

Венд Среднего Урала: палеоклиматические реконструкции на основе химических индексов изменения состава пород

А. В. Маслов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 20.12.2021 г., принята к печати 09.02.2022 г.

Объект исследования. Глинистые породы серебрянской и сыльвицкой серий венда западного склона Среднего Урала. **Материал и методы.** Материалом для исследований явились данные о содержании основных породообразующих оксидов в глинистых породах (аргиллиты, глинистые сланцы, мелкозернистые глинистые алевролиты, всего около 180 образцов) с величинами потерь при прокаливании менее 6 мас. %. Указанные сведения получены в начале 2000-х гг. рентгенофлуоресцентным методом в ИГГ УрО РАН. По ним рассчитаны средние, минимальные и максимальные значения различных индексов выветривания. Отбор образцов выполнен из естественных обнажений в бассейнах рек Чусовая, Серебрянка, Сыльвица, Межевая Утка, Усьва и Койва. **Результаты.** Установлено, что осадочные последовательности серебрянской и сыльвицкой серий, в которых диамиктиты присутствуют на нескольких уровнях, не обладают заметной контрастностью значений различных химических индексов изменения пород на палеоводосборах. Так, например, с учетом величин стандартных отклонений ($\pm 1\sigma$) значения коэффициента Ракстона для всех девяти свит венда являются статистически сопоставимыми. Это же свойственно средним для глинистых пород разных свит значениям CIA, CIW, PIA, ICV и MIA(o). Вариации средних величин CPA показывают, что с учетом $\pm 1\sigma$ только породы старопечнинской, гаревской и перевалокской свит можно считать статистически различающимися. С учетом $\pm 1\sigma$ глинистые породы бутонской свиты по среднему значению Mg-индекса значительно отличаются от тонкозернистых обломочных пород гаревской и керносской свит. Глинистые породы танинской и керносской свит обладают слабой или умеренной положительной корреляцией между отношением TiO_2/Al_2O_3 и индексами Ракстона, PIA, ICV и гидролизатным модулем. Это предполагает зависимость перечисленных индикаторов интенсивности выветривания от состава пород на палеоводосборах. **Выводы.** Полученные сведения позволяют считать, что при осреднении на уровне свит (даже если в составе свит достаточно много несомненно гляциогенных образований) мы, по-видимому, не фиксируем специфический вклад последних и в итоге получаем в существенной степени иную картину, чем для других неопротерозойских отложений, включающих в себя диамиктиты, ленточные глины и интервалы с дропстоунами.

Ключевые слова: глинистые породы, венд, Средний Урал, литохимия, палеоклиматические реконструкции

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации АААА-А18-118053090044-1)

Vendian of the Middle Urals: Paleoclimatic reconstructions based on chemical weathering indices

Andrey V. Maslov

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: amas2004@mail.ru

Received 20.12.2021, accepted 09.02.2022

Research subject. The clayey rocks of the Vendian Serebryanka and Sylvitsa groups on the western slope of the Middle Urals. **Material and methods.** The research materials comprised data on the content of main rock-forming oxides in clayey rocks (mudstones, shales, fine-grained clayey siltstones, ≈ 180 samples in total) with the values of losses on ignition < 6 wt %. This information, obtained at the beginning of 2000 by the X-ray fluorescence method at the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, was used to calculate the average, minimum and maximum values of various weathering indices. Samples were taken from natural outcrops in the basins of the Chusovaya, Serebryanka, Sylvitsa, Mezhevaya Utkha, Usva and Koiva rivers. **Results.** It was established that the sedimentary sequences of the Serebryan-

Для цитирования: Маслов А.В. (2022) Венд Среднего Урала: палеоклиматические реконструкции на основе химических индексов изменения состава пород. *Литосфера*, 22(2), 153–178. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-153-178>

For citation: Maslov A.V. (2022) Vendian of the Middle Urals: Paleoclimatic reconstructions based on chemical weathering indices. *Lithosphere (Russia)*, 22(2), 153–178. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-153-178>

ka and Sylivitsa groups, in which diamictites are present at several levels, do not exhibit a noticeable contrast in the values of various chemical indices of weathering. For example, taking into account the values of standard deviations ($\pm 1\sigma$), the values of the Ruxton coefficient for all nine Vendian formations are statistically comparable. The same is characteristic of the average values of CIA, CIW, PIA, ICV and MIA(o) for clayey rocks of different formations. Variations in the average CPA values show that, taking into account $\pm 1\sigma$, only the rocks of the Starye Pechi, Garevka and Perevalok formations can be considered statistically different. Taking into account $\pm 1\sigma$, the clayey rocks of the Buton Formation differ significantly from the fine-grained clastic rocks of the Garevka and Kernos formations in terms of the average value of the Mg-index. The clayey rocks of the Tanin and Kernos formations have a weak or moderate positive correlation between the $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio and the Ruxton, PIA, ICV indices and the hydrolyzate modulus. This suggests the dependence of the listed indicators of the intensity of weathering from the composition of rocks in paleocatchments. *Conclusions.* The data obtained suggest that, when averaging at the level of formations (even if the formations include quite a lot of undoubtedly glaciogenic deposits), we apparently do not record the specific contribution of the latter and, as a result, we obtain a substantially different picture than that which emerges for other Neoproterozoic deposits, including diamictites, varved clays, and intervals with dropstone.

Keywords: clayey rocks, Vendian, Middle Urals, lithochemistry, paleoclimatic reconstructions

Funding information

The studies were carried out in accordance with the theme of the state assignment of the IGG UB RAS (state registration No. AAAA-A18-118053090044-1)

Acknowledgements

The author is sincerely grateful to the reviewers, whose work with the manuscript contributed to its improvement, as well as to N.S. Glushkova, who completed all the illustrations for this work.

ВВЕДЕНИЕ

Конец рифея и венд ознаменованы рядом ярких геобиологических событий, к числу которых принадлежат обширные покровные оледенения, связанное с ними существенное падение уровня океана, последующие потепление и крупномасштабная трансгрессия, накопление мелководных шельфовых терригенных и карбонатных отложений, начинающихся во многих случаях типичные плитные комплексы. Они знаменуют начало фанерозойского этапа эволюции нашей планеты, и именно с ними связано “самое яркое биотическое явление” венда – его специфическая бесскелетная фауна (Вендская система..., 1985). Исследования последних 10–15 лет позволяют думать, что многие важные биотические события (увеличение размеров живых организмов, появление активного образа передвижения, биотурбации и карбонатной биоминерализации) конца докембрия–начала фанерозоя были обусловлены возрастанием содержания O_2 в атмосфере и/или широким распространением оксигенизированных океанических вод. Вместе с тем существующие в литературе оценки редокс-обстановок эдиакарско-раннекембрийских океанов, особенно их глубоких частей, все еще противоречивы (Маслов, Подковыров, 2018 и ссылки в этой работе). Ряд исследователей допускает масштабную оксигенизацию атмосферы и океана в самом конце протерозоя (возможное свидетельство этого – отрицательная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ Шурам-Вонока), тогда как другие считают возможным существование бескислородных океанов вплоть до середины палеозоя.

Климат, столь ярко и резко менявшийся на протяжении второй половины позднего рифея и венда, является одним из основных факторов, определяющих общий облик осадочных ассоциаций (Н.М. Страхов, В.М. Сеницын, Н.А. Ясаманов, В.Н. Холодов, П.П. Тимофеев, В.Г. Кузнецов и др.). Однако в случае докембрийских отложений расшифровка климатических обстановок сталкивается со значительными трудностями. Многие авторы считают поэтому, что для их достоверной реконструкции необходимо использование как литологических, так и литогеохимических методов. Краткий обзор некоторых из них представлен в работах (Маслов и др., 2003; Юдович, Кетрис, 2011).

В большинстве предшествующих публикаций при палеоклиматических реконструкциях мы оперировали преимущественно значениями химического индекса изменения (CIA (Nesbitt, Young, 1982)), тогда как в литературе есть много других индикаторов интенсивности выветривания и палеоклимата (WIP (Parker, 1970), CIW (Harnois, 1988), PIA (Fedot et al., 1995), ICV (Cox et al., 1995), CPA (Buggle et al., 2011), MIA (Babechuk et al., 2014) и мн. др.). При этом важно иметь в виду, что они отражают синтетическую историю выветривания комплексов пород того или иного водосбора, а не характер процессов выветривания во время формирования каких-то конкретных отложений (Shao, Yang, 2012; Guo et al., 2018). В случаях крупных водосборов, объединяющих разнообразные породы-источники тонкой алюмосиликокластики, даже накапливающиеся внутри таких водосборов отложения (в частности, речные) представлены преимущественно материалом, состав которого отража-

ет параметры и современного, и предшествующего выветривания (Gaillardet et al., 1999; Dellinger et al., 2014; Garzanti, Resentini, 2016; Guo et al., 2018). В морских же обстановках климатический сигнал часто теряется даже в тонкозернистых осадках, так как разделение минералов по размеру и удельному весу, поступление аллохтонного материала из областей иного климата, а также аутигенное минералообразование могут существенно изменить состав глинистых осадков (Dinis et al., 2020).

В настоящей работе проанализированы результаты реконструкции палеоклимата на водосборах, полученные с помощью ряда химических индексов изменения состава пород/индексов химического выветривания на примере хорошо литологически дифференцированных отложений венда западного склона Среднего Урала (серебрянская и сылвицкая серии), накапливавшиеся, по мнению авторов публикаций (Аблизин и др., 1982; Вендская система..., 1985; Чумаков, Сергеев, 2004; Чумаков, 2015), как в холодных (ледниковых), так и более теплых климатических обстановках.

НЕКОТОРЫЕ ИНДЕКСЫ/ИНДИКАТОРЫ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ПАЛЕОВОДОСБОРАХ

В публикациях (Irfan, 1999; Duzgoren-Aydin et al., 2002; Price, Velbel, 2003; Ban et al., 2017; Ceryan, 2018; Nadhonek, Bojakowska, 2018; Marques et al., 2020; Heidari et al., 2022) проанализировано несколько десятков химических индексов выветривания, часть из которых, особенно те, что предложены в первой половине XX в., имеют исторический интерес, а часть предназначена для использования при инженерно-геологических работах. В настоящей работе мы рассматриваем только некоторые из них.

