— ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ =

К РЕКОНСТРУКЦИИ РЕДОКС-ОБСТАНОВОК ПРИДОННЫХ ВОД НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ БАССЕЙНОВ ВОСТОКА И СЕВЕРО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2015 г. А. В. Маслов

На протяжении преобладающей части истории нашей планеты водная масса океана ниже поверхностного слоя перемешивания (n×10-n×100 м) являлась преимущественно аноксической [21]. В архее моря предположительно были "железистыми" (ferruginous) и содержали растворенное Fe^{2+} [17, 20]. После отметки 1.9-1.8 млрд лет назад поверхностные слои океана стали оксигенезированными, но более глубокие их горизонты по-прежнему оставались сульфидными [15, 25]. Более устойчивые оксилительные обстановки ниже поверхностного слоя появляются только в эдиакарии [18, 28]. Современные данные показывают, что переход к ним был не линейным, а более сложным. Так, по представлениям [16], до "полной" оксигенации Мирового океана в конце терминального протерозоя существовал примерно 100-миллионный период, когда наблюдался возврат к железистым водам ниже поверхностного слоя. Современные данные о крупномасштабных вариациях содержаний U в тонкозернистых обломочных породах докембрия и фанерозоя [24] подтверждают эту модель: полная и устойчивая оксигенация атмосферы и глубоких слоев Мирового океана произошла не ранее ~551 млн лет назад [16, 27], хотя ряд авторов [26] считает, что начало таких событий могло иметь место и несколько ранее 635 млн лет назад.

Для осадочных последовательностей неопротерозоя (верхнего рифея и венда) востока и северовостока Восточно-Европейской платформы, пожалуй, единственным исследованием такого плана можно рассматривать публикацию [22], в которой предпринята попытка исследования редоксобстановок 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, в интервале 580-560 млн лет назад стабильность редокс-обстановок стала присуща и придонным водам мелководных морей, что возможно, отражает дальнейший, по сравнению с криогением, рост величины 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 для анализа использованы данные по почти 400 индивидуальным образцам) ряда литостратиграфических подразделений верхнего рифея и венда, известных на Южном и Среднем Урале, в Вычегодском прогибе и Мезенской синеклизе, значений Мо/Мп, V/(V + Ni) и U. Наряду с другими эти показатели часто используются в настоящее время как индикаторы редоксобстановок в придонных слоях воды седиментационных бассейнов [8, 24].

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 (см. [11] и ссылки в этой работе). Зильмердакская свита состоит преимущественно из песчаников с подчиненными им прослоями гравелитов и конгломератов, алевролитов и глинистых сланцев. Катавская свита сложена пестро- и красноцветными глинистыми известняками и мергелями. Инзерская свита 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 свиты составляет 805-835 млн лет. Время проявления раннего диагенеза в известняках подинзерских слоев датируется изохронным Pb-Pb-методом в 836 ± 25 млн лет назад. Миньярская свита представлена в основном доломитами, подчиненную роль в ее разрезах играют известняки. Рb-Рb-возраст доломитов миньярской свиты определен в 780 ± 85 млн лет. Укская свита объединяет карбонатные и карбонатнотерригенные отложения (мелкозернистые песчаники и алевролиты с глауконитом, известняки и др.). Rb-Sr-возраст Аl-глауконита из песчаников укской свиты составляет 688 ± 10 млн лет. Аl-разности глауконита укской свиты имеют Rb-Sr- и K-Arдатировки в интервале 650-680 млн лет.

Ашинская серия объединяет бакеевскую, урюкскую, басинскую, куккараукскую и зиганскую свиты [9]. Бакеевская свита 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 свита объединяет светло- и розовато-серые песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты. Басинская свита представлена преимущественно серыми и зеленовато-серыми песчаниками, переслаивающимися с пестроцветными алевролитами и глинистыми сланцами. Куккараукская свита сложена конгломератами, песчаниками и алевролитами. Зиганская свита объединяет серо- и зеленоцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты и гравелиты. По представлениям [19], вся урюкско-зиганская последовательность ашинской серии принадлежит котлинскому горизонту верхнего венда.

