

УДК 551.71/72 (470.61)

ОЛИГОТРОФНЫЕ ОБЛАСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ НА ВОСТОКЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ¹

А. В. Маслов

Геологический институт РАН, Москва, Россия

e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 10.07.2025 г.

После доработки 25.08.2025 г.

Принята к публикации 05.10.2025 г.

Представлены результаты анализа содержания и величин коэффициентов обогащения (EF) редокс-чувствительными элементами (Mo, U, V и Zn) глинистых пород рифея и венда востока Восточно-Европейской платформы (Камско-Бельский и Серноводско-Абдулинский авлакогены, Шкаповско-Шиханская впадина), а также свойственных им значений Fe_T/Al – одного из широко используемых для реконструкции окислительно-восстановительных обстановок осадконакопления индикаторов. Показано, что величины EF_{Mo} , EF_U , EF_{Zn} и EF_V для подавляющего числа проанализированных образцов ниже, чем в среднем постархейском австралийском глинистом сланце (PAAS) и среднем глинистом сланце К. Ведеполя. Рассчитанная нами величина $Fe_T/Al_{\text{среднее}}$ (0.50 ± 0.16) для глинистых пород верхнего докембрия Волго-Уральской области сопоставима с учетом погрешностей со значением $Fe/Al_{\text{среднее}}$ (0.46 ± 0.04) для глинистых и карбонатно-глинистых пород арланской подсвиты калтасинской свиты нижнего рифея, что послужило, вместе с рядом других данных, основанием для вывода о присутствии свободного O_2 в “арланском палеобассейне” и его олиготрофном характере. Сделан вывод, что накопление осадочных последовательностей верхнего докембрия востока Восточно-Европейской платформы на протяжении более 1.2 млрд лет происходило в достаточно хорошо аэрировавшихся и с малой биопродуктивностью (т.е. олиготрофных) обстановках при наличии в воде свободного O_2 , т.е. вторжений в них бескислородных вод глубокого океана не происходило.

¹ Электронные дополнительные материалы (ESM) для этой статьи доступны по ссылке... для авторизованных пользователей.

Ключевые слова: Волго-Уральская область, верхний докембрий, глинистые породы, литогеохимия, окислительно-восстановительные обстановки

ВВЕДЕНИЕ

В обзоре представлений об окислительно-восстановительных характеристиках протерозоя (Маслов, Подковыров, 2018) на большом фактическом материале было показано, что на протяжении почти 2 млрд лет геологической истории наблюдается далеко не линейная эволюция содержания O_2 в гидросфере и атмосфере. Достаточно контрастное распределение минимальных и максимальных значений различных индикаторов редокс-статуса океана характерно и для Великого окислительного события (2.47–2.32 млрд лет назад), и для среднего протерозоя (1.8–0.72 млрд лет), и для конца докембрия–начала кембрия. Последний интервал ознаменован наиболее широким разбросом концентраций редокс-чувствительных элементов (RST-элементы, Mo, V, U и др.) и значений Mo/TOC, $\delta^{98}\text{Mo}$, $\delta^{53}\text{Cr}$, $\delta^{82}\text{Se}$ или $I/(\text{Ca} + \text{Mg})$ в различных геологических объектах. К нему приурочено и неопротерозойское окислительное событие. Вариации содержания O_2 у поверхности Земли и в водах океана на протяжении всего протерозоя предполагают и достаточно неоднородное распределение pH и Eh в гидросфере того времени и существование различных, иногда достаточно контрастных “газовых” фаций.

В последние годы появляется все больше фактов, указывающих на эпизоды оксигенации в середине протерозоя как океана, так и атмосферы, но есть и противоположные точки зрения. В результате оценки концентрации O_2 в воде мелководных палеобассейнов осадконакопления варьируют от “устойчиво высоких” до “высокодинамичных” или “устойчиво низких” (Arnold et al., 2004; Kah et al., 2004; Kah, Bartley, 2011; Stüeken, 2013; Gilleaudeau, Kah, 2015; Gilleaudeau et al., 2016; Liu et al., 2015; Mukherjee, Large, 2016; Planavsky et al., 2016; Zhang et al., 2016; Daines et al., 2017; Koehler et al., 2017; Hardisty et al., 2017; Canfield et al., 2018a, 2018b; Diamond et al., 2018; Shang et al., 2019; Ansari et al., 2020; Wei et al., 2021; Zhang, Shields, 2022; Song et al., 2023; Wu et al., 2023; Xie et al., 2023; Xu et al., 2023; Ye et al., 2023 и др.). При этом ряд специалистов считает, что для глубоких частей протерозойского океана были характерны эвксинные обстановки (Li et al., 2010, 2012; Poulton et al., 2010; Poulton, Canfield, 2011; Lyons et al., 2012, 2014), тогда как на его периферии доминировали железистые воды (Planavsky et al.,

2011; Reinhard et al., 2013 и др.), а в некоторых олиготрофных бассейнах² – воды с переменным количеством свободного O₂ (Sperling et al., 2014). Однако и эти представления нельзя назвать общепринятыми.

В указанной выше публикации (Sperling et al., 2014) на примере глинистых и карбонатно-глинистых пород арланской подсвиты калтасинской свиты нижнего рифея (мезопротерозоя) Камско-Бельского авлакогена (восток Восточно-Европейской платформы) рассмотрена редокс-гетерогенность приповерхностных водных масс мезопротерозойского океана. Полученные авторами выводы довольно нетривиальны, а использованные подходы могут быть применены к анализу редокс-обстановок всего верхнего протерозоя Волго-Уральской области (см. далее). В основу работы Э. Сперлинга с соавторами положено скрупулезное геохимическое и палеобиологическое исследование более 40 образцов тонкозернистых обломочных пород, отобранных в скв. Бедрож 203. По данным авторов, величина отношения высокорекционноспособного железа к железу общему (Fe_{HR}/Fe_T) относительно постоянна (0.14 ± 0.04) по всему 1000-метровому разрезу арланской подсвиты. Это веский аргумент в пользу вывода о преобладании в палеобассейне вод со свободным O₂, так как известно, что тонкозернистые обломочные осадки, сформированные в подобных обстановках, обладают значением Fe_{HR}/Fe_T < 0.38 (Raiswell, Canfield, 1998). Напротив, отложения бескислородных бассейнов имеют, как правило, величины Fe_{HR}/Fe_T > 0.38. Содержание общего железа и алюминия в глинистых породах арланской подсвиты составляет 3.26 ± 0.61 и 7.36 ± 1.44 мас. % соответственно, что меньше, чем в среднем глинистом сланце (Turekian, Wedepohl, 1961), а величина Fe/Al_{среднее} равна 0.45 ± 0.06 . Это также подразумевает отсутствие аноксических обстановок во время накопления исходных для них осадков. Ниже, чем в среднем сланце, и содержание RST-элементов в тонкозернистых обломочных породах арланской подсвиты. Исходя из представлений о том, что накопление осадков в аноксических обстановках ведет к обогащению их RST-элементами, Сперлинг с соавторами предположили, что формирование отложений в арланское время шло при наличии в водной массе свободного O₂ или, по крайней мере, в неэвксинной/неаноксической среде. При этом оговаривается, что, из-за присущих протерозою значительных потоков с континентов восстановленных вод, обогащение осадков RST-элементами в бескислородных обстановках, как правило, несколько затухивало. Данные по геохимии

² Олиготрофный водоем – водоем с бедными трофическими условиями и незначительной продукцией органического вещества. Содержание O₂ в воде такого водоема лишь немного отличается от его нормального насыщения (<https://ibiw.ru/index.php?p=edu/eco/eco3>).

органического вещества также не обнаруживают доказательств аноксии. На существование в “арланском палеобассейне” окисленных вод указывает, вероятно, и весьма низкое (0.11 ± 0.08 мас. %) содержание C_{org} в глинистых породах подсвиты.

“Арланский палеобассейн” позднее неоднократно упоминался в качестве примера протерозойских олиготрофных бассейнов со свободным O_2 (Li et al., 2015; Bellefroid et al., 2019 и др.). Используемый в работе (Sperling et al., 2014) комплекс аналитических методов можно считать достаточным для аргументированного суждения об окислительно-восстановительных обстановках бассейнов осадконакопления далекого геологического прошлого (Calvert, Pedersen, 1993; Raiswell, Canfield, 1998; Morford, Emerson, 1999; Poulton, Canfield, 2011; Guilbaud et al., 2015; Sperling et al., 2015; Yang et al., 2023 и др.). Не имея возможности использовать все из них, мы ранее оперировали сведениями о содержании и соотношении в тонкозернистых обломочных породах верхнего докембрия Волго-Уральской области ряда RST-элементов (Маслов, Ишерская, 2004, 2005; Маслов и др., 2006, 2010; Маслов, 2008). В данной работе, как и в публикации (Sperling et al., 2014), сделан акцент на анализе распределения в глинистых породах Камско-Бельского авлакогена и Шкаповско-Шиханской впадины такого индикатора окислительно-восстановительных обстановок, как Fe_T/Al . Это позволяет с минимальными издержками уже на первом этапе литогеохимических исследований судить о редокс-обстановках палеобассейнов осадконакопления, верифицируя при необходимости полученные выводы более тонкими инструментами.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

На востоке Восточно-Европейской платформы (Волго-Уральская область) осадочные последовательности рифея выполняют ряд отрицательных структур фундамента, наиболее крупные из которых – Камско-Бельский и Серноводско-Абдулинский авлакогены (рис. 1). В венде авлакогены были перекрыты неглубокой Шкаповско-Шиханской впадиной. Камско-Бельский авлакоген расположен восточнее Татарского свода и протягивается с севера на юг примерно на 600–700 км при ширине до 150–200 км (Белоконь и др., 2001). Мощность выполняющих его терригенных и карбонатных образований рифея (в Международной хроностратиграфической шкале рифей отвечает верхам палеопротерозоя, мезо- и неопротерозою) достигает 10–12 км. Орьебаш-Чернушинской субширотной зоной дислокаций авлакоген разделен на Камскую и Бельскую впадины. Для первой из них характерно развитие в основном пород нижнего рифея, во второй распространены терригенные и карбонатные отложения всех трех

стратонев рифея (Стратиграфическая..., 2000; Белоконов и др., 2001 и др.). Серноводско-Абдулинский авлакоген протягивается между Оренбургским сводом и Альметьевским выступом кристаллического фундамента (Лозин, 1994; Белоконов и др., 2001). Глубина залегания последнего варьирует здесь от 2 до 7–8 км. Осадочное выполнение авлакогена представлено преимущественно породами верхнерифейской абдулинской серии (Романов, Ишерская, 2001). Шкаповско-Шиханская впадина ограничена на западе, северо- и юго-западе Татарским, Коми-Пермяцким и Оренбургским сводами (Белоконов и др., 2001). Максимальная мощность выполняющих ее отложений венда достигает 1.6–1.8 км. От подстилающих и перекрывающих образований они отделены региональными угловыми несогласиями, однако наследуют наиболее ярко выраженные структурные элементы и Камско-Бельского, и Серноводско-Абдулинского авлакогенов (Лозин, 1994; Масагутов, 2002). По сравнению с отложениями рифея, они характеризуются меньшей дислоцированностью и плащеобразным залеганием.

Рис. 1

Нижний рифей на рассматриваемой нами территории представлен кыргинской серией, объединяющей прикамскую, калтасинскую и надеждинскую свиты (Ожиганова, 1983; Ишерская, Романов, 1993; Маслов, Ишерская, 1998; Романов, Ишерская, 2001; Масагутов, 2002). Следует отметить, что, как и для большинства структур, литостратиграфический каркас которых известен только по данным бурения с весьма малым процентом выхода керна и интерпретации сейсмопрофилей, для характеризуемых нами авлакогенов существует несколько, подчас взаимоисключающих в чем-то друг друга, схем стратиграфического расчленения отложений. В этой и предшествующих публикациях мы основываемся на представлениях, обоснованных в работах (Рабочая..., 1981; Ишерская, Романов, 1993 и др.), хотя есть и другие точки зрения (например, Сергеева и др., 2021 и ссылки в этой работе).

