в той или иной мере подчеркивают сложный, нелинейный/скачкообразно-постепенный характер оксигенизации океана в позднем рифее и венде, с инверсией “кислородных обстановок” в некоторых крупных седиментационных бассейнах или их частях в раннем венде (железистые красноцветные алевролиты верхней части койвинской свиты Среднего Урала, железистые породы в основании бакеевской свиты Южного Урала и др.), на границе венда и кембрия (котлинский горизонт, ≈ 550 – 541 млн лет) и, собственно, в кембрии (Wang et al., 2012). Представляется, однако, что существенное влияние на этот процесс оказывали не только глобальные, но и локальные факторы. Это, как показано ранее, в том числе и нами (Маслов и др., 2006; 2008), весьма характерно для любого рода “глобальных” событий или процессов.

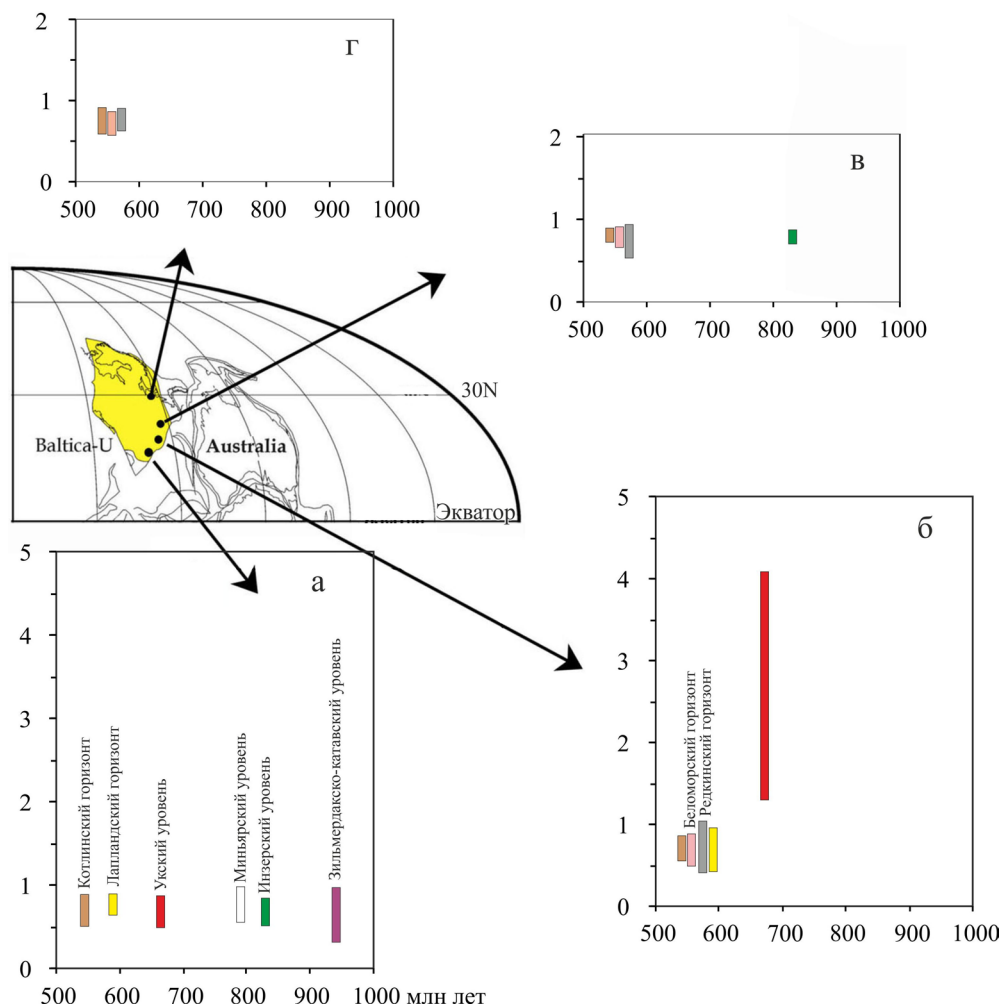


Рис. 6. Вариации минимальных и максимальных значений $V/(V + Ni)$ в тонкозернистых обломочных породах верхнего рифея–венда Южного Урала (а), Среднего Урала (б), Вычегодского прогиба (в) и Юго-Восточного Беломорья (г).

Положение Балтики показано по данным (Kuznetsov et al., 2014).

Fig. 6. Variations in the minimum and maximum values of $V/(V + Ni)$ in the Upper Riphean-Vendian fine-grained clastic rocks of the Southern (a) and the Middle Urals (б), Vychegda depression (в) and South-East of the White Sea region (г).