Один из известных индикаторов палеоклимата – коэффициент Ракстона (R) (Al/Si или Al_2O_3/SiO_2) – предложен в публикации (Ruxton, 1968). Рассчитывается он по молекулярным количествам оксидов. Для не измененных процессами выветривания магматических пород значения R находятся в пределах 0.12 (архейские гранитоиды)–0.18 (раннепротерозойские известково-щелочные базальты), для сильно измененных отложений – достигают 0.56 (каолиновые глины Нигерии). Считается, что этот индекс лучше всего подходит для исследования кор выветривания на породах кислого и среднего состава. Использование индекса R имеет ряд ограничений, например, при его расчете трудно оценить добавку к осадкам эолового кремнезема (Sheldon, Tabor, 2009).

Химический индекс изменения (Chemical index of alteration, CIA = $100Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)$) введен в оборот в публикации (Nesbitt, Young, 1982). CaO^* – оксид кальция, содержащий-

ся в силикатной фракции породы. В случае отсутствия данных о содержании в исследуемых породах CO_2 поправка на карбонатный Ca делается в соответствии с предположением о том, что молекулярное отношение CaO/Na_2O в силикатном материале, не содержащем карбонатов, не превышает 1 (McLennan, 1993). Рассчитывается по молекулярным количествам оксидов. Индекс CIA позволяет получить количественную оценку степени выветривания калиевых полевых шпатов и плагиоклазов на основе соотношения накапливающегося в остаточных продуктах выветривания Al с количеством удаляемых из кор выветривания Na, Ca и K. Значения CIA от 45 до 55 указывают на практически полное отсутствие выветривания, тогда как величина 100 – результат интенсивного выветривания с полным удалением щелочных и щелочно-земельных элементов (McLennan, 1993; Sheldon, Tabor, 2009; Li, Yang, 2010). Рециклированные/многократно переотложенные образования могут иметь значения CIA 60–70, дополнительное выветривание таких пород ведет к еще более высоким величинам индекса CIA. Данный индекс широко используется для оценки химического выветривания пород различных водосборных бассейнов (McLennan, 1993; Ehrmann, 1998; Hessler et al., 2017; Dinis et al., 2020; и др.). В то же время он не применим для оценки изменений на поздних стадиях выветривания (латеритизация и др.), так как в этом случае доминирует вынос кремнезема, а в формуле CIA SiO_2 отсутствует (Babechuk et al., 2014). Для минимизации влияния гранулометрического состава пород на величину CIA для ее расчета следует использовать только данные о валовом химическом составе тонкозернистых обломочных/глинистых пород.

По мнению ряда специалистов, в формулах индексов выветривания не следует использовать K_2O , так как поведение калия при выветривании различно (Harnois, 1988; и др.). В случае слабого выветривания он накапливается в остаточных продуктах, а при интенсивном выветривании выступает как подвижный компонент. Решить указанные проблемы в какой-то мере позволяет химический индекс выветривания (Chemical index of weathering, CIW = $100Al_2O_3/(Al_2O_3 + Na_2O + CaO)$) (Harnois, 1988), рассчитываемый по молекулярным количествам оксидов. Пределы изменения его значений для невыветрелых и сильно выветрелых отложений составляют (50–60)...≈100. Считается, что, как и индекс CIA, данный индикатор отражает процесс преобразования полевых шпатов в глины (Nesbitt, Young, 1989; Fedo et al., 1995). По данным (Irfan, 1996, 1999), индекс CIW не дает хороших результатов при исследовании процессов выветривания гранитоидов.

Для терригенных пород с высоким содержанием оксида кальция в публикации (Cullers, 2000)

использован модифицированный индекс CIW' , в формуле которого отсутствует CaO . Во избежание путаницы с индексом CIW его было предложено именовать химическим индикатором изменения (Chemical Proxy of Alteration, $CRA = 100Al_2O_3/(Al_2O_3 + Na_2O)$). Расчет CRA ведется по молекулярным количествам оксидов. Для слабо измененных процессами химического выветривания отложений значения индекса CRA составляют 60–70, для сильно измененных – достигают 100. Так как в формуле CRA нет CaO , то данный индекс свободен от неопределенностей, связанных с вычислением CaO^* (Buggle et al., 2011). Кроме того, в формуле CRA нет и K_2O , поведение которого в корях выветривания в значительной степени варьирует.

Для характеристики процессов выветривания Mg -содержащих минералов в работе (Maunard, 1992) использован Mg -индекс ($100Al_2O_3/(Al_2O_3 + MgO)$). Рассчитывается Mg -индекс по молекулярным количествам оксидов. Для невыветрелых базальтов его значения ≈ 50 . Отложения гумидного тропического климата характеризуются величинами Mg -индекса ≈ 100 . Данный индикатор в основном применяется для обстановок умеренного выветривания.

В статье (Fedo et al., 1995) для установления особенностей палеоклимата предложен индекс изменения плагиоклаза (Plagioclase Index of Alteration, $PIA = 100(Al_2O_3 - K_2O)/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O)$). Он рассчитывается по молекулярным количествам оксидов. Высокие его значения указывают на сильное химическое выветривание.

Для оценки степени зрелости поступающей в область седиментации тонкой алюмосиликокластики в публикации (Cox et al., 1995) использован индекс химической вариации (Index of Chemical Variation, $ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2)/Al_2O_3$). Рассчитывается он по мас. % оксидов. Незрелые глинистые породы с высоким содержанием неглинистых силикатных минералов или смектита и серицита (они характерны для тектонически активных обстановок и отложений первого седиментационного цикла) имеют значения $ICV > 1$. Более зрелые глинистые породы с большим количеством собственно глинистых минералов или породы с преобладанием минералов группы каолинита (они присутствуют в разрезах осадочных толщ, накапливавшихся в спокойных (платформенных) тектонических обстановках при активном рециклировании кластики, но могут формироваться и при интенсивном химическом выветривании петрогенного материала (Barshad, 1966)) характеризуются величинами $ICV < 1$.

В работе (Юдович, Кетрис, 2000) и более ранних публикациях Я.Э. Юдовича одним из показателей степени химического выветривания пород на палеоводосборах (степени “химической зрелости” осадочных образований) выступает гидроли-

затный модуль ($ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$), рассчитываемый по мас. % оксидов. Он позволяет разделять породы, содержащие продукты гидролиза (каолинит, оксиды Al , Fe , Mn), и породы, в составе которых преобладает кремнезем. Чем выше величина $ГМ$, тем более сильное выветривание претерпели исходные комплексы пород в областях размыва и тем выше зрелость осадочных образований.

По результатам исследования кор выветривания на платобазальтах Индии в публикации (Babechuk et al., 2014) предложен мафический индекс изменения (Mafic Index of Alteration, MIA). Этот индекс позволяет оценить потерю Ca , Mg , Na , K и $\pm Fe$ относительно считающихся немобильными $Al \pm Fe$. Различное поведение Fe при выветривании в окислительных (о) и восстановительных (R) обстановках учитывается формулами – $MIA(o)$ и $MIA(R)$. Так как в окислительных обстановках Fe устойчиво к выветриванию, то его общее количество ($Fe_2O_3^*$) считается вместе с Al_2O_3 ($MIA(o) = 100(Al_2O_3 + Fe_2O_3^*)/(Al_2O_3 + Fe_2O_3^* + MgO + CaO^* + Na_2O + K_2O)$). В восстановительных обстановках Fe может быть подвижным и выщелачиваться вместе с Mg (Babechuk et al., 2014; см также ссылки в работе). Формула $MIA(R)$ для таких условий имеет вид: $100Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3^* + MgO + CaO^* + Na_2O + K_2O)$. В обоих случаях для более измененных процессами выветривания пород свойственны более высокие значения индексов. При $MIA = 100$ мобильные элементы удалены полностью. Рассчитывается индекс MIA по молекулярным количествам оксидов.

Примеров несомненных гляциогенных образований и отложений жаркого гумидного климата в геологической летописи много. Ниже мы приведем только те, для которых имеется представительная литохимическая информация.

Гляциогенные отложения. Среди отложений верхнеархейской надсерии Витватерсранд (Южная Африка) известно несколько уровней диамиктитов в разрезах формаций Промиз, Коронейшн и Африкандер (Smith, 2007; Маслов, 2010а). Например, диамиктиты формации Коронейшн содержат до 30–40%, а в ряде случаев 75% обогащенного слоистыми минералами матрикса, в котором присутствуют преимущественно фрагменты осадочных пород. Рассчитанные нами по данным, приведенным в работе (Huber et al., 2001), значения индексов R , CIA , CIW и CRA для диамиктитов формации Коронейшн составляют соответственно 0.10, 73, 81 и 97. Величина $ГМ$ равна 0.29.

В разрезах палеопротерозойской надсерии Гурон (Северная Америка) также присутствуют три ледниковых горизонта – формации Рамзай Лейк, Брюс и Гоуганда. Последняя представлена массивными диамиктитами и аргиллитами с друпстоунами и тонкой, напоминающей слоистость плей-

стоценовых ленточных глин полосчатостью (Lindsey, 1969; Young, Nesbitt, 1985). Величины индекса Ракстона и ГМ для аргиллитов формации Гоуганда заметно выше, чем для диамиктитов формации Коронейшн, тогда как значения индексов CIA, CIW, CPA и ряда других ниже. В публикации (Young, 2001) приведен также химический состав ленточных глин плейстоцена, перекрывающих породы надсерии Гурон. Рассчитанное по этим данным значение индекса CIA составляет 47, а величины ГМ и ICV равны соответственно 0.31 и 1.35.

Другим примером гляциогенных образований в Северной Америке является неопротерозойская формация Минерал Форк (Ojakangas, Matsch, 1980; Young, 2002). Нижняя ее часть сложена преимущественно массивными диамиктитами с глинистым и песчаным матриксом, содержащими различные по размеру включения, среди которых преобладают осадочные образования. Верхняя часть формации содержит значительное количество варвоподобных аргиллитов с градиационными текстурами. Средние значения индекса CIA для диамиктитов и аргиллитов сопоставимы (58 и 60), тогда как величины Mg-индекса и индекса ICV существенно разнятся (соответственно 58 и 88, 1.40 и 1.01).