Прикамская свита (RF_{1pk}), к которой автор настоящей работы, так же как и Т.В. Белоконов с соавторами (2001), относит все терригенные докалтасинские образования, залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте и представлена пестро- и красноцветными кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами и тонкозернистыми обломочными породами иногда с примесью карбонатного материала, а также доломитами и мергелями. Мощность ее варьирует от 100 до 1800 м и более. Калтасинская свита (RF_{1kl}) (мощность 60–3000 м)

сложена преимущественно доломитами. Подчиненную роль в ее составе играют песчаники, алевролиты и алевроаргиллиты, приуроченные к средней, арланской, подсвите. Максимальная мощность калтасинской свиты достигает в центральной части Камско-Бельского авлакогена 3000–3500 м. Re–Os изотопная систематика глинистых сланцев арланской подсвиты указывает на накопление исходных для них осадков в интервале от $\sim 1427 \pm 43$ до 1414 ± 40 млн лет назад (Sperling et al., 2014), что подтверждает датировки, полученные ранее K–Ar и Rb–Sr методами (Казаков и др., 1967; Горожанин, 1983; Стратотип..., 1983). Надеждинская свита (RF_{1nd}) (мощность 150–730 м) объединяет пестроцветные песчаники, алевролиты и алевроаргиллиты с прослоями гравелитов и конгломератов. По мнению В.А. Романова и М.В. Ишерской (2001), верхним горизонтом надеждинской свиты может являться выделенная в конце 1970-х гг. С.Г. Морозовым и Т.В. Ивановой кабаковская свита, представленная зеленовато- и темно-серыми алевроаргиллитами, алевролитами и карбонатными породами.

Породы кырпинской серии трансгрессивно перекрыты среднерифейскими образованиями серафимовской серии, распространенными в основном в центральных и восточных районах рассматриваемой территории. Серия объединяет тукаевскую и ольховскую свиты (Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 1994; Маслов, Ишерская, 1998). Тукаевская свита (RF_{2tk}) (мощность до 630 м) сложена в основном пестроцветными аркозовыми и близкими к ним по составу песчаниками. Подчиненную роль в разрезах свиты играют глинистые породы и алевролиты. Ольховская свита (RF_{2ol}) (мощность 340–840 м) представлена пестроцветными алевроаргиллитами, мергелями, алевролитами и доломитами; в нижней ее части присутствуют темноцветные алевролиты и глинистые сланцы (акбердинский горизонт) (Морозов и др., 1972; Андреев и др., 1981).

На средне- и нижнерифейских отложениях, а в ряде мест и на кристаллическом фундаменте с размывом залегает абдулинская серия верхнего рифея, в состав которой входят усинская, леонидовская, приютовская и шиханская свиты (Ишерская, Романов, 1993; Маслов, Ишерская, 1998; Романов, Ишерская, 2001). Усинская свита (RF_{3us}) (мощность 45–400 м) сложена пестро- и сероцветными полевошпато-кварцевыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами и алевроаргиллитами. С перекрывающей леонидовской свитой (RF_{3ln}) (мощность от 57 до 1300 м и более) она связана местами постепенным переходом или имеет согласные соотношения (Ишерская, Романов, 1993; Романов, Ишерская, 2001), но есть и другая точка зрения (Стратиграфическая..., 2000; Сергеева и др., 2021). Леонидовская свита представлена пестро- и сероцветными кварцевыми песчаниками. Приютовская свита (RF_{3pr}) (мощность 76–676 м) объединяет

пестроцветные глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, а также мергели и доломиты. Шиханская свита (RF_3sh) (мощность от 0 до 360 м) сложена серо-, зелено- и красноцветными известняками, доломитами и мергелями. Леонидовская свита распространена на всей территории Камско-Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов, тогда как прикутовская и шиханская свиты на западе отсутствуют.

Каировская серия верхнего венда объединяет в Шкаповско-Шиханской впадине байкибашевскую и старопетровскую свиты, а шкаповская серия включает салиховскую и карлинскую свиты (Аксенов, 1985; Белоконь и др., 2001; Романов, Ишерская, 2001). Байкибашевская свита (V_2bc , мощность 10–85 м) представлена в основном песчаниками с прослоями гравийного материала и мелкими гальками, а в верхней части – алевропесчаниками с пропластками алевроаргиллитов. Старопетровская свита (V_2sp , мощность 85–320 м) объединяет глинистые породы, песчаники, алевролиты, а также известняки с терригенной примесью. В нижней части свиты описаны витрокластические туфы (Лагутенкова, 1963; Стратотип..., 1983). Салиховская свита (V_2sl) включает песчаники и алевролиты с подчиненными им прослоями аргиллитов. Мощность ее изменяется от 100 до 450 м. Карлинская свита (V_2kr) сложена преимущественно аргиллитами, содержащими прослой и пакеты алевролитов и редко песчаников. Мощность свиты варьирует от 0 до 600 м.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Имеющиеся в литературе данные об окислительно-восстановительных особенностях придонных вод бассейнов седиментации позднего докембрия, существовавших на территории Волго-Уральской области, весьма немногочисленны. Так, в монографии (Геология..., 1977) указано на смену преимущественно окислительных обстановок рифея и раннего венда восстановительными условиями в позднем венде. Геохимический режим придонных вод в байкибашевское время менялся, по мнению большинства авторов, от окислительного до восстановительного. В старопетровское время существовали как восстановительные (Лагутенкова, Чепикова, 1982), так и нейтральные условия (Иванова, Клевцова, 1960; Нефтегазоносные..., 1969). В пользу этого вывода свидетельствуют преимущественно зеленовато-серая и серая окраска пород, сингенетичные пирит и сидерит. Во второй половине салиховского времени формирование осадков происходило преимущественно в окислительной среде (Иванова, Клевцова, 1960).

Морозов с соавторами (1983), исходя из общих особенностей химического состава пород верхнего протерозоя востока Русской плиты, считали, что их формирование имело

место в основном в достаточно хорошо аэрируемых бассейнах. Низамутдинов с соавторами (1993) для реконструкции окислительно-восстановительных обстановок, существовавших в рифее на юго-востоке Татарстана, использовали данные, полученные при анализе величин $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ и V/Cr . В итоге сделан вывод, что восстановительные или слабо восстановительные условия существовали на рассматриваемой территории в прикамское и калтасинское время, а также во время накопления отложений акбердинского горизонта тукаевской свиты. В позднем рифее для придонного слоя воды были характерны окислительные условия. Таким образом, в рифее на юго-востоке Татарстана существовали в основном окислительные обстановки.

По представлениям Р.Х. Масагутова (2002), накопление отложений докалтасинского, усинского, леонидовского и приютовского уровней происходило в слабо восстановительных и окислительных обстановках. В калтасинскую и шиханскую эпохи в бассейне преобладали устойчиво восстановительные обстановки. Геохимическая обстановка в бассейне карлинского времени изменялась от нейтральной и слабо восстановительной в прибрежно-морских районах до устойчиво восстановительной в наиболее глубоководных его районах. На это указывают темная окраска пород, присутствие диагенетического пирита и самое высокое содержание FeO в аргиллитах.

По средним для глинистых пород каировской и шкаповской серий значениям Mo/Mn , $\text{V}/(\text{V} + \text{Ni})$, Ni/Co и ряда других индикаторов показано, что во время накопления отложений позднего венда восстановительных или дизокисных³ обстановок в придонных слоях воды не существовало (Маслов, Ишерская, 2004). Наиболее существенным аргументом в пользу сказанного представлялся авторам тот факт, что значения Mo/Mn (так называемый “коэффициент стагнации” В.Н. Холодова) во всех изученных образцах глинистых пород составляют <0.005 (Маслов, Ишерская, 2005; Маслов и др., 2006). Этот вывод не согласуется с представлениями о существовании в венде в Волго-Уральской области “доманиковых фаций” (Аксенов, 1985) и о том, что повышенное содержание FeO , обилие рассеянного сингенетичного пирита, зеленовато-серая и серая окраска пород и др. указывают на накопление исходных осадков в бескислородных обстановках.

А.В. Маслов (2008), используя для реконструкции редокс-условий формирования отложений рифея Камско-Бельского авлакогена диаграммы $\text{Ni}/\text{Co}-\text{V}/\text{Cr}$, $\text{Ni}/\text{Co}-\text{V}/(\text{V} + \text{Ni})$ и $\text{Ni}/\text{Co}-\text{Mo}/\text{Mn}$, сделал вывод о том, что отложения рифея – это в подавляющем большинстве

³ Придонные воды бассейнов седиментации по степени насыщения O_2 подразделяются на зоны (Tyson, Pearson, 1991): 1) окисную (концентрация $\text{O}_2 > 2.0$ мл/л); 2) дизокисную (0.2–2.0 мл/л); 3) субокисную (0.0–0.2 мл/л) и 4) бескислородную (в осадке присутствуют сульфиды).

случаев образования палеобассейнов седиментации с присутствием свободного O_2 как в придонных слоях воды, так и, по всей видимости, во всей водной толще, и лишь в среднем рифе в ряде мест кратковременно существовали дизоксисные или близкие к бескислородным условия. Сходные выводы, сделанные на основе анализа свойственных глинистым породам рифея значений ряда индикаторов окислительно-восстановительных обстановок в придонных слоях воды (V/Cr , содержание Mo , Mo/Mn , $V/(V + Ni)$, U/Th), можно найти и в публикации (Маслов и др., 2010).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследованная при подготовке данной работы выборка объединяет 49 образцов глинистых пород из коллекции Л.Д. Ожигановой и М.В. Ишерской (ИГ БФАН СССР, г. Уфа). Они отобраны из скважин Мензелино-Актаныш 203, Арлан 7000, Северо-Кушкуль 1, Сулли 20007, Кабаково 62, Шкапово 740, Кипчак 1 и Ахмерово 6 (рис. 1). Изготовленные из всех образцов шлифы были исследованы под оптическим микроскопом. Порошковые пробы подверглись рентгенофазовому (Т.Я. Гуляева, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) и термическому (В.Г. Петрищева, ИГГ УрО РАН) анализу.

Определение содержания основных породообразующих оксидов и редких и рассеянных элементов в глинистых породах (ESM_табл. 1) выполнено в разные годы в ИГГ УрО РАН Н.П. Горбуновой, Г.М. Ятлук, В.П. Власовым, Л.А. Татариновой, О.А. Березиковой, Г.С. Неупокоевой, Е.С. Шагаловым, И.И. Неустроевой, Ю.Л. Ронкиным, О.П. Лепихиной, О.Ю. Поповой и Л.В. Фоминой рентгенфлуоресцентным и ICP-MS методами.

Более подробную информацию о минералогическом и химическом составе глинистых пород рифея и венда Камско-Бельского авлакогена и Шкаповско-Шиханской впадины из проанализированной коллекции можно найти в работах (Маслов и др., 2006, 2010; Маслов, 2012).

По данным микропетрографических исследований (Нефтегазоносные..., 1969; Лагутенкова, Чепикова, 1982; Масагутов, 2002; Маслов и др., 2006, 2010), глинистые породы прикамской свиты имеют преимущественно иллитовый, реже каолинит-иллитовый состав, а алевроаргиллиты и глинистые сланцы калтасинского уровня сложены иллитом или им и хлоритом. Тонкозернистые терригенные породы надежинской, тукаевской и ольховской свит представлены в основном серицитом и иллитом. В качестве переменной примеси в них на разных стратиграфических уровнях присутствуют тонкодисперсные гематит и углеродистый материал, а также тонкокристаллический

доломит. Глинистые породы усинской и приютовской свит имеют в основном иллитовый, серицит-иллитовый и иллит-сметитовый состав. Суммарное количество глинистых минералов в образцах составляет, как правило, более 50–60% (Маслов и др., 2010). Присутствующий в них алевритовый материал представлен преимущественно кварцем, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. В подчиненном количестве встречаются кальцит, доломит, магнезит, гематит, пирит и амфибол. Глинистые породы каировской и шкаповской серий сложены в основном иллитом, смешанослойным минералом типа иллит-сметит, железисто-магнезиальным хлоритом и каолинитом (Маслов и др., 2006). Алевритовая примесь представлена кварцем, плагиоклазом и микроклином; в некоторых образцах из байкибашевской, салиховской и карлинской свит присутствует рутил.