The Baltic's position is shown according to (Kuznetsov et al., 2014).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 15-05-01512, 14-05-10007 и 14-05-00415).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. (1982) Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 140 с.
- Голубкова Е.Ю., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Довжикова Е.Г., Маслов А.В. (2015) Микрофоссилии и Rb-Sr возраст глауконитов в опорном разрезе верхнего протерозоя северо-востока Русской плиты (скв. Кельтменская-1). Докл. АН. **462**(2), 444-448.
- Гражданкин Д.В. (2003) Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье. Стратиграфия. Геол. корреляция. **11**(4), 3-34.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В. (2012) Южноуральский залив вендского моря: новые перспективы в исследовании венда Южного Урала. Геология и полезные ископаемые Западного Урала. (Под ред. Р.Г. Ибламинова). Пермь: Изд-во ПГНИУ, 11-13.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т. (2009) Строение и этапы формирования вендских отложений сыльвицкой серии западного склона Среднего Урала. Стратиграфия. Геол. корреляция. **17**(5), 20-40.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. (2010) Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 280 с.

- Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З. (2001) Петрология щелочного вулканизма – индикатора поздненевендского рифтогенеза, западный склон Урала. *Петрология*. **9**(5), 480-503.
- Коротеев В.А., Краснобаев А.А., Нечехин В.М. (1997) Геохронология и геодинамика верхнего протерозоя севера Евразии. *Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии*. (Под ред. В.А. Коротеева). Екатеринбург: УрО РАН, 28-36.
- Маслов А.В. (2005) Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 289 с.
- Маслов А.В. (2014) Литогеохимический облик отложенный ашинской серии венда западного склона Южного Урала. *Литосфера*. (1), 13-32.
- Маслов А.В., Меерт Дж., Левашова Н.М., Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Кузнецов Н.Б., Крупенин М.Т., Федорова Н.М., Ипатьева И.С. (2013) Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала. *Докл. АН*. **449**(3), 322-327.
- Маслов А.В., Ножкин А.Д., Подковыров В.Н., Летникова Е.Ф., Туркина О.М., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Дмитриева Н.В., Гареев Э.З., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2008) Тонкозернистые алюмосиликокластические породы рифея Южного Урала, Учуро-Майского региона и Енисейского кряжа: основные литогеохимические характеристики. *Геохимия*. (11), 1187-1215.
- Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В. (2002) Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей. *Литосфера*. (2), 54-95.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Горожанин В.М. (2006) Долговременные вариации состава верхней коры по данным изучения геохимических особенностей глинистых пород позднего докембрия западного склона Южного Урала и Учуро-Майского региона. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. **14**(2), 26-51.
- Петров Г.А. (2012) Магматиты позднедокембрийско-раннепалеозойской трансформной палеообстановки на Среднем Урале. *Геология и полезные ископаемые Западного Урала*. (Под ред. Р.Г. Ибламинова). Пермь: Изд-во ПГНИУ, 23-26.
- Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. (2011) Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда южной части Вычегодского прогиба. *Литология и полез. ископаемые*. (5), 484-504.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1992) Екатеринбург: Роскомнедра, ИГТ УрО РАН, 151 л.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. (1983) (Под ред. Б.М. Келлера и Н.М. Чумакова). М.: Наука, 184 с.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. (1991) О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* (12), 74-82.
- Bekker A., Holland H.D., Wang P.-L., Rumble D., Stein H.J., Hannah J.L., Coetsee L.L., Beukes N.J. (2004) Dating the rise of atmospheric oxygen. *Nat.* **427**, 117-120.
- Canfield D.E. (1998) A new model for Proterozoic ocean chemistry. *Nat.* **396**, 450-453.
- Canfield D.E., Poulton S.W., Knoll A.H., Narbonne G.M., Ross G., Goldberg T., Strauss H. (2008) Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deep-water chemistry. *Sci.* **321**, 949-952.
- Farquhar J., Bao H.M., Thiemens M. (2000) Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle. *Sci.* **289**, 756-758.
- Fike D.A., Grotzinger J.P., Pratt L.M., Summons R.E. (2006) Oxidation of the Ediacaran Ocean. *Nat.* **444**, 744-747.
- Grazhdankin D. (2014) Patterns of evolution of the ediacaran soft-bodied biota. *J. Paleontol.* **88**, 269-283.
- Holland H.D. (1984) The chemical evolution of the atmosphere and oceans. Princeton: Princeton University Press, 582 p.
- Hood A.V.S., Wallace M.W. (2014) Marine cements reveal the structure of an anoxic, ferruginous Neoproterozoic ocean. *J. Geol. Soc. (London)*. **171**, 741-744.
- Johnston D.T., Poulton S.W., Dehler C., Porter S., Husson J., Canfield D.E., Knoll A.H. (2010) An emerging picture of Neoproterozoic ocean chemistry: Insights from the Chuar Group, Grand Canyon, USA. *Earth Planet. Sci. Lett.* **290**, 64-73.
- Johnston D.T., Poulton S.W., Goldberg T., Sergeev V.N., Podkovyrov V., Vorob'eva N.G., Bekker A., Knoll A.H. (2012) Late Ediacaran redox stability and metazoan evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **335-336**, 25-35.
- Kamber B.S. and Webb G.E. (2001) The geochemistry of late Archaean microbial carbonate: implications for ocean chemistry and continental erosion history. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **65**, 2509-2525.
- Kamber B.S., Bolhar R., Webb G.E. (2004) Geochemistry of late Archaean stromatolites from Zimbabwe: evidence for microbial life in restricted epicontinental seas. *Prec. Res.* **132**, 379-399.
- Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V. (2014) 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. *Prec. Res.* **244**, 288-305.
- Maslov A.V. (2004) Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Timanides and Uralides, the eastern periphery of the East European Craton. *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. (Eds D.G. Gee, V.L. Pease). *Geol. Soc. (London). Memories*. **30**, 19-35.
- Nothdurft L.D., Webb G.E., Kamber B.S. (2004) Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **68**, 263-283.
- Och L.M. and Shields-Zhou G.A. (2012) The Neoproterozoic oxygenation event: environmental perturbations and biogeochemical cycling. *Earth-Sci. Rev.* **110**, 26-57.
- Partin C.A., Bekker A., Planavsky N.J., Scott C.T., Gill B.C., Li C., Podkovyrov V., Maslov A., Konhauser K.O., Lalonde S.V., Love G.D., Poulton S.W., Lyons T.W. (2013) Large-scale fluctuations in Precambrian atmospheric and oceanic oxygen levels from the record of U in shales. *Earth Planet. Sci. Lett.* **369-370**, 284-293.
- Poulton S.W., Fralick P.W., Canfield D.E. (2004) The transition to a sulphidic ocean similar to 1.84 billion years ago. *Nat.* **431**, 173-177.
- Sahoo S.K., Planavsky N.J., Kendall B., Wang X., Shi X., Scott C., Anbar A.D., Lyons T.W., Jiang G. (2012) Ocean oxygenation in the wake of the Marinoan glaciation. *Nat.*