Верхний рифей и венд на западном склоне Среднего Урала включают осадочные и вулканогенно-осадочные образования кедровской, басегской, серебрянской и сылвицкой серий [13, 14]. Кедровская серия объединяет синегорскую и клыктанскую свиты. Синегорская свита сложена серыми и светло-серыми кварцитами, глинистыми сланцами и филлитами с прослоями песчаников и гравелитов¹. Клыктанская свита включает глинистые сланцы и филлиты с прослоями кварцитопесчаников, известняков и мраморов. В ее верхней части наблюдается толща известняков и доломитов, на которой залегает преимущественно сланцевая толща. По данным [1], нижняя толща верхнеклыктанской подсвиты соответствует миньярскоукскому уровню Южного Урала. Позднее нижняя часть клыктанской свиты была скоррелирована с катавской и инзерской свитами Башкирского мегантиклинория [13].

Басегская серия объединяет вулканогенно-терригенные образования ослянской, федотовской и усъвинской свит². Ослянская свита включает кварцитовидные песчаники и кварцито-песчаники, среди которых иногда наблюдаются прослои филлитовидных сланцев. Федотовская свита 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 [7]. Усъвинская свита сложена глинистыми сланцами, чередующимися с кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками.

Серебрянская серия объединяет 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. Возраст диамиктитов моложе U-Pb-возраста цирконов 598.1 ± 6.0 млн лет из покровов базальтов, присутствующих в нижней части свиты [10]. Гаревская свита объединяет мелкозернистые песчаники и глинистые сланцы. Койвинская свита представлена чередованием филлитовидных пестро- и красноцветных сланцев, алевролитов и пестроцветных известняков и доломитов. Бутонская свита сложена низкоуглеродистыми глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и мелкозернистых кварцевых и полевошпатокварцевых песчаников. Керносская свита объединяет полевошпат-кварцевые песчаники с прослоями гравелитов и филлитовидных алевритоглинистых пород. Rb–Sr-возраст присутствующих в верхней части керносской свиты трахиандезитов дворецкого комплекса оценивается в 559 ± 16 млн лет, а формирование пикритобазальтов, трахибазальтов и трахиандезитов происходило, возможно, 569 ± 42 млн лет назад (Sm–Nd-метод) [6].

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 [1] чернокаменская свита расчленялась на две подсвиты. Исследования последних лет [4, 5] выявили более сложное строение и выраженную фациальную изменчивость указанного литостратиграфического подразделения. Установлено, что во всех разрезах свита распадается на ряд подсвит, различающихся между собой набором литотипов и характером цикличности: вилухинскую, шурышскую, черемуховскую, синекаменскую, коноваловскую, крутихинскую и кобылоостровскую. Завершают разрез сылвицкой серии полимиктовые и полевошпат-кварцевые песчаники с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов усть-сылвицкой свиты.

По представлениям [19], танинская, гаревская, койвинская и бутонская свиты отвечают лапландскому горизонту нижнего венда. Керносская, старопечнинская и перевалокская свиты принадлежат редкинскому горизонту, чернокаменская свита с вилухинской по коноваловскую подсвиты включительно – это отложения беломорского горизонта, тогда как крутихинская и кобылоостровкая подсвиты чернокаменской свиты и усть-сылвицкая свита отвечают котлинскому горизонту верхнего венда.

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

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



Рис. 1. Вариации минимальных и максимальных значений Мо/Мп 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 [23].

В Вычегодском прогибе достаточно полный разрез верхней части верхнего рифея и венда вскрыт скв. Кельтменская-1 [2, 12]. В инт. 2910-2780 м здесь выделяется окосская свита, сложенная чередованием зеленовато-серых алевролитов и песчаников с тонкими прослоями коричневато-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 [2]. 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.

На северо-западе **Мезенской синеклизы** естественные разрезы венда можно видеть в Юго-Восточном Беломорье. По данным [3], они расчленяются здесь на лямицкую, верховскую, зимнегорскую и ергинскую свиты. Лямицкая свита сложена толщей тонкого ритмичного переслаивания алевролитов и глин, среди которых присутствуют проградационные клинья сероцветных песчаников. Верховская свита представлена пачками тонкослоистых глин, интервалами переслаивания алевролитов и глин, песчаниками, алевролитами. Зимнегорская свита 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 гли-



Рис. 2. 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 по данным [23].

ны 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 собой регрессивно построенный макроциклит. По представлениям [19], лямицкая свита отвечает редкинскому горизонту верхнего венда, верховская и зимнегорская свиты принадлежат беломорскому горизонту, а ергинская свита соответствует котлинскому горизонту.