Гляциогенные образования неопротерозоя известны также в Северном и Южном Омани (Brasier et al., 2000; Kellerhals, Matter, 2003; Rieu et al., 2006, 2007a, б). В Северном Омани надсерия Хьюф включает в себя серии Абу Махара, Нафун и Ара. В разрезах первой из них гляциогенные отложения характерны для формаций Губрах и Фик. По данным (Rieu et al., 2007a), в породах формации Фик наблюдаются значительные вариации химического состава и, соответственно, величин индекса CIA (рис. 1), осредненных в целом как для гляциогенных и негляциогенных образований, так и для индивидуальных образцов. Здесь присутствует три уровня диамиктитов и тонкослоистых алевроито-глинистых образований с дропстоунами, характеризующиеся относительно низкими значениями CIA (CIA_{cp} для диамиктитов всех уровней составляет 67 ± 2 , тогда как среднее значение CIA для пред- и межгляциальных отложений равно 75 ± 3 , т. е. статистически эти два типа образований различны). Они интерпретируются как образования, сформированные во время существенного ослабления процессов выветривания на палеоводосборах. Окончание ледниковой эпохи маркируется резким увеличением значений CIA (до >80) в породах нижней части формации Масира Бэй. Отрицательная корреляция между CIA и отношениями Th/Sc, Al/Ti и Zr/Ti указывает на то, что наблюдаемые в разрезе формации Фик изменения CIA не контролировались составом пород на палеоводосборах. Рассчитанные нами средние значения индексов Ракстона, CIW, PIA и ICV для диамиктитов Северного Омани составляют соответственно 0.16, 84, 50 и 0.90. Параметр ГМ_{cp} ра-

вен 0.39. В Южном Омани две гляциальные толщи, разделенные морскими терригенными отложениями мощностью около 1 км, описаны в составе серии Мирбат (Kellerhals, Matter, 2003; Rieu et al., 2006, 2007a). Параметр CIA_{cp} для аргиллитов и матрикса диамиктитов гляциальных эпох равен здесь 59 ± 4 , а для аргиллитов межгляциальной эпохи он составляет 75 ± 4 . Средние величины индексов R, Mg, ICV и модуля ГМ в диамиктитах Северного и Южного Омани сопоставимы, тогда как средние значения CIA, CIW, CPA, PIA и MIA(o) заметно различаются.

По значениям индекса CIA в тонкозернистых обломочных породах апта–плиоцена Антарктического полуострова авторами работы (Dingle, Lavelle, 1998) реконструировано несколько циклов изменения процессами выветривания состава пород в областях сноса. Так, отложения апта–альба, сантона–позднего маастрихта и позднего палеоцена–среднего эоцена характеризуются величинами $CIA > 70$. В разрезах среднего кампана и раннего маастрихта, а также сантона и раннего палеоцена присутствуют отложения с низкими (≈ 60) и высокими (> 70) значениями CIA. Гляциальные и межгляциальные постэоценовые отложения обладают достаточно сходными величинами CIA (соответственно 50–65 и ≈ 60).

Таким образом, гляциогенные образования не имеют каких-либо специфических литохимических характеристик, которые однозначно свидетельствовали бы в пользу формирования их в условиях холодного климата (Маслов, 2010a, б). Свойственные им значения индекса CIA в существенной мере варьируют и контролируются преимущественно локальными факторами.

В условиях **жаркого и влажного гумидного (тропического и субтропического) климата** с обильным количеством органики и на фоне вялого тектонического режима процессы выветривания приводят к формированию значительных по мощности кор выветривания с каолинитом (наиболее типичный глинистый минерал экваториальной зоны) и элювиальными бокситами (Кузнецов, 2011). Разрушение этих кор способствует накоплению каолинитсодержащих отложений в континентальных (старичных, озерных, озерно-болотных и др.) водоемах (Бортников и др., 2016). Хорошо изученными примерами такого типа образований являются огнеупорные глины Латненского и ряда других месторождений Центральной России, каолины и каолиновые глины США, Малайзии, Нигерии, Тайланда и Саудовской Аравии (Mohsen, El-Maghraby, 2010; Бортников и др., 2016; Au, Leong, 2016; Yahaya et al., 2017; Shaaibu et al., 2020; и др.). Рассчитанные нами по приведенным в указанных публикациях аналитическим данным значения индекса Ракстона варьируют от 0.28 до 0.56, индекса CIA – от 86 до 100, величины индексов CIW и

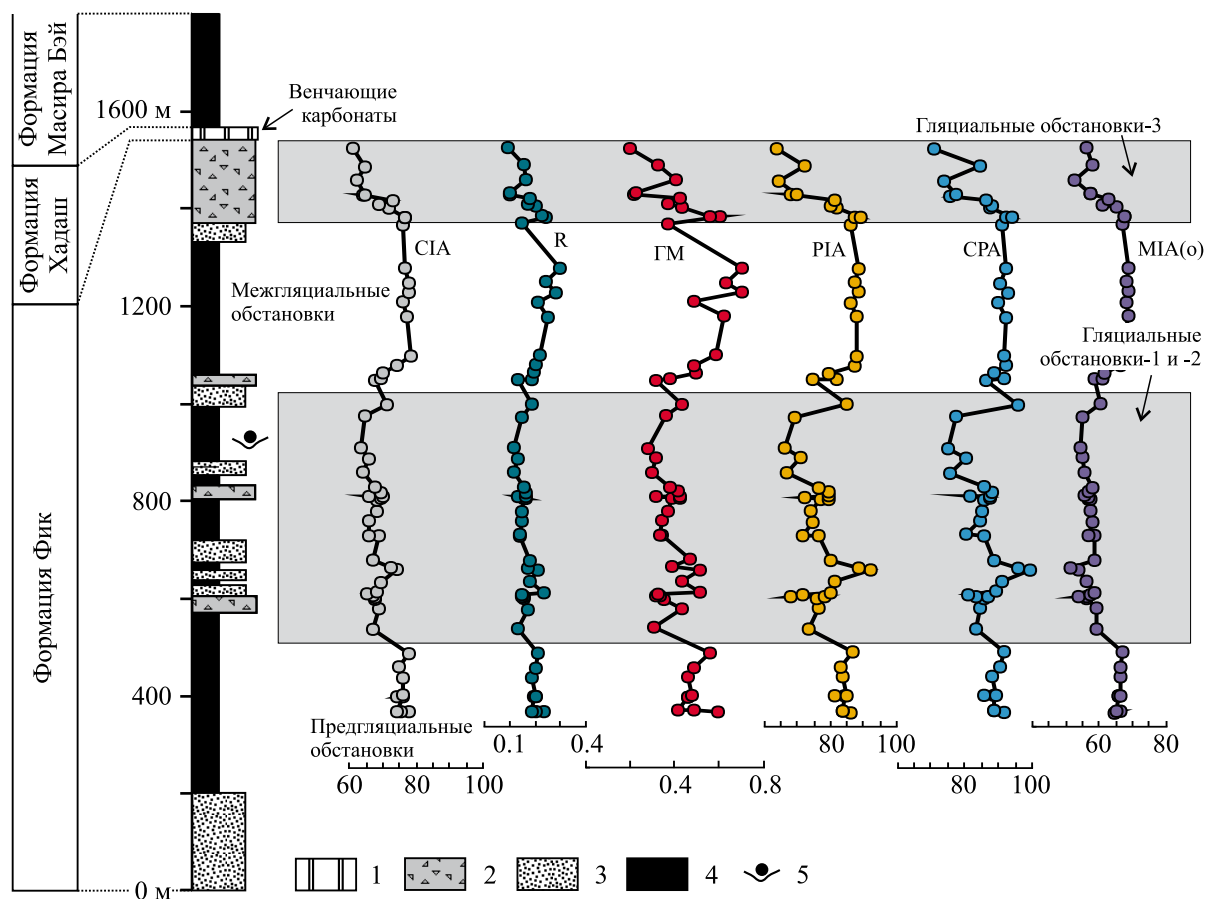


Рис. 1. Вариации величин ряда химических индексов изменения состава пород на палеоводосборах в отложениях неопротерозойской формации Фик, Северный Оман.

1 – венчающие карбонаты; 2 – диамиктиты; 3 – песчаники; 4 – глинистые сланцы, алевролиты, тонкозернистые песчаники; 5 – дропстоуны.

Все значения индексов и модуля ГМ рассчитаны по аналитическим данным, приведенным в работе (Rieu et al., 2007b). Для индекса CIA показаны не откорректированные на предполагаемые изменения, связанные с К-метасоматозом, величины.

Fig. 1. Variations in the values of a number of chemical indices of weathering in the sediments of the Neoproterozoic Fiq Formation, Northern Oman.

1 – cap carbonates; 2 – diamictites; 3 – sandstones; 4 – shales, siltstones, fine-grained sandstones; 5 – dropstones.

All values of the indices and GM modulus were calculated according to the analytical data given in (Rieu et al., 2007b). For the CIA index, values are shown uncorrected for the assumed changes associated with K-metasomatism.

СРА – в пределах 97–100 и 98–100. Значения Mg-индекса и индексов PIA и ICV находятся в интервалах соответственно 95–100, 72–100 и 0.06–0.78. Значения ГМ достигают 0.63–1.05, а индекса MIA(o) – 86–100. Показательно также, что по данным (McLennan, 1993; González-Álvarez, Kerrich, 2012), величины индекса CIA для тонкой взвеси приустьевых частей современных рек гумидного тропического климата, таких как Амазонка, Конго, Ориноко и Парана, отвечают интервалу значений от 74 до 90, а в тонкой взвеси современных рек умеренного климата (пр. Дунай, Миссисипи) они составляют от 53 до 62.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И КЛИМАТ ВЕНДА ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

На западном склоне Среднего Урала (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий) вендский возраст имеют преимущественно терригенные и вулканогенные отложения серебрянской и сylvицкой серий (Аблизин и др., 1982; Вендская система..., 1985; Гражданкин, Маслов, 2015). Серебрянская серия включает в себя танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и керносскую свиты (рис. 2). Танинская свита (мощность до 800 м) складывается диамиктитами с прослоями полевошпатово-кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых

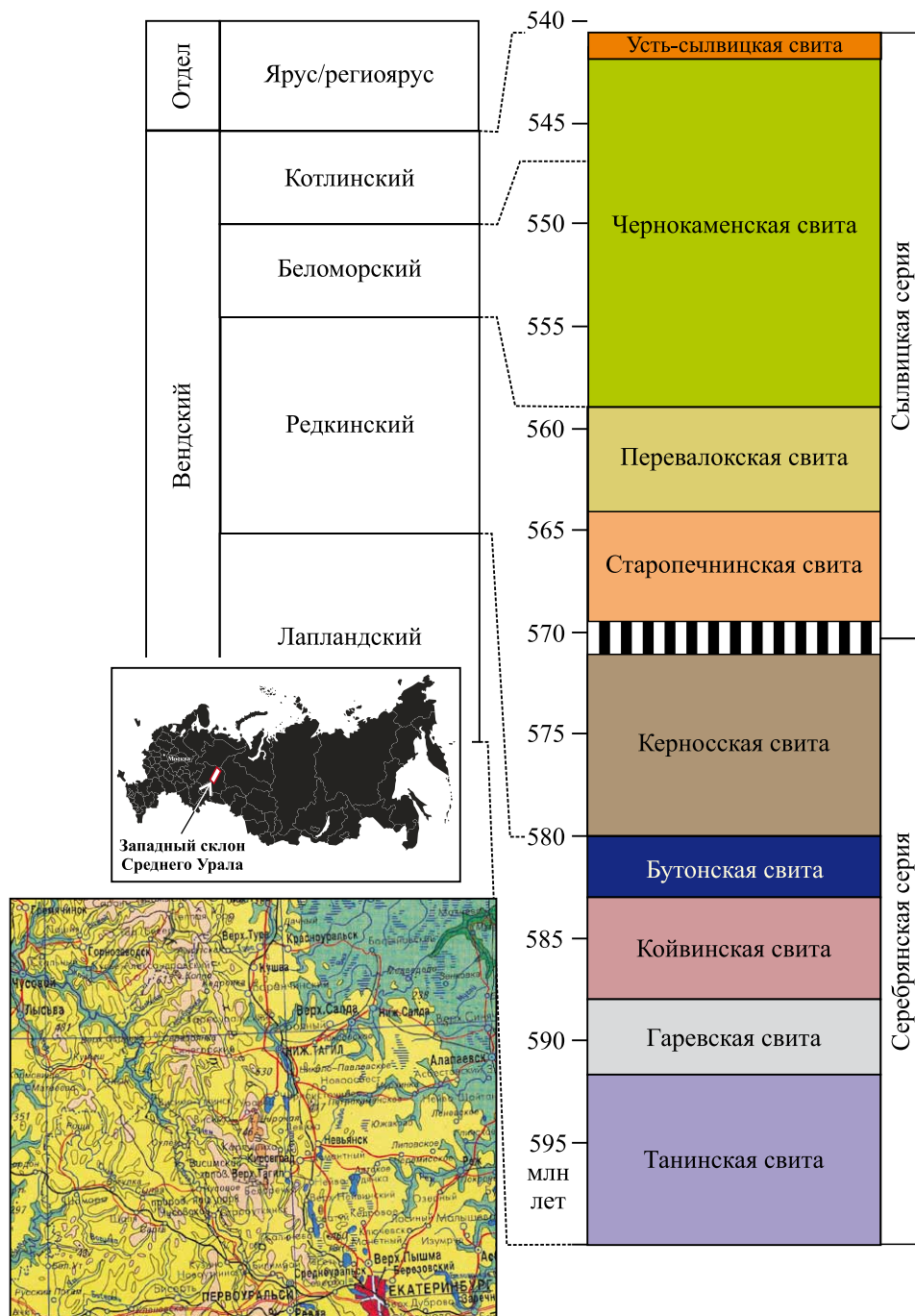


Рис. 2. Обзорные схемы и сводный разрез венда западного склона Среднего Урала, по (Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010).

Вертикальная штриховка в стратиграфической колонке – перерыв в осадконакоплении.

Обзорная схема России заимствована с сайта <https://sklyarov.studio/projects/vector-map-russia>. Фрагмент географической карты Среднего Урала приведен по данным (Географический атлас России, 1997).

Fig. 2. Survey schemes and summary stratigraphic column of the Vendian of the western slope of the Middle Urals after (Ablizin et al., 1982; Grazhdankin et al., 2010).

Vertical shading in the stratigraphic column indicates a hiatus in sedimentation.

The overview map of Russia is borrowed from the site <https://sklyarov.studio/projects/vector-map-russia>. A fragment of the geographic map of the Middle Urals is given according to the data (Geographic..., 1997).

сланцев. U-Pb возраст цирконов, выделенных из покровов базальтов, присутствующих в нижней части танинской свиты в бассейне р. Усьвы, 598 ± 6 млн лет (Маслов и др., 2013а). Гаревская свита (мощность 200–750 м) объединяет песчаники и тонкополосчатые (ленточные?) глинистые сланцы. Койвинская свита (мощность 250–300 м) сложена филлитовидными сланцами и алевролитами с прослоями и пачками пестроцветных известняков, в некоторых ее разрезах присутствуют пачки диамиктитов. Бутонская свита (мощность 300–350 м) объединяет темно-серые низкоуглеродистые глинистые сланцы с прослоями алевролитов. Завершающая разрез серебрянской серии керноская свита (мощность 200–350 м) представлена песчаниками и филлитовидными глинистыми сланцами. В некоторых разрезах в ее составе также наблюдаются диамиктиты (Аблизин и др., 1982).

Сылвицкая серия объединяет старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты. Старопечнинская свита (мощность до 500 м) в нижней части представлена диамиктитами, а в верхней – песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. На подстилающих отложениях серебрянской серии породы старопечнинской свиты залегают с перерывом (Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010). Перевалокская свита (мощность около 300 м) сложена преимущественно глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, подчиненную роль в ее разрезах играют гравелиты. Изотопный U-Pb возраст цирконов из вулканических туфов, присутствующих в разрезе свиты в скале Крутая Гора на р. Усьва, равен 567 ± 4 млн лет (Гражданкин и др., 2011). Чернокаменная свита (мощность до 1300 м) представляет собой последовательность мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Изотопный U-Pb возрастов цирконов из вулканических туфов, присутствующих вблизи подошвы чернокаменной свиты, составляет 557 ± 13 млн лет (Ронкин и др., 2006). Усть-сылвицкая свита (мощность 500–600 м) включает в себя песчаники с маломощными прослоями аргиллитов. Предположительно относимые к этой свите вулканические туфы имеют U-Pb-изотопный возраст цирконов 564 ± 4 млн лет (Кузнецов и др., 2017).

Вся серебрянская серия с двумя мощными ледниковыми толщами (танинская и койвинская свиты) и нижняя (с диамиктитами) часть старопечнинской свиты сылвицкой серии отнесены Н.М. Чумаковым (2004, 2015) к лапландскому гляциогоризонту нижнего венда. Предполагается, что указанные образования отвечают нескольким ледниковым эпохам лапландского ледникового периода. В каждой из эпох могут быть выделены ледниковые века с соответствующими комплексами отложений, они включают в себя ряд пачек диамиктитов, чередующихся с мариногляциальными отложениями (Чу-

маков, 2004). Накопление этой сложнопостроенной последовательности происходило в зоне чередования дистальных отложений шельфовых ледников, находившихся на плаву и айсберговых отложений (Чумаков, Сергеев, 2004).

В соответствии с представлениями Н.М. Чумакова и В.Н. Сергеева (2004), выводные ледники ледникового щита, располагавшегося на Восточно-Европейской платформе, спускались в морской бассейн, существовавший на месте современного западного склона Урала, где накапливались мощные мариногляциальные толщи. По преобладающим фациям с запада на восток в этом ранневендском бассейне намечаются: 1) зона преобладания проксимальных отложений шельфовых ледников (чурочинская свита Полудова кряжа); 2) зона дистальных отложений шельфовых ледников, находившихся на плаву и айсберговых отложений (танинская, часть койвинской и старопечнинской свит) с терригенными и иногда карбонатными межледниковыми отложениями (конусы выноса подледных рек, турбидиты с песчаными пачками в дистальной части подводного конуса). Кроме эратических, принесенных с запада, среди ледниковых камней здесь наблюдаются и камни, предполагающие размыв местных источников сноса; 3) зона преобладания турбидитов и подчиненных им айсберговых отложений (вилевинская свита).

Выполненный нами ранее анализ литогеохимических особенностей тонкозернистых обломочных пород серебрянской серии (Маслов и др., 2011) позволил установить, что, несмотря на присутствие в разрезах серии нескольких уровней диамиктитов, значения индекса CIA их матрикса достаточно высокие (65–77). Это дало основание предполагать поступление в область седиментации в основном зрелого (неоднократно переотложенного) литогенного материала и считать, что климат серебрянского времени был близок к семиаридному-семигумидному.

Исходя из характерных для глинистых сланцев и алевроаргиллитов сылвицкой серии значений ГМ (0.33–0.48) был также сделан вывод, что слагающая их тонкая алюмосиликокластика испытала перед окончательным захоронением неоднократное переотложение (рециклирование) или представляет собой продукт размыва в основном осадочных образований. Этот вывод согласуется с преобладанием среди глинистых пород сылвицкой серии разностей со значениями $K_2O/Al_2O_3 < 0.3$. Определенных тенденций в изменении ГМ в разрезе сылвицкой серии не наблюдается (Гражданкин и др., 2010). В распределении снизу вверх по разрезу этой серии значений CIA в тонкозернистых обломочных породах также нет какой-либо определенного тренда. Медианная величина CIA для алевроаргиллитов старопечнинской свиты, непосредственно перекрывающих диамиктиты, а также перевалокской свиты

составляет ≈ 70 . Алевроаргиллиты различных под-свит чернокаменской, а также усть-сылвицкой свит имеют медианные значения CIA от 67 до 71. Таким образом, если интерпретировать полученные величины CIA без каких-либо оговорок, то климат сылвицкого времени был близок к семиаридному–семигумидному (Гражданкин и др., 2010; Маслов и др., 2013б). Для тонкозернистого матрикса диамиктитов основания старопечнинской свиты характерен широкий разброс значений CIA – (49–50)–(70–74). Это может указывать на вовлечение в размыв в начале сылвицкого времени различного по степени преобразования процессами выветривания материала (Гражданкин и др., 2010). Положение фигуративных точек глинистых пород крутихинской подсвиты чернокаменской свиты на диаграмме K/Al–Mg/Al (Turgeon, Brumsack, 2006), как и собственные им значения ГМ и CIA, позволяют предполагать слабую преобразованность слагающей их тонкой алюмосиликокластики процессами химического выветривания. В пользу такого предположения свидетельствует и распределение точек аргиллитов на диаграмме K_2O/Al_2O_3 –Ga/Rb (Roy, Roser, 2013), где они локализованы в поле образований холодного/сухого климата (Маслов, 2014).