Среднее содержание SiO_2 и Al_2O_3 в исследованных образцах составляет 59.86 ± 3.51 (минимум – 51.55, максимум – 65.47) и 17.21 ± 1.71 (минимум – 14.35, максимум – 21.09) мас. % соответственно. Величина $\text{TiO}_{2\text{среднее}}$ равна 0.69 ± 0.10 мас. %. Содержание Fe_2O_3^* (суммарное железо в виде Fe_2O_3) варьирует от 2.54 до 14.19 мас. % (среднее – 6.41 ± 1.84 мас. %). Среднее содержание MgO и CaO составляет 2.86 ± 0.80 и 0.61 ± 0.78 мас. % соответственно. В отдельных образцах содержание MgO достигает 6.63 мас. %, а CaO – 4.05 мас. %. Параметр $\text{Na}_2\text{O}_{\text{среднее}}$ равен 1.47 ± 0.69 мас. %, а $\text{K}_2\text{O}_{\text{среднее}}$ – 6.07 ± 2.13 мас. %. Во многих образцах глинистых пород прикамской, ольховской, усинской и приютовской свит содержание $\text{K}_2\text{O} > 8$ мас. %. Максимальное содержание K_2O (10.15 мас. %) характерно для образца ПБ-52 (усинская свита, скв. Сулли 20007, глубина 2787–2782 м). Содержание P_2O_5 варьирует от 0.06 до 1.37 мас. % (среднее – 0.16 ± 0.21 мас. %). Средняя величина потерь при прокаливании составляет 4.40 ± 1.40 мас. %, максимальная поднимается до 9 мас. % и более.

Среднее содержание RST-элементов (Mo, U, V, Zn) в глинистых породах, входящих в состав исследованной нами выборки, составляет соответственно 0.68 ± 0.79 (минимум – 0.10, максимум – 3.83), 3.22 ± 1.90 (минимум – 0.77, максимум – 12.87), 88.27 ± 26.02 (минимум – 25.51, максимум – 136.59) и 63.16 ± 31.88 (минимум – 17.27, максимум – 178.39) мкг/г. Содержание этих же элементов в PAAS равно 1.00, 3.10, 150 и 85 мкг/г (Taylor, McLennan, 1985), а в среднем глинистом сланце, по (Wedepohl, 1971), составляет соответственно 2.6, 3.7, 130 и 95 мкг/г. Таким образом, очевидно, что только среднее содержание U в глинистых породах верхнего докембрия Волго-Уральской области и в PAAS сопоставимо. Среднее содержание других RST-элементов в глинистых породах исследуемой нами выборки в той или иной степени меньше, чем в PAAS и в среднем глинистом сланце К. Ведеполя.

ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Распределение ряда основных породообразующих оксидов по сравнению с РААС (Taylor, McLennan, 1985) в глинистых породах рифея и венда достаточно сходно (рис. 2). Это сопоставимое или близкое к РААС содержание SiO_2 (0.95 ± 0.06) и Al_2O_3 (0.91 ± 0.09), несколько пониженное содержание TiO_2 (0.69 ± 0.11); варьирующее, но в большинстве случаев близкое содержание FeO^* (суммарное железо в виде FeO , 0.89 ± 0.25 , минимум – 0.35, максимум – 1.96) и MgO (1.30 ± 0.36). Показательно существенное обеднение CaO (0.47 ± 0.60). Содержание Na_2O в глинистых породах рифея в подавляющем числе образцов немного меньше содержания его в РААС (0.85 ± 0.26), как и содержание P_2O_5 (0.85 ± 0.78). Глинистые породы венда обладают более высоким, чем в РААС, содержанием Na_2O (1.77 ± 0.43 против 0.85 ± 0.26) и P_2O_5 (1.26 ± 1.79 против 0.85 ± 0.78). Среднее содержание K_2O в глинистых сланцах и аргиллитах рифея составляет 2.01 ± 0.45 РААС, а в глинистых породах венда оно равно 1.11 ± 1.79 .

Рис. 2

На классификационной диаграмме НКМ–ФМ⁴ (Юдович, Кетрис, 2000) фигуративные точки глинистых пород рифея и венда Волго-Уральской области расположены в полях IV (хлорит-иллитовые глины), V (хлорит-сметит-иллитовые глины) и VI (иллитовые глины со значительной примесью дисперсных полевых шпатов), причем в последнем поле сосредоточена значительная, если не бóльшая их часть (рис. 3). Это может быть следствием как постоянного поступления из проксимальных источников в область осадконакопления продуктов эрозии кристаллических пород фундамента Восточно-Европейской платформы, содержавших заметную долю калиевых полевых шпатов, так и слабого разложения последних в областях мобилизации и на путях переноса в условиях аридного или субаридного климата. В пользу такого предположения свидетельствуют красноцветная окраска обломочных пород многих стратиграфических уровней и достаточно низкая средняя для всей исследованной нами выборки величина индекса химического изменения ($\text{CIA} = 64 \pm 5$).

Рис. 3

⁴ НКМ = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, ФМ = $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$.

Средняя величина коэффициента обогащения (EF, enrichment factor) Mo, рассчитанная по формуле $[(Mo_{\text{образец}})/(Al_2O_3_{\text{образец}})]/[(Mo_{\text{средний сланец}}^5)/(Al_2O_3_{\text{средний сланец}})]$, для рассматриваемой выборки составляет 0.25 ± 0.30 . Минимальное значение EF_{Mo} равно 0.03 (образцы ПБ-41 и ПБ-62, усинская свита), а максимальное достигает 1.49 (обр. ИШ-7, салиховская свита). Распределение величин EF_{Mo} в сводном разрезе верхнедокембрийских отложений Волго-Уральской области показано на рис. 4а. При доминировании в нем весьма низких EF_{Mo} , в отдельных образцах глинистых пород тукаевской, салиховской и карлинской свит его значения поднимаются до 1.0 и выше.

Рис. 4

Среднее значение EF_U , вычисленное по той же формуле, что использована для расчета EF_{Mo} , равно 0.83 ± 0.51 . Минимальная величина EF_U (0.22) характерна для обр. ИМ-12 (карлинская свита), тогда как максимальная достигает 3.52 (обр. ИШ-7, салиховская свита). Значения EF_U в индивидуальных образцах глинистых пород кырпинской серии составляют <1.0 , тогда как отдельные образцы тукаевской, усинской, приютовской и старопетровской свит обладают величинами $EF_U > 1.0$ (рис. 4б).

Коэффициент обогащения V имеет среднее для всей выборки значение 0.66 ± 0.19 . Его минимальная величина составляет 0.21 (обр. ИМ-19, карлинская свита), а максимальная равна 1.04 (обр. ИМ-29, карлинская свита). В сводном вертикальном разрезе каких-либо бросающихся в глаза особенностей распределения величины EF_V (рис. 4в) нет.

Подавляющее большинство индивидуальных образцов глинистых пород верхнего докембрия Волго-Уральской области обладают значениями $EF_{Zn} < 1.0$, и только для нескольких образцов (ИМ-5, ИМ-4, ИМ-2 и ИМ-1) аргиллитов салиховской свиты присущи более высокие величины данного параметра (рис. 4г). Среднее значение EF_{Zn} для анализируемой выборки составляет 0.72 ± 0.58 .

Уже все сказанное выше показывает, что глинистые породы верхнего докембрия Волго-Уральской области заметно обеднены RST-элементами по сравнению со средним сланцем. Как и в случае тонкозернистых обломочных пород арланской подсвиты калтасинской свиты, это дает основание считать, что накопление исходных для них осадков происходило не в аноксических обстановках.

⁵ Данные о содержании RST-элементов и Al_2O_3 в среднем глинистом сланце заимствованы из публикации (Wedepohl, 1971).

Статистически значимая корреляция между некоторыми коэффициентами обогащения не наблюдается. Так, между EF_{Zn} и EF_V величина коэффициента корреляции (r_{xy}) составляет 0.276, тогда как критическое ее значение для 5%-ного уровня значимости для числа степеней свободы $f = n - 2$ равно 0.287 (Соловов, Матвеев, 1985) (рис. 5а). Еще меньше величина r_{xy} для EF_V и EF_U (0.151) (рис. 5б). В то же время между EF_U и EF_{Mo} присутствует статистически значимая положительная корреляция ($r_{xy} = 0.583$) (рис. 5в).

Рис. 5

Средняя величина параметра Fe_T/Al для исследуемой нами выборки глинистых пород составляет 0.50 ± 0.16 (минимум – 0.23, максимум – 1.16). Максимальный разброс значений Fe_T/Al (0.31–1.16) характерен для глинистых сланцев тукаевской свиты. В целом же в сводном разрезе верхнего докембрия Волго-Уральской области наблюдается слабо выраженная тенденция постепенного роста величин Fe_T/Al . Так, для глинистых пород прикамской свиты параметр $Fe_T/Al_{\text{среднее}}$ составляет 0.44 ± 0.08 , а для глинистых пород старопетровского уровня – 0.59 ± 0.07 . Интересно, что рассчитанная нами величина Fe_T/Al для глинистых пород арланской подсвиты калтасинской свиты составляет 0.46 ± 0.04 , а по данным Сперлинга и соавторов (Sperling et al., 2014) отношение $Fe/Al_{\text{среднее}}$ для глинистых и карбонатно-глинистых сланцев данного стратиграфического уровня равно 0.45 ± 0.06 . На рис. 6 показаны и эта величина, и пересчитанное/увеличенное в 1.3 раза значение $Fe_T/Al_{\text{среднее}}$. Принципиально они не отличаются от рассчитанных значений Fe_T/Al для индивидуальных образцов глинистых пород сводного разреза рифея и венда Волго-Уральской области.

Рис. 6

Статистически значимая корреляция между коэффициентами обогащения V, Zn и U, с одной стороны, и параметром Fe_T/Al , с другой, в нашей выборке отсутствует. Величины r_{xy} для пар $Fe_T/Al-EF_V$, $Fe_T/Al-EF_{Zn}$ и $Fe_T/Al-EF_U$ составляют соответственно 0.245, 0.063 и –0.102 (рис. 7а–7в). Только между Fe_T/Al и коэффициентом обогащения Mo, одного из наиболее чувствительных к изменению окислительно-восстановительных обстановок в палеобассейнах осадконакопления элемента, наблюдается статистически значимая положительная корреляция ($r_{xy} = 0.465$) (рис. 7г).

Рис. 7

Отсутствует статистически значимая корреляция и между параметром Fe_T/Al , с одной стороны, и индикатором интенсивности химического выветривания на палеоводосборах CIA, а также индикатором состава пород-источников тонкой алюмосиликоккластики Th/Sc, с другой (рис. 8). Величина коэффициента корреляции для пары Fe_T/Al –CIA равна 0.01, а для пары Fe_T/Al –Th/Sc она составляет –0.17. Это свидетельствует о том, что значение Fe_T/Al не контролируется ни процессами химического выветривания пород на палеоводосборах, ни составом слагающих питающие провинции комплексов пород.