Накопление осадочных последовательностей верхнего рифея на востоке и северо-востоке Восточно-Европейской платформы происходило, по всей видимости, на пассивной окраине, а вендские толщи формировались в обстановке коллизии.

ЕЖЕГОДНИК-2014, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 162, 2015

Тонкозернистые обломочные образования зильмердакско-катавского уровня каратавия, накапливавшиеся, по всей видимости, не позднее 870-900 млн лет назад, характеризуются средним значением коэффициента стагнации 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 имеют существенный разброс 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. У глинистых пород лапландского горизонта среднее значение Mo/Mn равно 0.0012 ± 0.00057 , а аналогичные по гранулометрическому составу образования котлинского горизонта имеют среднюю величину коэффициента стагнации пример-



Рис. 3. 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 по данным [23].

но в 2 раза ниже (0.00062 ± 0.0005). Таким образом, средние значения Mo/Mn в рассматриваемом нами временном интервале³ демонстрируют тенденцию к некоторому снижению, за исключением существенно более высоких величин на миньярском уровне (рис. 1а). Такой же тренд присущ среднему содержанию U (рис. 2а), а величина V/(V + Ni) в глинистых сланцах неопротерозоя Южного Урала не претерпевает со временем каких-либо определенных вариаций (рис. 3а).

Для глинистых пород верхнерифейско-вендского разреза Среднего Урала наблюдается рост снизу вверх средних значений Mo/Mn и V/(V + Ni) (см. рис. 16, 36), 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. Однако, если основываться только на данных о максимальных содержаниях урана, то можно видеть рост последних вверх по разрезу (см. рис. 26), тогда как минимальные содержания остаются примерно одинаковыми, что свидетельствует об отсутствии каких-либо четких тенденций.

Для глинистых пород Вычегодского прогиба характерно заметное снижение величины Мо/Мп_{ер} от окосского уровня (0.0016 ± 0.00084), породы которого сформированы не ранее 810 млн лет назад, к отложениям котлинского горизонта (0.00064 ± 0.00033). Такая же тенденция характерна для параметра U_{ер}: в глинистых породах окос-

³ Здесь для горизонтов венда мы оперируем средними значениями возраста, а для различных уровней верхнего рифея – значениями изотопного возраста конкретных литостратиграфических подразделений.

ской свиты он составляет 3.91 ± 0.56 г/т, а в отложениях котлинского горизнта – 1.55 ± 1.24 г/т. При рассмотрении минимальных и максимальных значений обоих указанных параметров обозначенная тенденция проявлена более сильно для урана (см. рис. 1в, 2в).

Иной тренд значения имеет параметр V/(V+Ni)_{ср.} Минимальная еговеличина наблюдается в глинистых сланцах редкинского уровня (0.76 \pm 0.07), а максимальная (0.81 \pm 0.80) свойственна тонкозернистым обломочным образованиям котлинского горизонта. Однако, если рассматривать пределы изменения величины V/(V + Ni) для каждого из проанализированных нами уровней, указанная тенденция не просматривается (см. рис. 3в).

В Юго-Восточном Беломорье какой-либо определенной тенденции в изменении средних значений коэффициента стагнации в глинистых породах верхнего венда не наблюдается. Это же присуще и параметру V/(V + Ni)_{cp}, 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). Отсутствие каких-либо тенденций в изменении перечисленных параметров в разрезе верхнего венда Юго-Восточного Беломорья хорошо видно и при анализе общего разброса значений Мо/Мп, U и V/(V + Ni) в индивидуальных образцах (рис. 1г, 2г, 3г).

Из сказанного можно сделать, на наш взгляд, вывод (наиболее хорошо он обоснован данными по верхнерифейско-вендскому, относительно хорошо датированному, интервалу западного склона Южного Урала) 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), предполагающих, что накопление осадков в ряде рассмотренных нами районов происходило в том числе в дизокисных или близких к аноксическим условиях), в венде в придонных водах бассейнов осадконакопления, существовавших вдоль всей восточной и северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы, преобладали окислительные обстановки. В исследованных нами разрезах не наблюдается каких-либо определенных тенденций изменения содержаний U в тонкозернистых обломочных породах, но, вероятно, для их выявления требуется больший массив аналитических данных.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-00497).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Аблизин Б.Д., Клюжина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.