В публикации (Маслов, 2011) для реконструкции палеоклиматических обстановок формирования верхневендских осадочных последовательностей Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория и ряда других регионов использованы диаграммы CIA_{mol} – K_2O/Na_2O и CIA_{mol} – Al_2O_3 , где $CIA_{mol} = Al_2O_{3mol}/(CaO_{mol} + Na_2O_{mol} + K_2O_{mol})$, так как считается (Goldberg, Humayun, 2010), что CIA_{mol} является более чувствительным индикатором степени химического выветривания, чем индекс CIA. В результате установлено, что максимальный разброс величин CIA_{mol} (47–94) характерен для тонкозернистых обломочных пород серебрянской серии. Это может свидетельствовать в пользу предположений о присутствии в разрезах данного уровня слабо или не преобразованных процессами химического выветривания (ледниковых?) образований.

На составленных Н.М. Чумаковым (Чумаков, Сергеев, 2004) на основе реконструкций (Smith, 2001; Smith, Pickering, 2003) палеогеографических схемах Северо-Восточная Европа (Балтика) в раннем (лапландское/варангерское время) и среднем (редкинско-котлинское время) венде расположена вблизи Южного полюса, а в позднем венде (немакит-далдынский, начало томотского века) смещается примерно на 25 – 30° в сторону экватора. Блок Аравия в раннем и среднем венде располагался примерно посередине между экватором и Южным полюсом, а в позднем венде перемещается чуть ближе к последнему. Однако на всем протяжении венда Аравия на указанных реконструкциях находится в более низких широтах, чем Балтика.

В работе (Li et al., 2013) указано, что около 580 млн лет назад (по Н.М. Чумакову и В.Н. Сергееву, это начало среднего венда) Балтика располагалась примерно посередине между Южным полюсом и экватором, тогда как Аравийско-Нубийский блок – практически на экваторе. Через 40 млн лет (≈ 540 млн лет назад, середина позднего венда Н.М. Чумакова) Балтика располагалась между 30° и 60° ю. ш., а Аравийско-Нубийский блок – между экватором и 30° ю. ш.

Все перечисленные реконструкции в существенной, если не исключительной, мере основываются на палеомагнитных данных, однако при подготовке их в руках у названных авторов не было данных по осадочным последовательностям верхнего венда западного склона Южного Урала. Их появление для зиганской свиты ашинской серии (Levashova et al., 2013; Федорова и др., 2013) произвело небольшую сенсацию: среднее направление высокотемпературной компоненты намагниченности обломочных пород названной свиты соответствует палеошироте $7.8 \pm 2.5^\circ$ ($10 \pm 3^\circ$) северного или южного полушария, т. е. в конце венда/эдиакария Балтика находилась, по всей видимости, в приэкваториальных широтах.

Мы не будем анализировать иные глобальные палеогеографические реконструкции, основывающиеся на идеях тектоники плит. Не являясь экспертом ни в том, ни в другом, трудно оценить достоверность предлагаемых реконструкций, однако и на примере уже рассмотренных выше некоторых из них хорошо видна тенденция заметного изменения положения тех или иных террейнов и блоков в разных работах. Связано это как с появлением новых данных, так и с изменением методик и подходов к интерпретации уже имеющихся материалов. А с учетом того, что иногда одним из аргументов отнесения тех или иных осадочных толщ к отложениям высоких широт является наличие в них тиллитовидных конгломератов и ленточных сланцев с дропстоунами(?), большинство подобных реконструкций, по всей видимости, еще достаточно далеки от совершенства.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ЕГО ОБСУЖДЕНИЕ

Для исследования особенностей поведения различных индексов выветривания в разрезе венда западного склона Среднего Урала нами использованы данные о содержании основных породообразующих оксидов в глинистых породах (всего около 180 образцов) с величинами потерь при прокаливании менее 6 мас. %. Эти сведения получены в разные годы рентгенофлуоресцентным методом в ИГТ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитики – Н.П. Горбунова, О.А. Березикова, Г.М. Ятлук, В.П. Власов, Л.А. Татаринова, Г.С. Неупокоева). Отбор образцов аргиллитов и глинистых сланцев

выполнен из естественных обнажений в бассейнах рр. Чусовая, Серебрянка, Сылвица, Межевая Утка, Усьва и Койва М.Т. Крупениным и автором данной статьи.

Содержание SiO_2 в глинистых породах рассматриваемой нами выборки варьирует от ≈ 61 до ≈ 71 мас. % (табл. 1). Среднее содержание Al_2O_3 состав-

ляет 17.6 мас. % (минимум – 13.1, максимум – 26.8 мас. %). Минимальное содержание суммарного железа (Fe_2O_3^*) равно 7.2 мас. %, максимальное достигает 12.2 мас. %. Среднее содержание оксидов магния и кальция соответственно 2.4 ± 0.4 и 0.5 ± 0.3 мас. %. Среднее содержание Na_2O равно 1.5 ± 0.7 мас. %, величина $\text{K}_2\text{O}_{\text{cp}}$ составляет $4.2 \pm$

Таблица 1. Средние, минимальные и максимальные содержания основных породообразующих оксидов (мас. %) в тонкозернистых обломочных/глинистых породах венда западного склона Среднего Урала и свойственные им значения ряда палеоклиматических индексов и модулей

Table 1. Average, minimum and maximum contents of main rock-forming oxides (wt %) in fine-grained clastic/clayey rocks of the Vendian of the western slope of the Middle Urals and their characteristic values of a number of paleoclimatic indices and modules

Компонент, индекс, модуль	Свиты				
	Танинская	Гаревская	Койвинская	Бутонская	Керноская
SiO_2	<u>61.64±4.77</u> 54.96–71.18	<u>64.21±3.43</u> 59.12–66.38	<u>60.37±3.58</u> 51.65–66.18	<u>60.26±5.21</u> 54.54–65.72	<u>61.61±2.87</u> 57.16–65.79
TiO_2	<u>0.82±0.16</u> 0.60–1.26	<u>0.96±0.19</u> 0.71–1.17	<u>0.78±0.14</u> 0.63–1.29	<u>0.82±0.14</u> 0.63–0.94	<u>0.79±0.09</u> 0.67–0.95
Al_2O_3	<u>17.33±2.26</u> 13.28–20.60	<u>16.14±1.19</u> 14.89–17.75	<u>18.52±3.05</u> 13.05–26.75	<u>19.26±2.13</u> 16.63–21.33	<u>17.88±1.53</u> 14.96–21.39
Fe_2O_3^*	<u>7.19±1.94</u> 3.24–12.21	<u>6.95±1.33</u> 5.09–8.04	<u>6.88±1.74</u> 1.86–10.28	<u>6.88±2.72</u> 4.33–10.29	<u>6.92±2.50</u> 2.57–9.90
MnO	<u>0.04±0.02</u> 0.01–0.13	<u>0.04±0.02</u> 0.01–0.07	<u>0.05±0.02</u> 0.01–0.11	<u>0.04±0.05</u> 0.01–0.11	<u>0.07±0.05</u> 0.02–0.20
CaO	<u>0.38±0.32</u> 0.12–1.38	<u>0.25±0.21</u> 0.14–0.56	<u>0.47±0.45</u> 0.15–2.16	<u>0.39±0.25</u> 0.18–0.76	<u>0.31±0.17</u> 0.15–0.76
MgO	<u>2.32±0.74</u> 1.22–3.62	<u>2.24±0.30</u> 1.89–2.61	<u>2.19±0.36</u> 1.74–3.42	<u>1.77±0.24</u> 1.52–2.10	<u>2.08±0.30</u> 1.44–2.49
Na_2O	<u>1.75±1.16</u> 0.50–5.34	<u>2.00±0.41</u> 1.50–2.50	<u>1.34±0.57</u> 0.50–2.50	<u>2.52±0.97</u> 1.12–3.33	<u>1.71±0.78</u> 0.25–3.10
K_2O	<u>4.01±1.38</u> 1.30–6.36	<u>3.39±0.59</u> 2.64–4.03	<u>4.57±1.49</u> 2.66–9.63	<u>3.92±1.13</u> 3.01–5.50	<u>4.39±1.09</u> 2.96–7.88
P_2O_5	<u>0.22±0.17</u> 0.06–0.86	<u>0.16±0.07</u> 0.09–0.25	<u>0.17±0.11</u> 0.08–0.60	<u>0.33±0.13</u> 0.16–0.45	<u>0.15±0.11</u> 0.05–0.55
П.п.п.	<u>3.75±0.56</u> 2.71–4.93	<u>3.65±0.48</u> 3.10–4.10	<u>3.84±0.58</u> 2.90–5.10	<u>4.19±0.69</u> 3.50–5.14	<u>3.69±0.41</u> 3.00–4.30
n	21	4	34	4	18
R	<u>0.17±0.03</u> 0.11–0.21	<u>0.15±0.02</u> 0.13–0.18	<u>0.18±0.04</u> 0.12–0.30	<u>0.19±0.04</u> 0.15–0.23	<u>0.17±0.02</u> 0.14–0.21
CIA	<u>69±3</u> 62–77	<u>69±3</u> 65–73	<u>70±6</u> 55–77	<u>68±1</u> 67–70	<u>69±3</u> 59–73
CIW	<u>83±7</u> 66–93	<u>82±3</u> 78–84	<u>86±8</u> 65–94	<u>80±5</u> 77–87	<u>84±6</u> 71–97
CRA	<u>86±7</u> 67–96	<u>83±2</u> 81–86	<u>89±5</u> 76–96	<u>82±7</u> 79–92	<u>87±6</u> 76–98
Mg-индекс	<u>75±6</u> 63–84	<u>74±2</u> 72–77	<u>77±5</u> 67–86	<u>81±2</u> 79–83	<u>77±3</u> 70–84
PIA	<u>52±5</u> 43–60	<u>53±4</u> 49–59	<u>51±6</u> 39–62	<u>53±2</u> 50–55	<u>51±4</u> 42–56
ICV	<u>0.95±0.14</u> 0.72–1.29	<u>0.98±0.08</u> 0.86–1.05	<u>0.90±0.18</u> 0.49–1.31	<u>0.84±0.11</u> 0.70–0.97	<u>0.92±0.18</u> 0.58–1.18
ГМ	<u>0.42±0.09</u> 0.27–0.57	<u>0.38±0.05</u> 0.33–0.45	<u>0.44±0.07</u> 0.31–0.59	<u>0.46±0.12</u> 0.34–0.60	<u>0.42±0.06</u> 0.34–0.51
MIA(o)	<u>61±4</u> 52–68	<u>61±2</u> 59–63	<u>63±5</u> 49–69	<u>63±2</u> 61–66	<u>62±2</u> 55–65