Рис. 8

Сперлинг с соавторами (Sperling et al., 2014), исходя из полученных ими Re–Os датировок глинистых сланцев арланской подсвиты калтасинской свиты, подчеркнули, что раннерифейский “арланский палеобассейн” со свободным O_2 , в том числе и в придонных слоях воды, существовал примерно одновременно с палеобассейнами Ропер (Австралия) и Белт (Северная Америка), для которых были характерны соответственно эвксинные и железистые воды (Shen et al., 2003; Planavsky et al., 2011). Очевидный вывод из сказанного – наличие в мезопротерозойском океане, как и в современном, пространственных неоднородностей в распределении концентраций O_2 . Однако в океане того времени, в условиях предположительно гораздо более низкого, чем сегодня, парциального давления атмосферного O_2 и повышенной температуры воды, приповерхностные водные массы должны были испытывать дефицит O_2 , поэтому случай “арланского палеобассейна” рассматривается авторами как загадочный. Для его объяснения они предположили, что бескислородные обстановки во время накопления отложений арланской подсвиты располагались на больших глубинах в иных частях палеобассейна, но указали, что в других палеобассейнах этого времени со схожими условиями накопления осадков истощение водных масс O_2 достоверно установлено. Возможно, дело тут в минимальном потоке $C_{орг}$, так как именно низкое содержание $C_{орг}$ в глинистых породах арланской подсвиты и, соответственно, олиготрофные с невысоким уровнем нутриентов обстановки могут объяснить латеральную неоднородность распределения O_2 в воде мезопротерозойского океана.

Приведенные выше данные о величинах Fe_T/Al в глинистых породах различных литостратиграфических единиц верхнего докембрия Волго-Уральской области также свидетельствуют о том, что кислородсодержащие воды существовали на востоке Восточно-Европейской платформы не только в палеобассейне арланского времени (~1470–1370 млн лет назад, конец раннего рифея), но ранее (прикамское время, начало раннего рифея) и позднее (надеждинское время, самый конец раннего рифея, средний–поздний рифей, поздний венд, ~1400–535 млн лет). Таким образом, фактически на протяжении 1.2 млрд лет без каких-либо существенных перерывов палеобассейны осадконакопления здесь характеризовались доминированием окисленных водных масс. Связано это, вероятно, с рядом обстоятельств.

Во-первых, это доминирование в разрезах кыргинской, серафимовской и абдулинской серий весьма мелководных отложений. Так, среди раннерифейских отложений реконструируются терригенные аллювиально-дельтовые, прибрежно- и мелководно-морские образования, отложения приливно-отливных областей, а также карбонатные прибрежно-морские, мелководно-морские и собственно морские, но не самые глубоководные образования (Маслов, 1994, 1995). В тукаевское время среднего рифея накопление осадков происходило преимущественно в гидродинамически активных зонах, подверженных влиянию процессов волнения и перераспределения кластики придонными течениями. Палеобассейн этого времени являлся, вероятно, плоским межостровным морем. В разрезах акбердинского горизонта ольховской свиты можно видеть тонкозернистые алюмосиликокластические с тонкодисперсным органическим веществом отложения, имеющие, по-видимому, собственно бассейновый генезис, терригенные и терригенно-карбонатные образования прибрежных зон волнения, а также терригенно-карбонатные “сверхмелководные” отложения. Более высокие уровни названного стратона представлены почти исключительно алюмосиликокластическими отложениями мелководно-морского генезиса (Маслов, 2000). Примерно такие же фациальные ассоциации характерны и для абдулинской серии (Маслов, Ишерская, 1998). Все это дает основание предположить, что области осадконакопления, существовавшие в рифее и венде на территории Волго-Уральской области, слабо сообщались с открытым океаном, а иногда имели характер внутриконтинентальных. Во-вторых, это во многих случаях пестроцветные образования, содержание S_{org} в которых весьма невелико. Таким образом, не только в арланское время, но и практически на всем протяжении рифея и венда осадконакопление на востоке Восточно-Европейской платформы могло происходить в палеобассейнах, имевших характер олиготрофных. В-третьих, как уже

отмечено выше, свойственные всем проанализированным стратонам глинистые породы с более низкими, чем в среднем сланце, концентрациями RST-элементов – еще один аргумент в пользу присутствия на рассматриваемой нами территории в позднем докембрии достаточно хорошо азрированных вод, содержавших свободный O_2 .

Как согласуется все сказанное с современными представлениями о редокс-обстановках среднепротерозойского океана других авторов? Рассмотрим в поисках ответа на этот вопрос ряд примеров.

Так, по данным Кендалла и соавторов (Kendall et al., 2009), изотопный состав Мо черных сланцев североавстралийских формаций Велкерри (от 1417 ± 29 до 1361 ± 21 млн лет назад) и Вуллогоранг (~1730 млн лет назад) свидетельствует о накоплении исходных осадков в эвксинных обстановках глубокого океана.

Рейнхард с соавторами (Reinhard et al., 2013), используя различное поведение в окислительно-восстановительных процессах Мо и Cr, показали, что для глубоких частей протерозойского океана (площадь, составляющая по крайней мере ~30–40% от общей площади морского дна) были свойственны аноксические условия. Области же распространения осадков с сульфидами (эвксинные обстановки) занимали менее ~1–10%. Модель редокс-структуры протерозойского океана, по мнению авторов, включает: 1) поверхностный слой, хорошо вентилируемый благодаря обмену между атмосферой и морской водой и выделению O_2 морскими обитателями; 2) глубокий бескислородный океан с локальными областями эвксинии.

Исследование геохимических (Fe, S, C, Mo) характеристик карбонатов, сульфатов и пирита формации Чуаньлингоу (~1.65 млрд лет, бассейн Яньшань, Северный Китай) дало возможность считать, что они формировались в аноксических, но неэвксинных обстановках самой глубокой части континентального рифта (Li et al., 2015).

Полученные Гильбо с соавторами (Guilbaud et al., 2015) данные предполагают, что смена среднеглубинных сульфидных вод железистыми произошла в самом начале неопротерозоя. Вероятно, это было инициировано увеличением потока в океан высокореактивного железа на фоне снижения потока сульфата при изменении характера выветривания и осаждения эвапоритов в континентальных палеобассейнах Родинии. Для оценки редокс-характеристик вод океана в раннем неопротерозое авторы исследовали осадочные последовательности Северо-Китайского кратона, Австралии, Арктической Канады и Шпицбергена. В результате установлено, что тонкозернистые обломочные породы бассейна Хуайнань (~1000–720? млн лет) обладают значениями $0.38 < Fe_{HR}/Fe_T < 0.70$ и накапливались в бескислородной/железистой водной толще. Редко встречающиеся

среди них более низкие величины Fe_{HR}/Fe_T отражают, вероятно, эпизоды появления O_2 вследствие штормовых событий или колебания уровня хемоклина. Данные о фазовом составе Fe в мелководных сланцах бассейна Амундсен (~0.89–0.85 млрд лет), в глинистых сланцах и карбонатных породах бассейнов Амадеус и Офисер (~0.84–0.77 млрд лет), а также в глинистых породах бассейна Свальбард (~0.80 млрд лет) позволяют считать, что исходные для них осадки формировались в сходных условиях. Важно отметить, что железистые воды были распространены во всех палеобассейнах, несмотря на содержание $C_{орг}$, достаточное для бактериальной сульфат-редукции. Следовательно, $C_{орг}$ не был фактором, определявшим появление аноксии в водной толще. Возможно, эту роль играло низкое pO_2 в атмосфере или изменение процессов выветривания во время пенеппенизации Родинии (Guilbaud et al., 2015 и ссылки в этой работе).

Хардисти и соавторы (Hardisty et al., 2017) для реконструкции редокс-характеристик морской воды протерозоя использовали концентрации иодата (IO_3^-) в мелководных морских известняках и доломитах. Авторами обосновывается вывод о том, что низкие содержание I и величины $I/(Ca + Mg)$ в протерозойских карбонатах по сравнению с более молодыми породами связаны, по всей видимости, с их осаждением в водах с общим низким и нестабильным уровнем O_2 в непосредственной близости к бескислородным водам, т.е. с неглубоким положением поверхности раздела водных масс с O_2 и без него. Это предполагает существование хемоклина, на положение которого влияли периодические вторжения аноксических вод на мелководье. Постоянно низкие максимальные значения $I/(Ca + Mg)$, присущие большей части протерозоя, подтверждают существование в это время слабоокисленного поверхностного слоя.

Беллефройд с соавторами (Bellefroid et al., 2019) исследовали геохимические особенности (распределение PЗЭ и Y, Ce аномалия) карбонатных пород комплекса Мусква (~1.76–1.40 млрд лет, Британская Колумбия, Канада). Полученные ими результаты свидетельствуют о чрезвычайно неглубоком положении хемоклина и присутствии поверхностных вод со свободным O_2 только выше базиса штормовых волн.

Анализ собственных глубоководным (>100 м) раннедиагенетическим карбонатным конкрециям формации Сямалин (~1.4 млрд лет, Северо-Китайский кратон) величин $I/(Ca + Mg)$ показал, что более половины значений данного параметра превышают 0.5 мкмоль/моль (Liu et al., 2020). Исходя из сказанного, концентрация O_2 в придонной морской воде оценивается не менее чем в 16–22 мкмоль. Минимальный уровень O_2 в атмосфере при этом должен был быть выше 6–9% PAL.

Свойственные осадочным железнякам величины $\delta^{56}\text{Fe}$ использованы Ваном с соавторами (Wang et al., 2022) в качестве показателя концентрации O_2 в морской воде выше базиса штормового волнения, тогда как обычно привлекаемые к подобным реконструкциям глинистые породы – это отложения более глубоких частей палеобассейнов. Выяснено, что для них было характерно частичное окисление растворенного Fe(II) , тогда как более молодые железняки образовались путем полного окисления Fe(II) . Первый из названных процессов происходил при низкой концентрации O_2 в мелководных областях протерозойского океана, а содержание O_2 в атмосфере составляло, вероятно, $<1\%$ PAL. Между 900 и 750 млн лет назад произошел, по всей видимости, сдвиг в сторону более высоких концентраций O_2 в поверхностном слое океана.

Ян с соавторами (Yang et al., 2023), основываясь на результатах исследования фазового состава железа ($\text{Fe}_{\text{HR}}/\text{Fe}_{\text{T}}$, $\text{Fe}_{\text{T}}/\text{Al}$ и др.) и распределения RST-элементов, проанализировали редокс-обстановки формирования формации Дунпо (поздний эдиакарий, южная окраина Северо-Китайского кратона). Они обосновали существование в это время бескислородного океана и выявили кратковременные события оксигенации.

Сан с соавторами (Sun et al., 2025) провели минералогическое и геохимическое изучение карбонатных пород формации Умишань (~1.52–1.47 млрд лет, бассейн Яньляо, Северный Китай). Выявлено два отчетливых интервала изменения минерального состава пород и стиля его формирования, совпадающие с изменениями $I/(\text{Ca} + \text{Mg})$. По мнению авторов, это следствие смены субокисных обстановок мелководного морского бассейна аноксическими. Предполагается, что уже в раннем мезопротерозое имели место значительные вариации окислительно-восстановительных характеристик морской воды.

Все приведенное выше показывает, что и в настоящее время оценки концентрации O_2 в водах протерозойских палеобассейнов осадконакопления варьируют от “высоких” до “в существенной степени варьирующих” и “низких”. Волго-Уральская область, где наличие кислорода в морской воде устанавливается на протяжении более 1.2 млрд лет, как и ранее “арланский палеобассейн”, представляется исключением из сказанного.

ВЫВОДЫ

Выполненный анализ содержания и величин коэффициентов обогащения глинистых пород рифея и венда Волго-Уральской области (восток Восточно-Европейской платформы) RST-элементами (Mo, U, V и Zn) показал, что все они, за редким исключением, заметно понижены относительно аналогичных параметров PAAS и среднего глинистого сланца. В сводном разрезе верхнего докембрия данной территории

наблюдается слабый рост снизу вверх EF_{Mo} , EF_U и EF_{Zn} , а параметр EF_V почти не меняется.