- 489, 546-549.
- Scott C., Lyons T.W., Bekker A., Shen Y., Poulton S.W., Chu X., Anbar A.D. (2008) Tracing the stepwise oxygenation of the Proterozoic ocean. *Nat.* **452**, 456-459.
- Shen Y.N., Zhang T.G., Hoffman P.F. (2008) On the coevolution of Ediacaran oceans and animals. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* **105**, 7376-7381.
- Wang J., Chen D., Yan D., Wei H., Xiang L. (2012) Evolution from an anoxic to oxic deep ocean during the Ediacaran–Cambrian transition and implications for bioradiation. *Chem. Geol.* **306-307**, 129-138.
- Webb G.E. and Kamber B.S. (2000) Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **64**, 1557-1565.

Рецензент Е.Ф. Летникова

Redox bottom-water conditions in Neoproterozoic basins on eastern and north-eastern periphery of East-European Platform

A. V. Maslov*, V. N. Podkovyrov**

**Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

***Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS*

The redox bottom-water conditions in the sedimentary basins, which existed during the Late Riphean–Vendian on the east and north-east (in modern coordinates) margins of the Baltic, are investigated. It is concluded that in the context of local, fairly pronounced variations of the bottom-water redox indicators in the Late Riphean (primarily coefficient of stagnation, Mo/Mn, and to a lesser extent – $V/(V + Ni)$), suggesting that the accumulation of sediments in some areas which we have considered occurred on environment including disoxic or close to anoxic conditions. During the Vendian and appear at the end of the Late Riphean in the bottom waters of almost all sedimentary basins dominated oxidative conditions. The most well substantiated this conclusion for the relatively well-dated Upper Riphean–Vendian interval of the western slope of the Southern Urals, less justified it to other parts of the territory under review. New data in one way or another underscore the complex, non-linear/shift-gradual ocean oxygenation in the Late Riphean and Vendian with inversion “oxygen environments” in some of the major sedimentary basins or their parts in the Early Vendian, on the border of Vendian–Cambrian and in Cambrian itself. It seems, however, that a significant impact on this process acted not only global, but also local factors.

Key words: *Late Riphean, Vendian, redox bottom-water conditions, the eastern and north-eastern periphery of the East-European platform, the Urals.*