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Компонент, индекс, модуль	Свиты			
	Старопечнинская	Перевалокская	Чернокаменная	Усть-сылвицкая
SiO ₂	<u>59.60±2.61</u> 56.72–63.70	<u>60.41±0.66</u> 59.64–61.91	<u>60.95±1.86</u> 55.50–65.46	62.82
TiO ₂	<u>0.76±0.05</u> 0.69–0.82	<u>0.84±0.04</u> 0.77–0.91	<u>0.87±0.07</u> 0.67–1.10	0.76
Al ₂ O ₃	<u>18.59±2.03</u> 15.32–20.87	<u>17.57±1.20</u> 15.18–18.87	<u>17.05±1.03</u> 14.59–20.76	17.23
Fe ₂ O ₃ *	<u>7.94±0.57</u> 7.19–8.49	<u>8.04±0.35</u> 7.31–8.53	<u>7.33±0.76</u> 5.77–9.91	5.31
MnO	<u>0.05±0.02</u> 0.03–0.08	<u>0.09±0.03</u> 0.05–0.16	<u>0.09±0.05</u> 0.03–0.32	0.03
CaO	<u>0.58±0.58</u> 0.12–1.47	<u>0.52±0.36</u> 0.19–1.22	<u>0.51±0.18</u> 0.14–0.98	0.25
MgO	<u>2.28±0.08</u> 2.15–2.34	<u>2.75±0.17</u> 2.51–3.03	<u>2.48±0.23</u> 1.83–2.96	2.18
Na ₂ O	<u>1.16±0.42</u> 0.70–1.70	<u>1.82±0.20</u> 1.50–2.15	<u>1.40±0.42</u> 0.60–2.40	1.80
K ₂ O	<u>4.62±0.94</u> 3.13–5.71	<u>3.63±0.33</u> 2.97–4.07	<u>4.12±0.49</u> 2.80–5.81	4.42
P ₂ O ₅	<u>0.23±0.19</u> 0.11–0.55	<u>0.16±0.04</u> 0.10–0.21	<u>0.17±0.03</u> 0.11–0.26	0.11
П.п.п.	<u>4.00±0.24</u> 3.70–4.30	<u>3.94±0.29</u> 3.50–4.30	<u>4.48±0.52</u> 3.30–5.70	4.50
n	5	9	82	1
R	<u>0.19±0.03</u> 0.14–0.22	<u>0.17±0.01</u> 0.14–0.18	<u>0.16±0.01</u> 0.13–0.22	0.16
CIA	<u>70±2</u> 67–73	<u>69±3</u> 64–74	<u>69±2</u> 63–75	68
CIW	<u>86±5</u> 79–91	<u>82±4</u> 74–86	<u>84±3</u> 76–91	83
CRA	<u>91±3</u> 87–94	<u>85±2</u> 83–88	<u>88±3</u> 82–94	85
Mg-индекс	<u>76±2</u> 72–79	<u>71±2</u> 68–74	<u>73±2</u> 70–79	76
PIA	<u>51±2</u> 49–54	<u>54±3</u> 50–59	<u>51±3</u> 45–62	49
ICV	<u>0.94±0.07</u> 0.88–1.05	<u>1.01±0.08</u> 0.91–1.18	<u>0.98±0.06</u> 0.82–1.15	0.85
ГМ	<u>0.46±0.06</u> 0.37–0.52	<u>0.44±0.02</u> 0.39–0.47	<u>0.42±0.03</u> 0.32–0.52	0.37
MIA(o)	<u>63±2</u> 60–66	<u>60±2</u> 56–63	<u>61±2</u> 56–64	60

Примечание. В числителе – среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальное содержание/значение; n – число проанализированных образцов.

Note. The numerator is the arithmetic mean and standard deviation, the denominator is the minimum and maximum content/value; n is the number of analyzed samples.

± 1.0 мас. %. Содержание оксида фосфора в глинистых породах варьирует от 0.05 до 0.86 мас. %. Приведенные данные использованы для расчета средних, минимальных и максимальных значений ряда индикаторов химического изменения пород на палеоводосборах.

На диаграмме (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃–(Fe₂O₃* + MgO)/SiO₂ (диаграмма НКМ–ФМ (Юдович, Кетрис, 2000)) точки состава глинистых пород серебрянской и сылвицкой серий локализованы преимущественно в поле V (хлорит-сметит-иллитовые глины) (рис. 3).

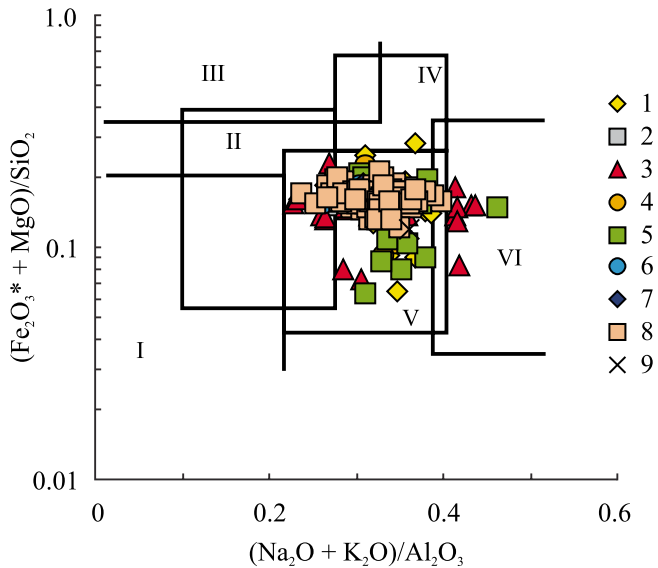


Рис. 3. Положение фигуративных точек глинистых пород венда западного склона Среднего Урала на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$.

Свиты: 1 – танинская, 2 – гаревская, 3 – койвинская, 4 – бутонская, 5 – керноская, 6 – старопечнинская, 7 – перевалокская, 8 – чернокаменская, 9 – усть-сылвицкая. Глины: I – преимущественно каолиновые, 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 полевых шпатов.

Fig. 3. The position of the data points of the Vendian clayey rocks of the western slope of the Middle Urals on the diagram $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$.

Formations: 1 – Tany, 2 – Garevka, 3 – Koiva, 4 – Buton, 5 – Kernos, 6 – Starye Pechi, 7 – Perevalok, 8 – Chernyi Kamen, 9 – Ust-Sylvitsa.

Clays: I – mainly kaolinite, II – mainly smectite with an admixture of kaolinite and illite, III – mainly chlorite with an admixture of Fe-illite, IV – chlorite-illite, V – chlorite-smectite-illite, VI – illite with a significant admixture of finely ground feldspars.

Средние для глинистых пород танинской, гаревской, керносской, перевалокской, чернокаменской и усть-сылвицкой свит венда западного склона Среднего Урала значения индекса Ракстона (R)¹ составляют менее 0.18 и сопоставимы со средними величинами этого параметра в диамиктитах Северного Южного Омана и породах формации Гоуганда. Тонкозернистые обломочные породы койвинской, бутонской и старопечнинской свит обла-

дают несколько более высокими средними значениями R, но и они не достигают 0.20 (рис. 4). С учетом величин стандартных отклонений значения коэффициента R для всех подразделений рассматриваемого разреза можно считать сопоставимыми. На это же указывают и свойственный им разброс минимальных и максимальных значений R. Все в целом позволяет считать, что слагающая разреза венда Среднего Урала тонкая алюмосиликокластика характеризуется достаточно слабым преобразованием процессами выветривания на палеоводосборах, а принципиальные различия между интервалами с признаками влияния на процессы осадконакопления гляциогенных обстановок и лишенными таких признаков отсутствуют. Единственное значимое различие характерно для танинского уровня: средняя величина коэффициента R для глинистых пород составляет здесь 0.17 ± 0.03 , а для тонкозернистого матрикса тиллитовидных конгломератов – 0.10 ± 0.004 .

Средние для глинистых пород различных свит венда значения индекса CIA несколько меньше 70 (рис. 5), что сближает их с диамиктитами Северного Омана. Значения $\text{CIA}_{\text{ср}}$ для диамиктитов формации Коронейшн несколько больше, а для аргиллитов формации Гоуганда (как и гляциогенных образований Южного Омана, формации Минерал Форк и плейстоценовых ленточных глин, залегающих на породах формации Гоуганда) несколько меньше, чем для тонкозернистых обломочных пород западного склона Среднего Урала. Собственно, как показано выше, и постэоценовые гляциальные, и межгляциальные отложения Антарктического полуострова обладают величинами индекса CIA в интервале от 50 до 65 (Dingle, Lavelle, 1998). С учетом значений стандартных отклонений и разброса минимальных и максимальных величин индекса CIA осадочные последовательности серебрянской (в том числе глинистые породы танинской свиты и тонкозернистый матрикс тиллитовидных конгломератов этого уровня) и сылвицкой серий представляются вполне сопоставимыми.

Используя свойственные тонкозернистым обломочным породам венда западного склона Среднего Урала значения CIA, можно реконструировать палеоклимат также на основе подхода, предложенного в публикации (González-Álvarez, Kerrich, 2012). Авторы указанной работы сопоставили значения данного индикатора, характерные глинистым породам надсерии Белт-Перселл (Северная Америка), с присущими тонкозернистым осадкам современных крупных рек. Ранее нами (Маслов, 2020) показано, что формирование осадочных последовательностей серебрянской и сылвицкой серий происходило под влиянием рек, сходных по своим характеристикам с современными реками категории 1 (крупные реки/world's major rivers) и категории 2 (реки, дренирующие осадочные образования/rivers draining

¹ Величины всех обсуждаемых индикаторов палеоклимата рассчитаны в соответствии с подходами, изложенными в разделе “Некоторые индексы/индикаторы...”.