Рассчитанная средняя величина Fe_T/Al для глинистых пород рифея и венда Волго-Уральской области составляет 0.50 ± 0.16 . Эта величина практически не отличается от параметра $Fe/Al_{\text{среднее}}$ (0.46 ± 0.04), рассчитанного Сперлингом с соавторами (Sperling et al., 2014) для глинистых и карбонатно-глинистых пород арланской подсвиты калтасинской свиты нижнего рифея и послужившего, вместе с рядом других данных, основанием для вывода о присутствии свободного O_2 в “арланском палеобассейне” и об олиготрофном характере последнего. Максимальный разброс значений Fe_T/Al ($0.31-1.16$) характерен для глинистых сланцев тукаевской свиты среднего рифея, но и здесь средняя величина Fe_T/Al (0.63 ± 0.39) не отличается принципиально от ее величины в среднем глинистом сланце К. Ведеполья (0.55). В целом же в сводном разрезе наблюдается слабо выраженная тенденция постепенного роста $Fe_T/Al_{\text{среднее}}$ (прикамская свита основания рифея – 0.44 ± 0.08 , старопетровская свита венда – 0.59 ± 0.07).

Все сказанное дает основание считать, что накопление осадочных последовательностей верхнего докембрия востока Восточно-Европейской платформы (Камско-Бельский и Серноводско-Абдулинский авлакогены, Шкаповско-Шиханская впадина) происходило на протяжении более 1.2 млрд лет в достаточно хорошо аэрировавшихся обстановках, т.е. вода палеобассейнов осадконакопления содержала в том или ином количестве свободный O_2 . Бассейны седиментации при этом, как и “арланский палеобассейн”, были по большей части близки к олиготрофным. Периодических вторжений в них бескислородных вод из более глубоких областей океана, по всей видимости, не происходило.

Благодарности. Советы и замечания Е.Ф. Летниковой, В.Н. Подковырова, а также А.Б. Кузнецова во многом способствовали улучшению стиля представления материалов и выводов работы.

Источники финансирования. Исследования проведены в рамках госзадания ГИН РАН (тема FMMG-2023–0004).

Конфликт интересов. Автор декларирует отсутствие конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аксенов Е.М. Венд Восточно-Европейской платформы // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 3–34.

Андреев Ю.В., Иванова Т.В., Келлер Б.М., Лисовский Н.Н., Морозов С.Г., Тагиров И.А., Янкаускас Т.В. Стратиграфия верхнего протерозоя восточной окраины Русской плиты и западного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 57–68.

Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Балашова М.М. Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь: ИПК “Звезда”, 2001. 108 с.

Геология и нефтегазоносность рифейских и вендских отложений Волго-Уральской провинции. М.: Недра, 1977. 157 с.

Горожанин В.М. Новые геохронологические данные по верхнему докембрию Татарии (скв. 20005 Карачевская) // Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1983. С. 48–51.

Иванова З.П., Клевцова А.А. Условия накопления додевонских отложений северо-востока Русской платформы в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности // Геологическое строение и нефтегазоносность Пермской области и Прикамья. М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 151–168.

Ишерская М.В., Романов В.А. К стратиграфии рифейских отложений Западной Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1993. 35 с.

Казаков Г.А., Кнорре К.Г., Стрижов В.П. Новые данные о возрасте нижних свит нижнебавлинской серии Волго-Уральской области // Геохимия. 1967. № 4. С. 482–485.

Лагутенкова Н.С. Следы вулканической деятельности в отложениях верхнебавлинской серии Пермской области и Башкирской АССР // Докл. АН СССР. 1963. Т. 150. № 6. С. 1352–1355.

Лагутенкова Н.С., Чепилова И.К. Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М.: Наука, 1982. 110 с.

Лозин Е.В. Тектоника и нефтеносность платформенного Башкортостана. Ч. I. М.: ВНИИОЭНГ, 1994. 73 с.

Масагутов Р.Х. Литолого-стратиграфическая характеристика и палеогеография позднего докембрия Башкирского Приуралья. М.: Недра, 2002. 224 с.

Маслов А.В. Раннерифейский Волго-Уральский седиментационный бассейн // Литология и полезн. ископаемые. 1994. № 5. С. 99–118.

Маслов А.В. Раннерифейский седиментационный бассейн востока Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Отечественная геология. 1995. № 4. С. 45–52.

Маслов А.В. Среднерифейский бассейн осадконакопления области сочленения Русской платформы и Южного Урала: литологические и фациальные особенности отложений, палеогеография и основные черты эволюции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 17–34.

Маслов А.В. Редокс-обстановки в рифее Волго-Уральской области (новые данные) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 11. Пермь: Изд-во Пермского университета, 2008. С. 81–87.

Маслов А.В. Литогеохимия терригенных пород верхнего докембрия Волго-Уральской области. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 248 с.

Маслов А.В., Ишерская М.В. Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области (условия формирования и литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 286 с.

Маслов А.В., Ишерская М.В. Петро- и геохимические особенности аргиллитов верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины как индикаторы условий их формирования, состава и эволюции источников сноса (предварительные данные) // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 87–103.

Маслов А.В., Ишерская М.В. Генетическая интерпретация вариаций некоторых петро- и геохимических параметров аргиллитов в разрезе венда Шкаповско-Шиханской впадины // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 87–97.

Маслов А.В., Подковыров В.Н. Редокс-статус океана 2500–500 млн лет назад: современные представления // Литология и полезн. ископаемые. 2018. № 3. С. 207–230.

Маслов А.В., Ишерская М.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Горбунова Н.П., Гуляева Т.Я., Лепихина О.П., Попова О.Ю., Ятлук Г.М. Условия формирования вендских отложений Шкаповско-Шиханской впадины по данным изучения литогеохимических особенностей аргиллитов // Литология и полезн. ископаемые. 2006. № 3. С. 279–300.

Маслов А.В., Ишерская М.В., Крупенин М.Т., Петрищева В.Г., Гуляева Т.Я., Горбунова Н.П. Литогеохимические особенности тонкозернистых терригенных пород рифея Камско-Бельского авлакогена и условия их формирования // Литология и полезн. ископаемые. 2010. № 2. С. 172–200.

Морозов С.Г., Иванова Т.В., Пастухов А.Г., Хлебников В.Д. Новые данные о стратиграфии верхнедокембрийских образований Приуралья // Докл. АН СССР. 1972. Т. 202. № 6. С. 917–920.

Морозов С.Г., Иванова Т.В., Андреев Ю.В. Особенности химического состава и генезис пород верхнего протерозоя востока Русской плиты // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука, 1983. С. 40.

Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. Т. I. Доордовикские отложения центральных и восточных областей Русской платформы. Л.: Недра, 1969. 168 с.

Низамутдинов А.Г., Муслимов Р.Х., Изотов В.Г. Углерод в верхнедокембрийских отложениях Татарстана. Казань: Изд-во Казанского государственного университета, 1993. 63 с.

Ожиганова Л.Д. Нижний рифей Западной Башкирии // Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1983. С. 33–39.

Рабочая схема стратиграфии и корреляции разрезов верхнего протерозоя Западной Башкирии (методические рекомендации). Уфа: БФАН СССР, 1981. 35 с.

Романов В.А., Ишарская М.В. К изучению рифейских отложений Западной Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 32 с.

Романов В.А., Ишарская М.В. Рифей платформенного Башкортостана: стратиграфия, тектоника и перспективы нефтегазоносности. Уфа: Гилем, 2001. 126 с.

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Карасева Т.В. Верхний протерозой (рифей и венд) Волго-Уральской области в параметрических и глубоких скважинах. Уфа: Книга-Принт, 2021. 196 с.

Соловов А.П., Матвеев А.А. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1985. 232 с.

Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Объяснительная записка. Отв. ред. Аксенов Е.М., Козлов В.И. Уфа: ИГ УНЦ РАН, ЦНИИГеолнеруд, БашНИПИНефть, 2000. 81 с.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. Отв. ред. Келлер Б.М., Чумаков Н.М. М.: Наука, 1983. 184 с.

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

Ansari A.H., Ahmad S., Govil P., Agrawal S., Mathews R.P. Mo–Ni and organic carbon isotope signatures of the mid-late Mesoproterozoic oxygenation // J. Asian Earth Sci. 2020. V. 191. 104201.

Arnold G.L., Anbar A., Barling J., Lyons T. Molybdenum isotope evidence for widespread anoxia in mid-Proterozoic oceans // Science. 2004. V. 304. P. 87–90.

Bellefroid E.J., Planavsky N.J., Hood A.V.S., Halverson G.P., Spokas K. Shallow water redox conditions of the Mid-Proterozoic Muskwa assemblage, British Columbia, Canada // *Am. J. Sci.* 2019. V. 319. P. 122–157.

Calvert S.E., Pedersen T.F. Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record // *Marine Geol.* 1993. V. 113. P. 67–88.

Canfield D.E., Zhang S., Frank A.B., Wang X., Wang H., Su J., Ye Y., Frei R. Highly fractionated chromium isotopes in Mesoproterozoic-aged shales and atmospheric oxygen // *Nature Commun.* 2018a. V. 9. 2871.

Canfield D.E., Zhang S., Wang H., Wang X., Zhao W., Su J., Bjerrum C.J., Haxen E.R., Hammarlund E.U. A Mesoproterozoic iron formation // *PNAS.* 2018b. V. 115. P. E3895–E3904.

Daines S.J., Mills B.J.W., Lenton T.M. Atmospheric oxygen regulation at low Proterozoic levels by incomplete oxidative weathering of sedimentary organic carbon // *Nature Commun.* 2017. V. 8. P. 1–11.

Diamond C.W., Planavsky N.J., Wang C., Lyons T.W. What the ~1.4 Ga Xiamaling Formation can and cannot tell us about the mid-Proterozoic ocean // *Geobiology.* 2018. V. 16. P. 219–236.

Gilleaudeau G.J., Kah L.C. Heterogeneous redox conditions and a shallow chemocline in the Mesoproterozoic ocean: evidence from carbon–sulfur–iron relationships // *Precambrian Res.* 2015. V. 257. P. 94–108.

Guilbaud R., Poulton S.W., Butterfield N.J., Zhu M., Shields-Zhou G.A. A global transition to ferruginous conditions in the early Neoproterozoic oceans // *Nature Geosci.* 2015. V. 8. P. 466–470.

Gilleaudeau G.J., Frei R., Kaufman A.J., Kah L.C., Azmy K., Bartley J.K., Chernyavskiy P., Knoll A.H. Oxygenation of the mid-Proterozoic atmosphere: clues from chromium isotopes in carbonates // *Geochem. Persp. Lett.* 2016. V. 2. P. 178–187.

Hardisty D.S., Lu Z., Bekker A., Diamond C.W., Gill B.C., Jiang G., Kah L.C., Knoll A.H., Loyd S.J., Osburn M.R., Planavsky N.J., Wang C., Zhou X., Lyons T.W. Perspectives on Proterozoic surface ocean redox from iodine contents in ancient and recent carbonate // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 463. P. 159–170.

Kah L.C., Bartley J.K. Protracted oxygenation of the Proterozoic biosphere // *Int. Geol. Rev.* 2011. V. 53. P. 1424–1442.

Kah L.C., Lyons T.W., Frank T.D. Low marine sulphate and protracted oxygenation of the Proterozoic biosphere // *Nature.* 2004. V. 431. P. 834–838.

Kendall B., Creaser R.A., Gordon G.W., Anbar A.D. Re–Os and Mo isotope systematics of black shales from the Middle Proterozoic Velkerri and Wollongorang formations, McArthur Basin, northern Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2009. V. 73. P. 2534–2558.

Koehler M.C., Stüeken E.E., Kipp M.A., Buick R., Knoll A.H. Spatial and temporal trends in Precambrian nitrogen cycling: a Mesoproterozoic offshore nitrate minimum // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2017. V. 198. P. 315–337.

Li C., Love G.D., Lyons T.W., Fike D.A., Sessions A.L., Chu X. A stratified redox model for the Ediacaran ocean // *Science*. 2010. V. 328. P. 80–83.