ЕЖЕГОДНИК-2014, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 162, 2015

- Голубкова Е.Ю., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Довжикова Е.Г., Маслов А.В. Микрофоссилии и Rb-Sr возраст глауконитов в опорном разрезе верхнего протерозоя северо-востока Русской плиты (скв. Кельтменская-1) // Докл. АН. 2015. Т. 462, № 4. С. 444–448.
- 3. Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 4. С. 3–34.
- 4. Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т. Строение и этапы формирования вендских отложений сылвицкой серии западного склона Среднего Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, №. 5. С. 20–40.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. Осадочные системы сылвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.
- Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З. Петрология щелочного вулканизма – индикатора поздневендского рифтогенеза, западный склон Урала // Петрология. 2001. Т. 9, № 5. С. 480–503.
- Коротеев В.А., Краснобаев А.А., Нечеухин В.М. Геохронология и геодинамика верхнего протерозоя севера Евразии // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 28–36.
- Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: УГГУ, 2005. 289 с.
- 9. Маслов А.В. Литогеохимический облик отложений ашинской серии венда западного склона Южного Урала // Литосфера. 2014. № 1. С. 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. Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала // Докл. АН. 2013. Т. 449, № 3. С. 322–327.
- 11. 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.
- 12. Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда южной части Вычегодского прогиба // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 5. С. 484–504.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН, 1993. 151 л.
- Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Б.М. Келлера и Н.М. Чумакова. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Canfield D.E. A new model for Proterozoic ocean chemistry // Nature. 1998. V. 396. P. 450–453.
- Canfield D.E., Poulton S.W., Knoll A.H., Narbonne G.M., Ross G., Goldberg T., Strauss H. Ferruginous conditions dominated later Neoproterozoic deep-water chemistry // Science. 2008. V. 321. P. 949–952.
- Farquhar J., Bao H.M., Thiemens M. Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle // Science. 2000. 289. P. 756–758.

- Fike D.A., Grotzinger J.P., Pratt L.M., Summons R.E. Oxidation of the Ediacaran Ocean // Nature. 2006. V. 444. P. 744–747.
- Grazhdankin D. Patterns of evolution of the ediacaran soft-bodied biota // J. Paleontol. 2014. V. 88. P. 269–283.
- Holland H.D. The Chemical Evolution of the Atmosphere and Oceans. Princeton University Press, 1984. Princeton, NJ. 420 p.
- Johnston D.T., Poulton S.W., Dehler C., Porter S., Husson J., Canfield D.E., Knoll A.H. An emerging picture of Neoproterozoic ocean chemistry: Insights from the Chuar Group, Grand Canyon, USA // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 290. P. 64–73.
- 22. Johnston D.T., Poulton S.W., Goldberg T., Sergeev V.N., Podkovyrov V., Vorob'eva N.G., Bekker A., Knoll A.H. Late Ediacaran redox stability and metazoan evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 335–336. P. 25–35.
- 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 DevonianTakaty Formation, the Southwestern Urals: A

test of an Australia-Baltica connection within Rodinia // Prec. Res. 2014. V. 244. P. 288–305.

- 24. 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. Large-scale fluctuations in Precambrian atmospheric and oceanic oxygen levels from the record of U in shales // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. V. 369–370. P. 284–293.
- Poulton S.W., Fralick P.W., Canfield D.E. The transition to a sulphidic ocean similar to 1.84 billion years ago // Nature. 2004. V. 431. P. 173–177.
- Sahoo S.K., Planavsky N.J., Kendall B., Wang X., Shi X., Scott C., Anbar A.D., Lyons T.W., Jiang G. Ocean oxygenation in the wake of the Marinoan glaciation // Nature. 2012. V. 489. P. 546–549.
 Scott C., Lyons T.W., Bekker A., Shen Y., Poulton S.W.,
- Scott C., Lyons T.W., Bekker A., Shen Y., Poulton S.W., Chu X., Anbar A.D. Tracing the stepwise oxygenation of the Proterozoic ocean // Nature. 2008. V. 452. P. 456–459.
- Shen Y.N., Zhang T.G., Hoffman P.F. On the coevolution of Ediacaran oceans and animals // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 2008. V. 105. P. 7376–7381.