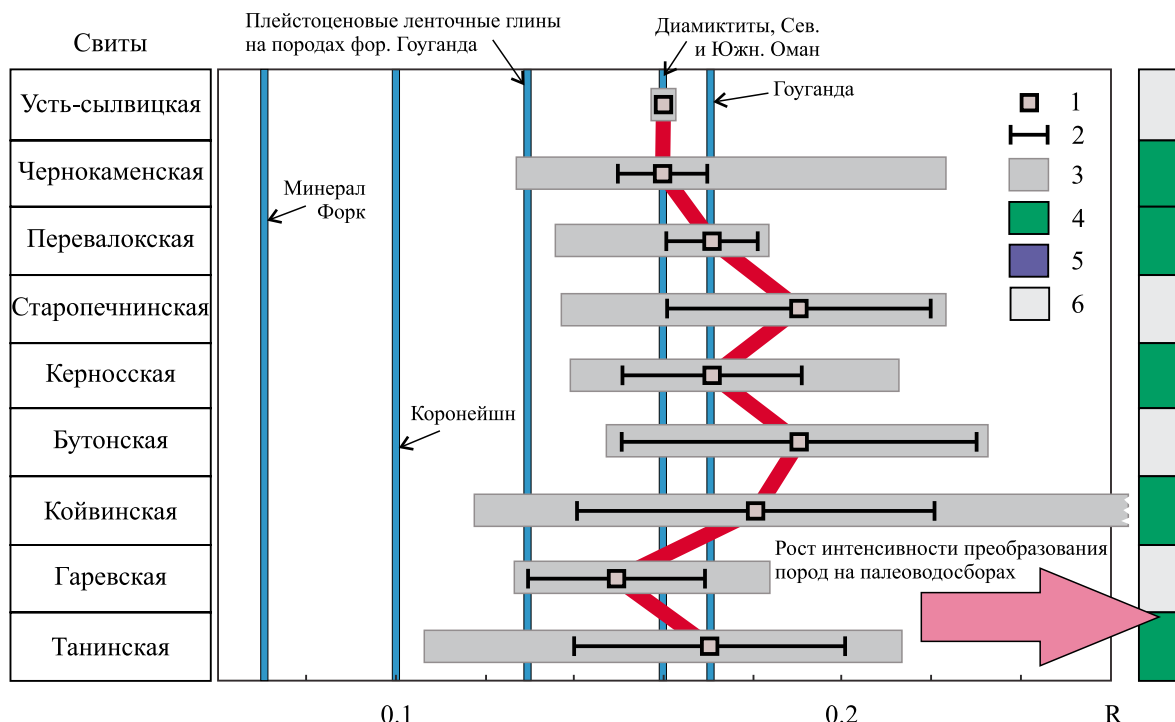


Рис. 4. Вариации средних, минимальных и максимальных величин коэффициента Ракстона для глинистых пород различных свит венда Среднего Урала.

1 – среднее арифметическое; 2 – $\pm 1\sigma$; 3 – диапазон между минимальным и максимальным значениями; 4 – значения индикатора, контролируемые в основном климатом на палеоводосборах; 5 – значения индикатора, контролируемые преимущественно составом комплексов пород на палеоводоразделах; 6 – недостаточно данных для выводов.

Fig. 4. Variations in the average, minimum and maximum values of the Ruxton coefficient for clay rocks of various Vendian formations of the Middle Urals.

1 – arithmetic mean; 2 – $\pm 1\sigma$; 3 – range between minimum and maximum values; 4 – the indicator values are controlled mainly by the climate in the paleocatchment areas; 5 – indicator values are controlled mainly by the composition of rock complexes at paleocatchment areas; 6 – insufficient data for conclusions.

“mixed/sedimentary” formations), следовательно, и к рассматриваемым нами отложениям можно использовать подход, опробованный в (González-Álvarez, Kerrich, 2012).

В итоге распределение средних, минимальных и максимальных величин индекса CIA в глинистых породах серебрянской и сылвицкой серий (рис. 6) дает основание предполагать, что климатические обстановки времени формирования слагающих их осадочных пород были в какой-то мере сходны с характерными в настоящее время для сухого и гумидного субтропического климата. Однако при интерпретации этих данных следует помнить, что, используя величины CIA, свойственные тем или иным осадочным ассоциациям, мы оперируем неким “интегральным палеоклиматическим сигналом”, в который вложена информация о трудноопределимом количестве осадочных циклов, пройденных осадочным материалом. И каждый из таких циклов мог способствовать росту данного параметра независимо от существовавших на последних по счету па-

леоводосборах климатических условиях. В какой-то мере микшировать эти трудности может анализ корреляционных взаимосвязей между индексом CIA и индикаторами состава пород на палеоводосборах (отношения $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, Th/Sc , Th/Cr , La/Sc и др.). В нашем случае для всех посчитанных выборок с числом проанализированных образцов более 10 (танинская, койвинская, керноская, перевалокская и чернокаменская свиты) коэффициент корреляции между индексом CIA и отношением $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ имеет отрицательные значения, варьирующие между -0.71 и -0.15 , что как будто бы предполагает принадлежность основной массы глинистых пород венда Среднего Урала к отложениям с преобладанием петрогенного (первого седиментационного цикла) материала. Это, соответственно, дает нам определенные основания считать, что свойственные им величины индекса CIA и других индикаторов интенсивности выветривания действительно отражают климат, существовавший на палеоводосборах во время их накопления.

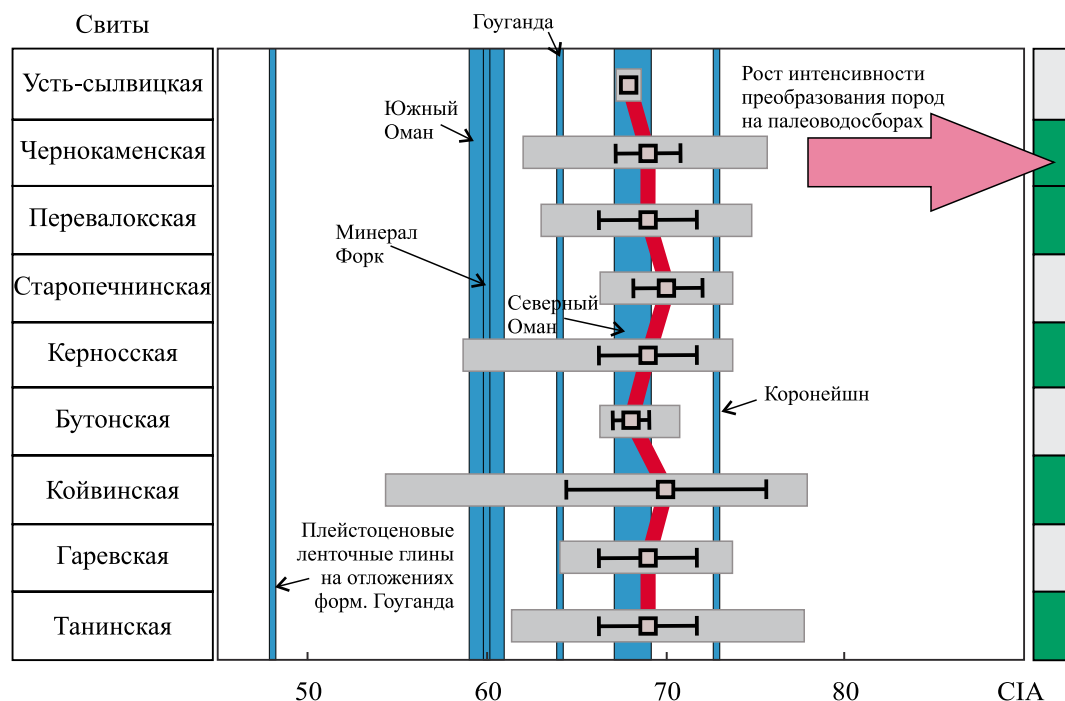


Рис. 5. Вариации средних, минимальных и максимальных величин индекса CIA для глинистых пород различных свит венда Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 5. Variations in the average, minimum and maximum values of the CIA index for clay rocks of various Vendian formations in the Middle Urals.

Legend – see Fig. 4.

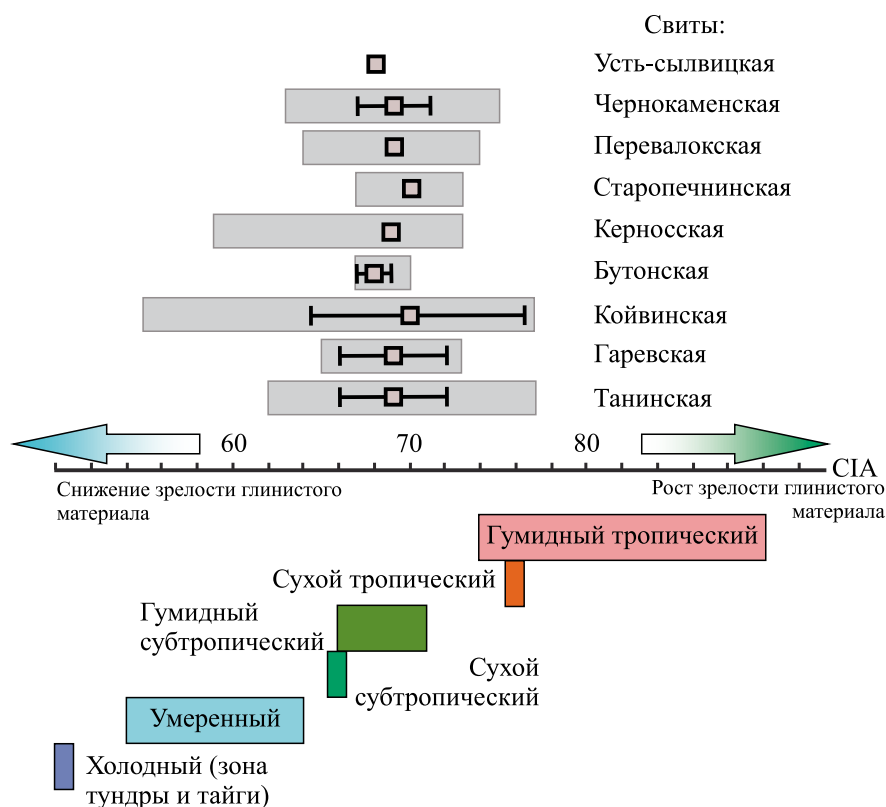


Рис. 6. Распределение средних, минимальных и максимальных величин индекса CIA для глинистых пород различных свит венда Среднего Урала на фоне данных о значениях этого индикатора, свойственных тонкой терригенной взвеси ряда современных крупных рек.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 6. Distribution of the average, minimum and maximum values of the CIA index for clayey rocks of various Vendian formations in the Middle Urals against the background of data on the values of this indicator characteristic of thin terrigenous suspension of a number of modern large rivers.

Legend – see Fig. 4.