Li C., Love G.D., Lyons T.W., Scott C.T., Feng L.J., Huang J., Chang H.J., Zhang Q.R., Chu X.L. Evidence for a redox stratified Cryogenian marine basin, Datangpo Formation, South China // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 331. P. 246–256.

Li C., Planavsky N.J., Love G.D., Reinhard C.T., Hardisty D., Feng L., Bates S.M., Huang J., Zhang Q., Chu X., Lyons T.W. Marine redox conditions in the middle Proterozoic ocean and isotopic constraints on authigenic carbonate formation: insights from the Chuanlinggou Formation, Yanshan Basin, North China // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2015. V. 150. P. 90–105.

Liu A., Tang D., Shi X., Zhou X., Zhou L., Shang M., Li Y., Fang H. Mesoproterozoic oxygenated deep seawater recorded by early diagenetic carbonate concretions from the Member IV of the Xiamaling Formation, North China // *Precambrian Res.* 2020. V. 341. 105667.

Liu X.-M., Kah L.C., Knoll A.H., Cui H., Kaufman A.J., Shahar A., Hazen R.M. Tracing Earth's O₂ evolution using Zn/Fe ratios in marine carbonates // *Geochem. Persp. Lett.* 2015. V. 2. P. 24–34.

Lyons T.W., Reinhard C.T., Love G.D., Xiao S. Geobiology of the Proterozoic Eon // *Fundamentals of Geobiology*. Eds. Knoll A.H., Canfield D.E., Konhauser K.O. Oxford: Wiley-Blackwell, 2012. P. 371–402.

Lyons T.W., Reinhard C.T., Planavsky N.J. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere // *Nature*. 2014. V. 506. P. 307–315.

Morford J.L., Emerson S. The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. P. 1735–1750.

Mukherjee I., Large R.R. Pyrite trace element chemistry of the Velkerri Formation, Roper Group, McArthur Basin: evidence for atmospheric oxygenation during the Boring Billion // *Precambrian Res.* 2016. V. 28. P. 13–26.

Planavsky N.J., McGoldrick P., Scott C.T., Li C., Reinhard C.T., Kelly A.E., Chu X., Bekker A., Love G.D., Lyons T. W. Widespread iron-rich conditions in the mid-Proterozoic ocean // *Nature*. 2011. V. 477. P. 448–451.

Planavsky N.J., Cole D.B., Reinhard C.T., Diamond C., Love G.D., Luo G., Zhang S., Konhauser K.O., Lyons T.W. No evidence for high atmospheric oxygen levels 1,400 million years ago // *PNAS*. 2016. V. 113. P. E2550–E2551.

Poulton S.W., Canfield D.E. Ferruginous conditions: a dominant feature of the ocean through Earth's history // *Elements*. 2011. V. 7. P. 107–112.

Poulton S.W., Fralick P.W., Canfield D.E. Spatial variability in oceanic redox structure 1.8 billion years ago // *Nature Geosci.* 2010. V. 3. P. 486–490.

Raiswell R., Canfield D.E. Sources of iron for pyrite formation in marine sediments // *Am. J. Sci.* 1998. V. 298. P. 219–245.

Reinhard C.T., Planavsky N.J., Robbins L.J., Partin C.A., Gill B.C., Lalonde S.V., Bekker A., Konhauser K.O., Lyons T.W. Proterozoic ocean redox and biogeochemical stasis // *PNAS*. 2013. V. 110. P. 5357–5362.

Shang M., Tang D., Shi X., Zhou L., Zhou X., Song H., Jiang G. A pulse of oxygen increase in the early Mesoproterozoic ocean at ca. 1.57–1.56 Ga // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 527. 115797.

Shen Y., Knoll A.H., Walter M.R. Evidence for low sulphate and anoxia in a mid-Proterozoic marine basin // *Nature*. 2003. V. 423. P. 632–635.

Song Y., Bowyer F.T., Mills B.J., Merdith A.S., Wignall P.B., Peakall J., Zhang S., Wang X., Wang H., Canfield D., Shields G., Poulton S. Dynamic redox and nutrient cycling response to climate forcing in the Mesoproterozoic ocean // *Nature Commun.* 2023. V. 14. 6640.

Sperling E.A., Rooney A.D., Hays L., Sergeev V.N., Vorob'eva N.G., Sergeeva N.D., Selby D., Johnston D.T., Knoll A.H. Redox heterogeneity of subsurface waters in the Mesoproterozoic ocean // *Geobiology*. 2014. V. 12. P. 373–386.

Sperling E.A., Wolock C.J., Morgan A.S., Gill B.C., Kunzmann M., Halverson G.P., Macdonald F.A., Knoll A.H., Johnston D.T. Statistical analysis of iron geochemical data suggests limited late Proterozoic oxygenation // *Nature*. 2015. V. 523. P. 451–454.

Stüeken E.E. A test of the nitrogen-limitation hypothesis for retarded eukaryote radiation: nitrogen isotopes across a Mesoproterozoic basinal profile // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2013. V. 120. P. 121–139.

Sun L., Shi X., Zhou X., Zhou L., Huang K., Xu L., Xie B., Wang X., Tang D. Dynamic redox conditions in Mesoproterozoic shallow seawater: constraints from carbonate fabrics and geochemistry // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2025. V. 137. P. 190–202.

Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1961. V. 72. P. 175–192.

Tyson R.V., Pearson T.H. Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview // *Modern and ancient continental shelf anoxia*. Eds. Tyson R.V., Pearson T.H. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1991. № 58. P. 1–24.

Wang C., Lechte M.A., Reinhard C.T., Asael D., Cole D.B., Halverson G.P., Porter S.M., Galili N., Halevy I., Rainbird R.H., Lyons T.W., Planavsky N.J. Strong evidence for a weakly oxygenated ocean–atmosphere system during the Proterozoic // *PNAS*. 2022. V. 119. e2116101119.

Wedepohl K.H. Environmental influences on the chemical composition of shales and clays // *Physics and Chemistry of the Earth*. V. 8. Eds. Ahrens L.H., Press F., Runcorn S.K., Urey H.C. Oxford: Pergamon, 1971. P. 305–333.

Wei W., Frei R., Kläbe R., Tang D., Wei G.Y., Li D., Tian L., Huang F., Ling H.F. A transient swing to higher oxygen levels in the atmosphere and oceans at ~1.4 Ga // *Precambrian Res.* 2021. V. 354. 106058.

Wu Y., Tian H., Yin R., Chen D., Grasby S.E., Shen J., Li T., Ji S., Peng P. Highly fractionated Hg isotope evidence for dynamic euxinia in shallow waters of the Mesoproterozoic ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2023. V. 616. 118211.

Xie B., Zhu J., Wang X., Xu D., Zhou L., Zhou X., Shi X., Tang D. Mesoproterozoic oxygenation event: from shallow marine to atmosphere // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2023. V. 135. P. 753–766.

Xu D., Qin Z., Wang X., Li J., Shi X., Tang D., Liu J. Extensive sea-floor oxygenation during the early Mesoproterozoic // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2023. V. 354. P. 186–196.

Yang J., Jin W., Wang G., Wan L., Zeng Z. Redox conditions of the Late Ediacaran ocean on the southern margin of the North China Craton // *Minerals*. 2023. V. 13. 1124.

Ye M., Zhang S., Ye Y., Wu M., Wang X. Spatial and temporal redox heterogeneity controlled by a Fe(II), anoxic upwelling system in the early Mesoproterozoic ocean // *Geophysical Res. Lett.* 2023. V. 50. 103598.

Zhang K., Shields G.A. Sedimentary Ce anomalies: secular change and implications for paleoenvironmental evolution // *Earth-Sci. Rev.* 2022. V. 229. 104015.

Zhang S., Wang X., Wang H., Bjerrum C.J., Hammarlund E.U., Costa M.M., Connelly J.N., Zhang B., Su J., Canfield D.E. Sufficient oxygen for animal respiration 1,400 million years ago // *PNAS*. 2016. V. 113. P. 1731–1736.

Рецензенты Е.Ф. Летникова, В.Н. Подковыров, А.Б. Кузнецов

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

Рис. 1. Обзорные схемы (а, б), схема Волго-Уральской области по (Белоконь и др., 2001) с расположением скважин, вскрывших докембрийские породы, обсуждаемые в настоящей работе (в), и сводная стратиграфическая колонка верхнего докембрия Камско-Бельского авлакогена и Шкаповско-Шиханской впадины (г) по (Маслов, 2012).

1 – зона отсутствия отложений нижнего рифея; 2 – западная граница отсутствия отложений верхнего докембрия; 3 – западная граница распространения отложений среднего и верхнего рифея; 4 – границы между свитами (а) и разрывные нарушения (б); 5 – изопахиты отложений рифея, км; 6 – скважины (1 – Мензелино-Актаныш 203, 2 – Арлан 7000, 3 – Северо-Кушкуль 1, 4 – Сулли 20007, 5 – Кабаково 62, 6 – Шкапово 740, 7 – Кипчак 1, 8 – Ахмерово 6); 7 – западная граница складчатого Урала; 8 – исследованная территория. КБА – Камско-Бельский авлакоген, САА – Серноводско-Абдулинский авлакоген, СУ – Средний Урал, ЮУ – Южный Урал. Шкаповско-Шиханская впадина (на рис. 1в она не показана) перекрывает и КБА, и САА. МСШ – Международная хроностратиграфическая шкала, v2024/12, <https://stratigraphy.org/chart#latest-version> (дата обращения 08.07.2025). ОСШ – Общая стратиграфическая шкала, версия 03/2024, https://karpinskyinstitute.ru/ru/about/msk/str_scale/os_scale-03-24.pdf (дата обращения 08.07.2025).

Рис. 2. Нормированное к РААС распределение ряда основных породообразующих оксидов в глинистых породах нижнего (а), среднего (б) и верхнего (в) рифея и верхнего венда (г) Волго-Уральской области. Расшифровку индексов свит см. в тексте.

Рис. 3. Распределение точек состава глинистых пород рифея и венда Волго-Уральской области на классификационной диаграмме НКМ–ФМ.

Глины: I – преимущественно каолинитовые; II – преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита; III – преимущественно хлоритовые с примесью Fe-иллита; IV – хлорит-иллитовые; V – хлорит-смектит-иллитовые; VI – иллитовые со значительной примесью тонкорастертых калиевых полевых шпатов. Свиты: 1 – прикамская; 2 –

калтасинская; 3 – надеждинская; 4 – тукаевская; 5 – ольховская; 6 – усинская; 7 – приютовская; 8 – старопетровская; 9 – салиховская; 10 – карлинская.

Рис. 4. Вариации свойственных глинистым породам величин EF_{Mo} (а), EF_U (б), EF_V (в) и EF_{Zn} (г) снизу вверх по сводному разрезу верхнего докембрия Волго-Уральской области. Условные обозначения см. рис. 3.

Рис. 5. Распределение фигуративных точек глинистых пород рифея и венда Волго-Уральской области на диаграммах $EF_{Zn}-EF_V$ (а), EF_V-EF_U (б) и EF_U-EF_{Mo} (в). Условные обозначения см. рис. 3.

Рис. 6. Вариации Fe_T/Al в глинистых породах сводного разреза рифея и венда Волго-Уральской области (а) и значения редокс-индикаторов для карбонатно-глинистых и глинистых сланцев арланской подсвиты калтасинской свиты (б), по (Sperling et al., 2014) с изменениями.

(б): 1 – глинистые породы; 2 – известняки; 3 – глинистые доломиты; 4 – мергели; 5 – алевролиты; 6 – положение в разрезе скв. Бедряж 203 образцов глинистых и карбонатно-глинистых пород, исследованных Сперлингом с соавторами (Sperling et al., 2014). Fe_{HR} – высокореакционноспособное железо; Fe_T – общее железо; Fe_P – пиритное железо; Al – общий алюминий. Розовый фон – значения индикатора, свойственные осадкам, накапливавшимся из водной колонны, содержавшей свободный O_2 ; штрихпунктирная линия – значение Fe/Al , характерное для среднего глинистого сланца (0.59). Остальные условные обозначения см. рис. 3.

Рис. 7. Распределение точек состава глинистых пород рифея и венда Волго-Уральской области на диаграммах $EF_{Mo}-EF_V$ (а), $Fe_T/Al-EF_{Zn}$ (б), $Fe_T/Al-EF_U$ (в) и $Fe_T/Al-EF_{Mo}$ (г). Условные обозначения см. рис. 3.

Рис. 8. Положение фигуративных точек глинистых пород рифея и венда Волго-Уральской области на диаграммах $Fe_T/Al-CIA$ (а) и $Fe_T/Al-Th/Sc$ (б). Условные обозначения см. рис. 3.

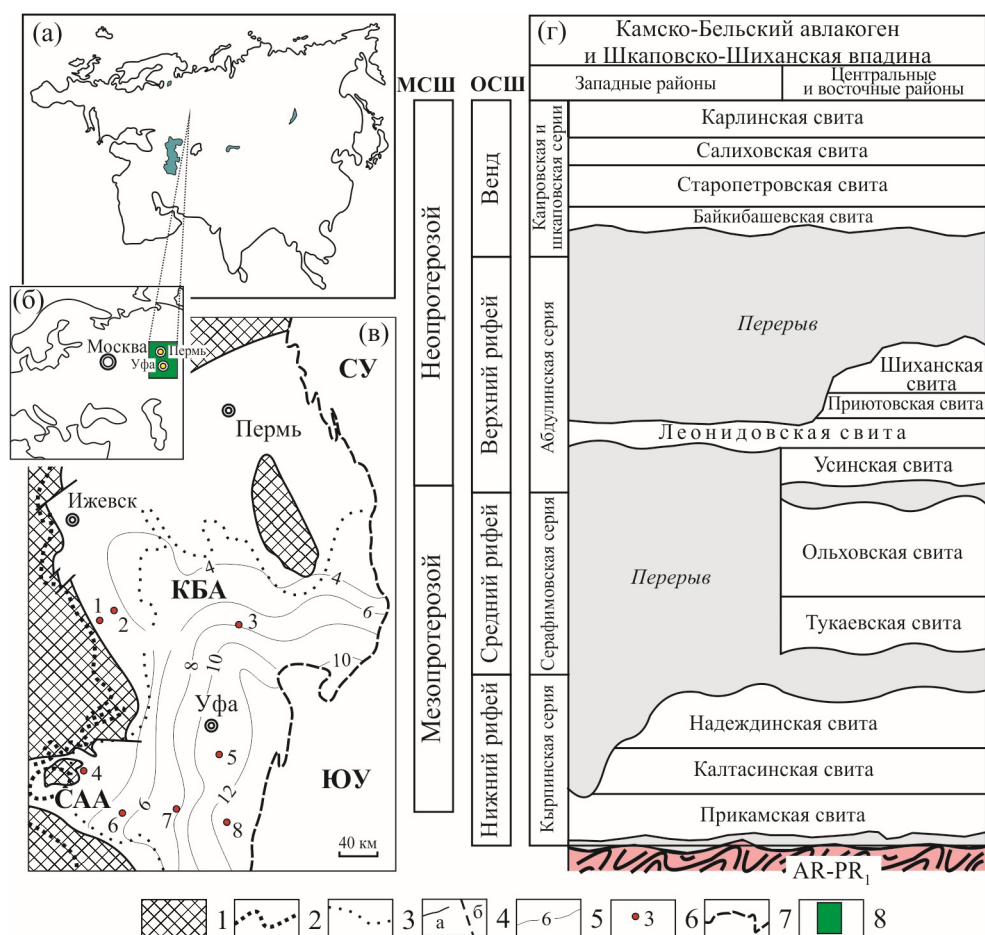


Рис. 1.

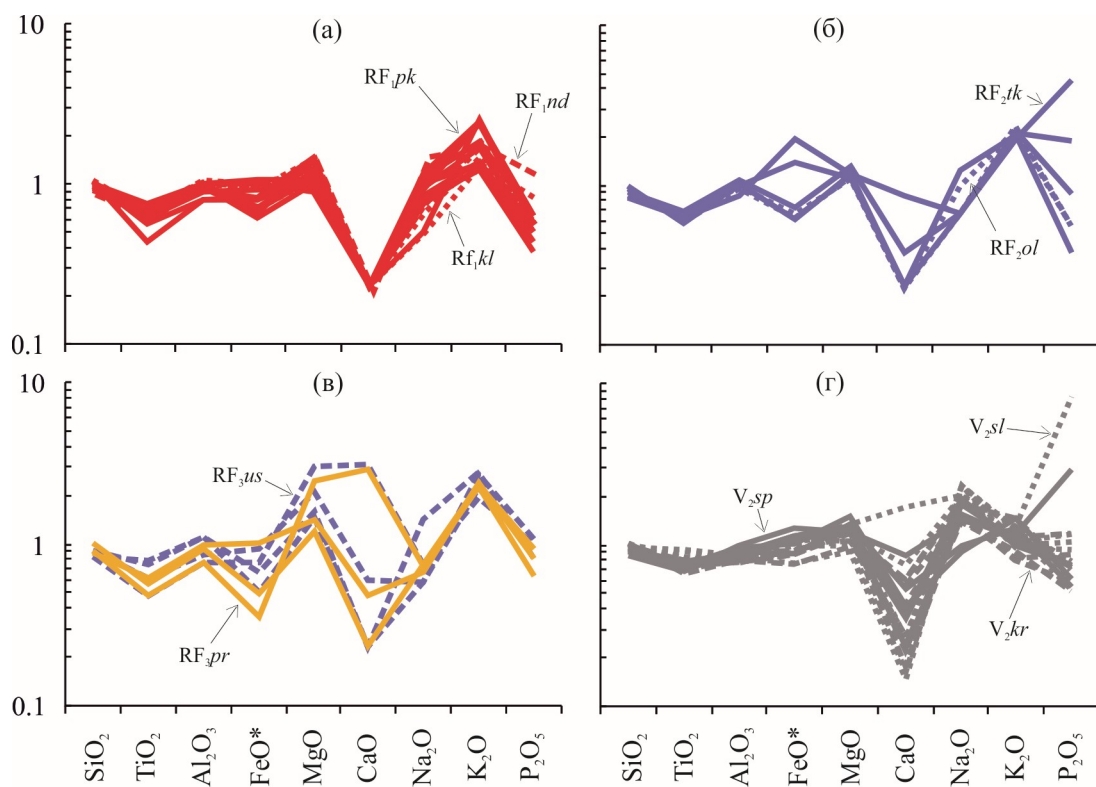


Рис. 2.

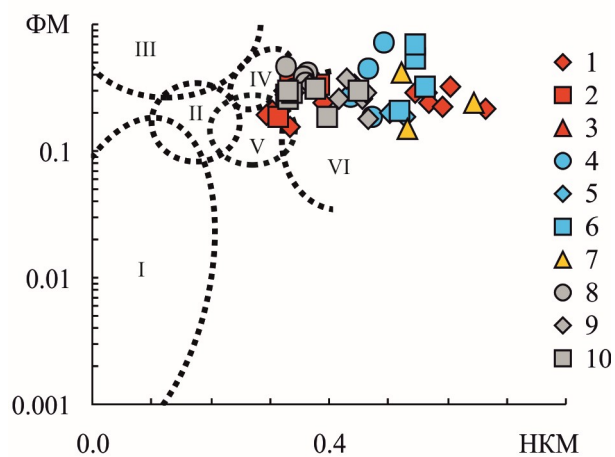


Рис. 3.

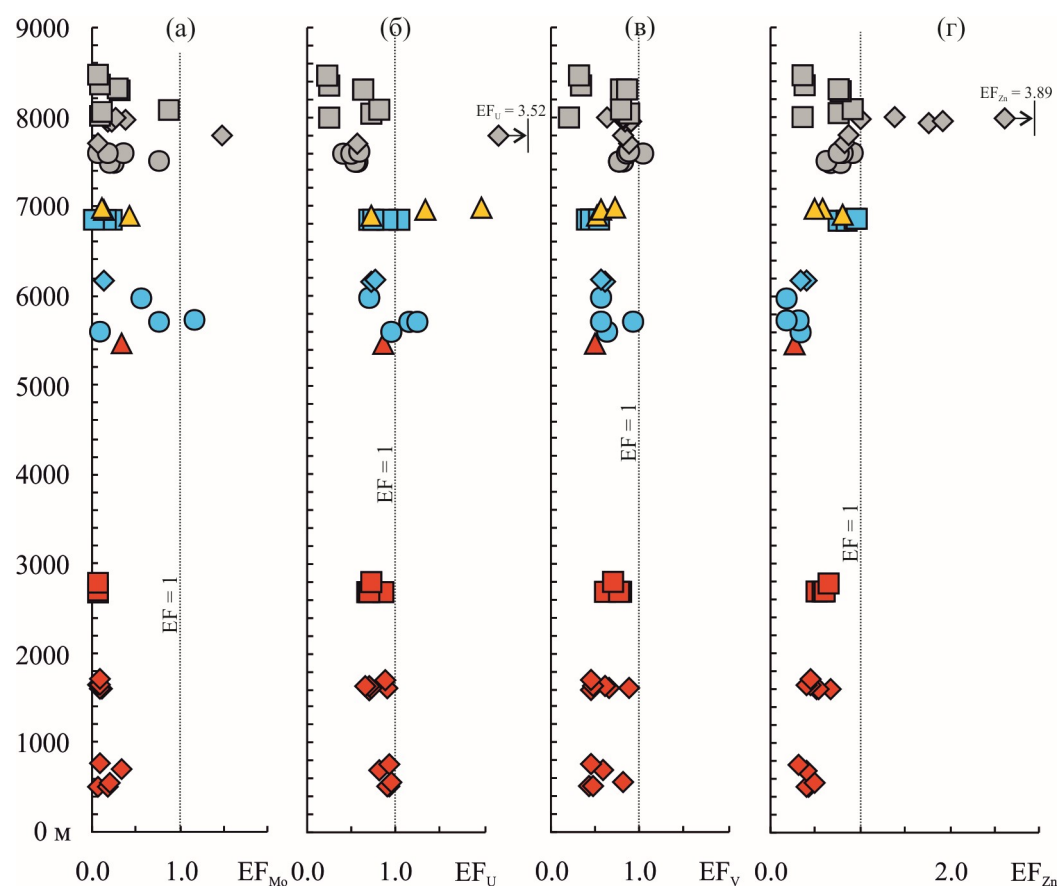


Рис. 4.

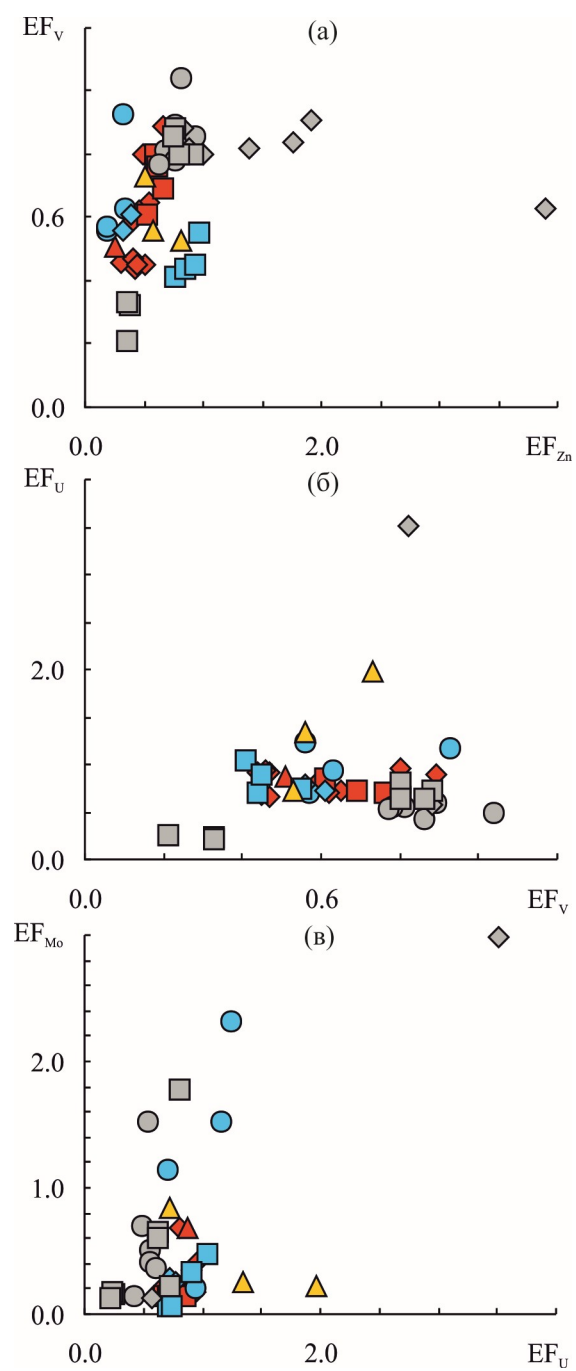


Рис. 5.

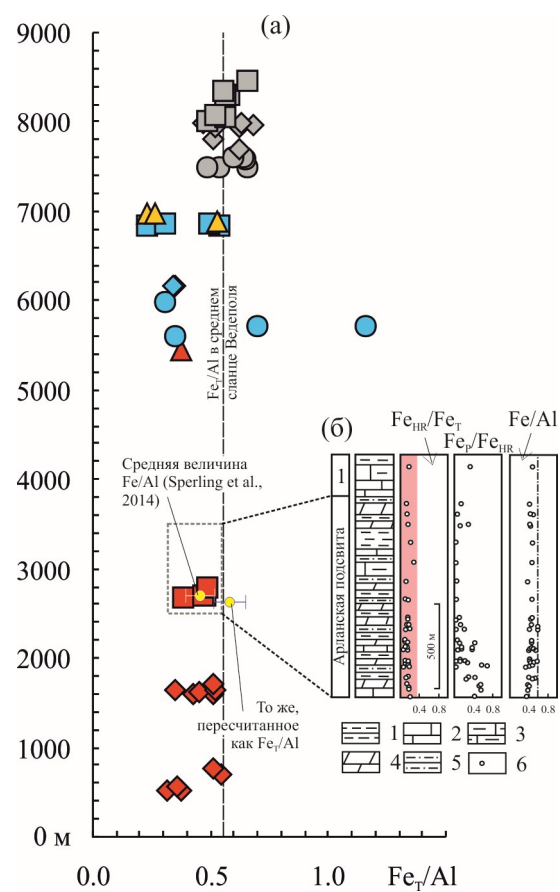


Рис. 6.

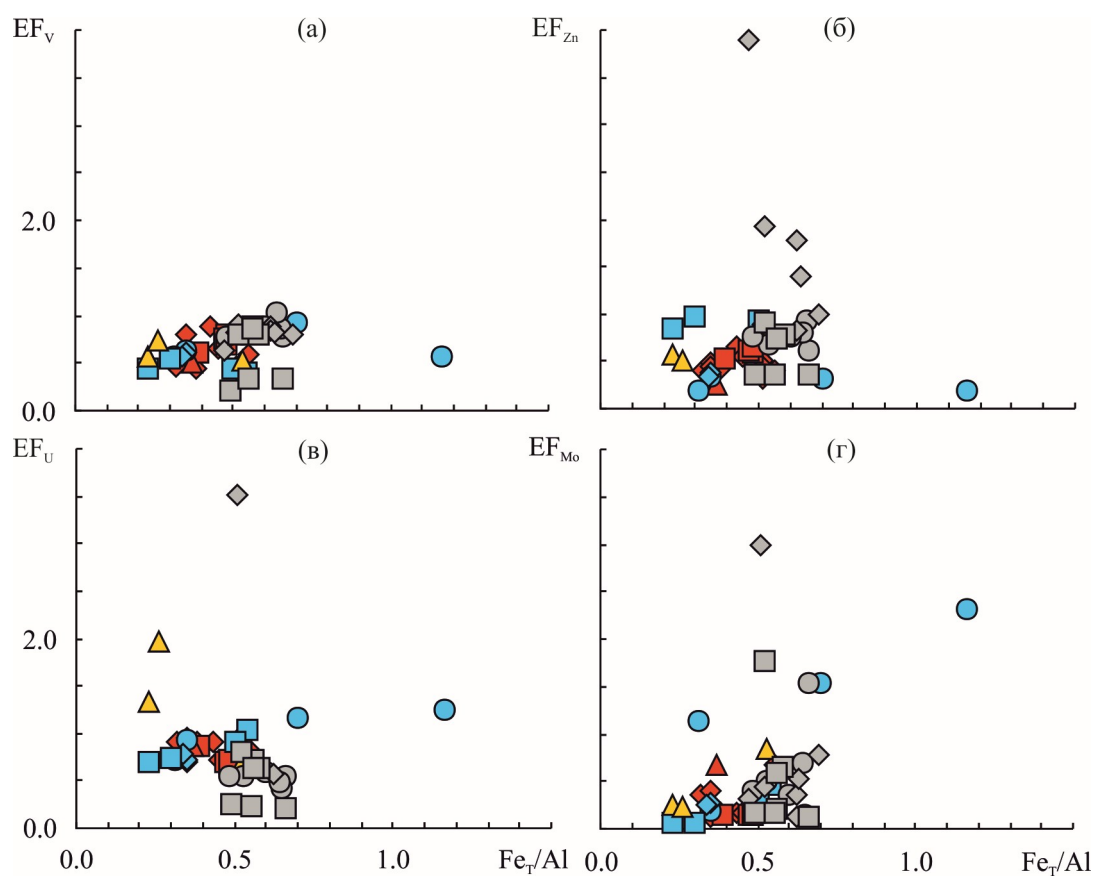


Рис. 7.

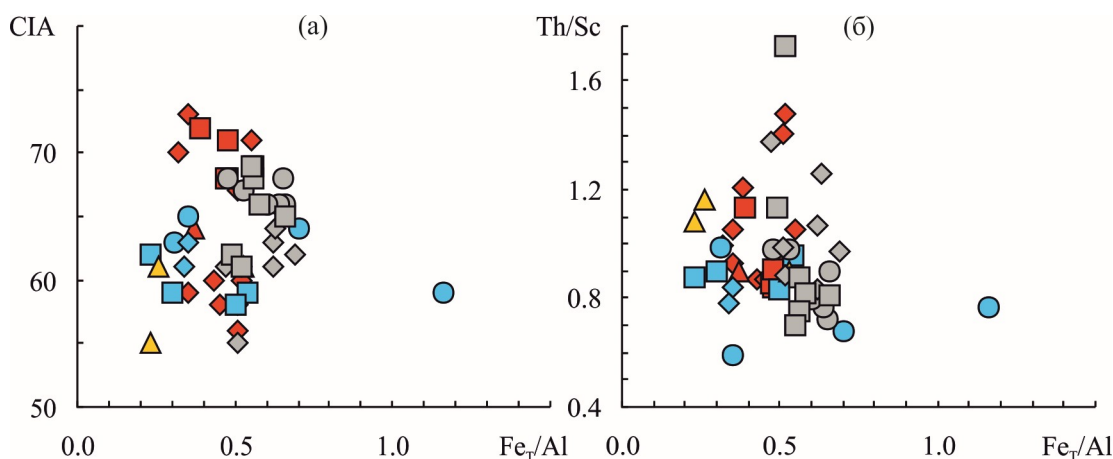


Рис. 8.

Oligotrophic Areas of Late Precambrian Sedimentation in the East of the East European Platform

A. V. Maslov

Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

e-mail: amas2004@mail.ru

The article presents the results of the analysis of the content and values of enrichment factors (EF) of redox-sensitive elements (Mo, U, V and Zn) in Riphean and Vendian clay rocks of the eastern part of the East European Platform (Kama-Belsk and Sernovodsk-Abdulino aulacogens, Shkapovo-Shikhan depression), as well as their Fe_T/Al values, one of the indicators widely used for the reconstruction of redox environments of sedimentation. It is shown that the EF_{Mo} , EF_U , EF_{Zn} and EF_V values for the overwhelming majority of analyzed samples are lower than those in the PAAS and the Vedepohl's average shale. The calculated $Fe_T/Al_{average}$ value (0.50 ± 0.16) for the Upper Precambrian clay rocks of the Volga-Ural region is comparable, taking into account the errors, with the $Fe/Al_{average}$ value (0.46 ± 0.04) for the clay and carbonate-clay rocks of the Lower Riphean Arlan Subformation of the Kaltasa Formation, which, together with a number of other data, served as the basis for the conclusion about the presence of free O_2 in the "Arlan paleobasin" and its oligotrophic nature. It is concluded that the accumulation of Upper Precambrian sedimentary sequences in the east of the East European Platform for more than 1.2 billion years occurred in fairly well-aerated and with low bioproductivity (i.e., oligotrophic)

environments in the presence of free O₂ in the water. Apparently, the sedimentation basins in the area under consideration did not have a noticeable water exchange with the open ocean, which prevented the penetration of deep anoxic waters into them for a long time.

Keywords: Volga-Ural region, Upper Precambrian, clay rocks, lithogeochemistry, oxidation-reduction environments

Для переводчика

Кырпинская серия – Kyrpino Group
Серафимовская серия – Serafimovo Group
Абдулинская серия – Abdulino Group
Каировская серия – Kairovo Group
Байкибашевская свита – Baikibashevo Formation
Старопетровская свита – Staro-Petrovo Formation
Шкаповская серия – Shkapovo Group
Салиховская свита – Salikhovo Formation
Карлинская свита – Karly Formation
Усинская свита – Usinsk Formation
Леонидовская свита – Leonidovo Formation
Приютовская свита – Priyutovo Formation
Шиханская свита – Shikhan Formation
Акбердинский горизонт – Akberdino Horizon
Тукаевская свита – Tukaevo Formation
Ольховская свита – Olkhovo Formation
Прикамская свита – Prikamsk Formation
Калтасинская свита – Kaltasy Formation
Надеждинская свита – Nadezhdino Formation
Татарский свод – Tatar Arch
Коми-Пермяцкий свод – Komi-Permyak Arch
Оренбургский свод – Orenburg Arch
Альметьевский выступ – Al'met'evsk Swell
Орьебаш-Чернушинская зона – Or'ebash-Chernushka zone
скважина Бедряж 203 – Bedryazh 203 borehole
“арланский бассейн” – “Arlan Basin”
Волго-Уральская область – Volga-Urals region
Камско-Бельский авлакоген – Kama-Belaya Aulacogen
Серноводско-Абдулинский авлакоген – Sernovodsk-Abdulino Aulacogen
Шкаповско-Шиханская впадина – Shkapovo-Shikhan Depression
бассейн Ропер – Roper Basin
бассейн Белт – Belt Basin
бассейн Яньляо – Yanliao Basin
бассейн Яньшань – Yanshan Basin
формация Умишань – Wumishan Formation
формации Дунпо – Dongpo Formation
комплекс Мусква – Muskwa Assemblage

формация Сямалин – Xiamaling Formation
формация Чуаньлингоу – Chuanlinggou Formation
бассейн Хуайнань – Huainan Basin
бассейн Амадеус – Amadeus Basin
бассейн Офисер – Officer Basin
бассейна Амундсен – Amundsen Basin
бассейн Свальбард – Svalbard Basin
формация Велкерри – Velkerri Formation
формация Вуллогоранг – Wollogorang Formation