Характерные тонкозернистым обломочным породам венда Среднего Урала средние величины индекса CIW примерно сопоставимы с присущими породам формации Коронейшн и диамиктитам Северного Омана. Гляциогенные породы формаций Гоуганда и Минерал Форк имеют заметно более низкие значения индекса CIW, как и диамиктиты Южного Омана. Какой-либо выраженный тренд значений CIW для рассматриваемых нами осадочных последовательностей не характерен. С учетом стандартных отклонений и разброса минимальных и максимальных величин индекса CIW глинистые породы серебрянской и сылвицкой серий представляются достаточно сопоставимыми.

Средние для глинистых пород венда Среднего Урала значения индекса CPA варьируют от ≈ 82 до ≈ 92 , что как будто бы указывает на участие в их составе заметно преобразованной процессами химического выветривания на палеоводосборах тонкой алюмосиликокластике. Однако для диамиктитов формации Коронейшн среднее значение CPA составляет ≈ 97 (а для огнеупорных глин Латненского месторождения этот параметр равен 100), для гляциогенных отложений формации Минерал Форк $CPA_{cp} = 88$, для диамиктитов Северного Омана $CPA_{cp} = 87$. В целом вариации средних для тонкозернистых обломочных пород величин CPA различных свит рассматриваемого разреза показывают, что с учетом стандартных отклонений только породы, с одной стороны, старопечнинской свиты, а с другой, гаревской и перевалокской свит можно считать статистически различающимися. Все остальные свиты характеризуются вполне сопоставимыми друг с другом средними значениями CPA. Тонкозернистые обломочные породы танинской свиты обладают средним значением $CPA = 86 \pm 7$, для тонкозернистого матрикса тиллитовидных конгломератов данного уровня разреза CPA_{cp} составляет 85 ± 6 . Для глинистых пород танинской, койвинской, керносской и перевалокской свит свойственна отрицательная корреляция между TiO_2/Al_2O_3 и величинами индекса CPA. Это дает основание считать, что для указанных уровней разреза значения названного параметра отражают изменения климата на палеоводосборах. Для тонкозернистых обломочных пород чернокаменской свиты корреляция между TiO_2/Al_2O_3 и CPA слабая положительная ($r = 0.13$), что указывает на контроль величин CPA со стороны состава слагающих палеоводосборы комплексов пород.

Вариации средних значений Mg-индекса несколько иные, чем те, что характерны для большинства рассмотренных выше индикаторов палеоклимата. Так, глинистые породы танинской, гаревской, керносской, перевалокской и чернокаменской свит обладают средними величинами этого индикатора, сопоставимыми со свойственными диамиктитам Северного и Южного Омана или немного ни-

же их (рис. 7). Глинистые породы койвинской, бутонской, старопечнинской и усть-сылвицкой свит имеют более высокие, чем все используемые нами в данной работе как референтные отложения гляциогенных обстановок. Но если в разрезах койвинской и старопечнинской свит диамиктиты есть, то в разрезах бутонской (породы этой свиты характеризуются повышенным содержанием рассеянного органического вещества) и усть-сылвицкой свит индикаторы гляциогенных обстановок отсутствуют. С учетом величин стандартных отклонений можно считать, что глинистые породы бутонской свиты по среднему значению Mg-индекса значительно отличаются от тонкозернистых обломочных пород гаревской и керносской свит, а также всей сылвицкой серии. Из сказанного можно сделать вывод, что названный уровень сложен наиболее преобразованной процессами химического выветривания на палеоводосборах тонкой алюмосиликокластикой.

Рассчитанные нами средние для глинистых пород всех литостратиграфических единиц разреза венда западного склона Среднего Урала значения индекса PIA с учетом величин стандартных отклонений являются статистически не отличимыми друг от друга (для глинистых пород танинской свиты $PIA_{cp} = 79 \pm 7$, для матрикса тиллитовидных конгломератов этой свиты – 71 ± 8). Это же хорошо видно и по свойственным им разбросам минимальных и максимальных значений PIA: в подавляющем большинстве случаев они отвечают всему интервалу значений данного индикатора, рассчитанных нами для плейстоценовых ленточных глин, перекрывающих породы формации Гоуганда, а также гляциогенных образований формаций Минерал Форк, Гоуганда и Коронейшн и диамиктитов Северного и Южного Омана. Корреляция между PIA и отношением TiO_2/Al_2O_3 в тонкозернистых обломочных породах танинской и керносской свит отсутствует ($r = 0.05$ и 0.08), в таких же по гранулометрическому составу породах койвинского уровня, перевалокской и чернокаменской свит она умеренная отрицательная ($r = -0.46$, -0.65 и -0.45). Это предполагает, что значения PIA, свойственные глинистым породам койвинской, перевалокской и чернокаменской свит, определяются в основном климатом на палеоводосборах, а не составом слагающих их комплексов пород.

Свойственные глинистым породам различных свит серебрянской и сылвицкой серий средние значения индекса ICV в основном отвечают диапазону значений данного параметра, характерному для диамиктитов Северного и Южного Омана (рис. 8). Для гляциогенных образований формаций Коронейшн и Гоуганда величины ICV заметно выше, что, кроме всего прочего, указывает на доминирование в их составе тонкорастертого неглинистого (типично ледникового) материала. С учетом величин стандартного отклонения ни одно из ли-

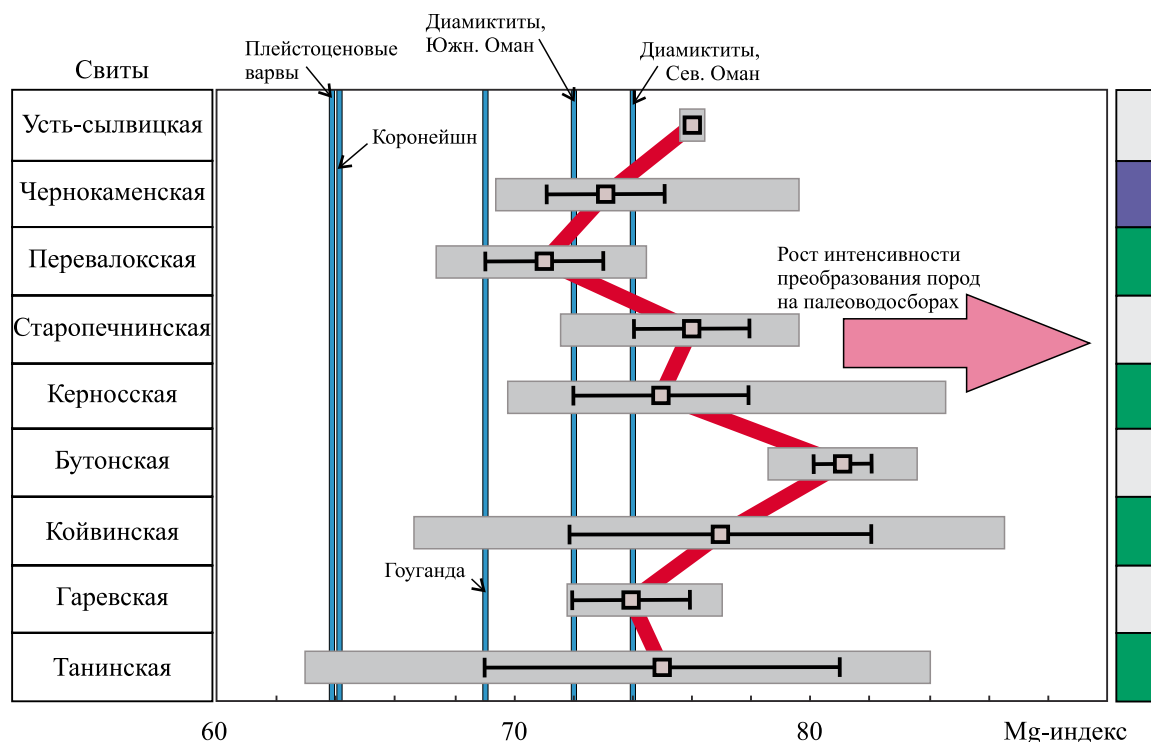


Рис. 7. Вариации средних, минимальных и максимальных величин Mg-индекса для глинистых пород различных свит венда Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 7. Variations in the average, minimum and maximum values of the Mg-index for clay rocks of various Vendian formations of the Middle Urals.

Legend – see Fig. 4.

тостратиграфических подразделений венда не является сложным каким-либо специфическим типом тонкой алюмосиликокластики, что нашло бы отражение в свойственных ему значениях индекса ICV.

Средние для тонкозернистых обломочных пород различных свит венда Среднего Урала величины ГМ отвечают интервалу значений данного параметра, характерному для диамиктитов Южного Омана и гляциогенных образований формации Гоуганда (рис. 9). Для плейстоценовых ленточных глин, перекрывающих породы формации Гоуганда, а также гляциогенных пород формаций Коронейшн и Минерал Форк величины ГМ заметно ниже, чем у рассматриваемых нами осадочных последовательностей. В целом с учетом величин стандартных отклонений глинистые породы литостратиграфических подразделений с признаками влияния на процессы осадконакопления ледникового климата (танинская, койвинская, керноская и старопечнинская свиты) не отличаются по свойственным им значениям модуля ГМ от не имеющих таких признаков тонкозернистых обломочных образований. Средняя величина ГМ для глинистых по-

род танинской свиты составляет 0.42 ± 0.09 , для тонкозернистого матрикса тиллитовидных конгломератов $ГМ_{ср} = 0.25 \pm 0.01$. Глинистые породы танинской, переваловской и чернокаменной свит обладают слабовыраженной положительной корреляцией между отношением TiO_2/Al_2O_3 и гидролизатным модулем ($r = 0.06, 0.12$ и 0.04), что предполагает зависимость последнего, скорее, от состава пород на палеоводосборах, чем от климата. Тонкозернистые обломочные породы койвинской и переваловской свит, напротив, имеют умеренную или сильную отрицательную корреляцию между указанными параметрами; таким образом, свойственные им значения ГМ определяются параметрами палеоклимата.

По значениям индекса $MIA(o)_{ср}$ глинистые породы рассматриваемых нами осадочных последовательностей с учетом величин стандартных отклонений принципиально не отличаются друг от друга (рис. 10). Если оперировать только средними значениями данного индикатора, то представляется возможным выделить две группы тонкозернистых обломочных пород. К первой, значения $MIA(o)_{ср}$ для которых сопоставимы или близки значениям дан-

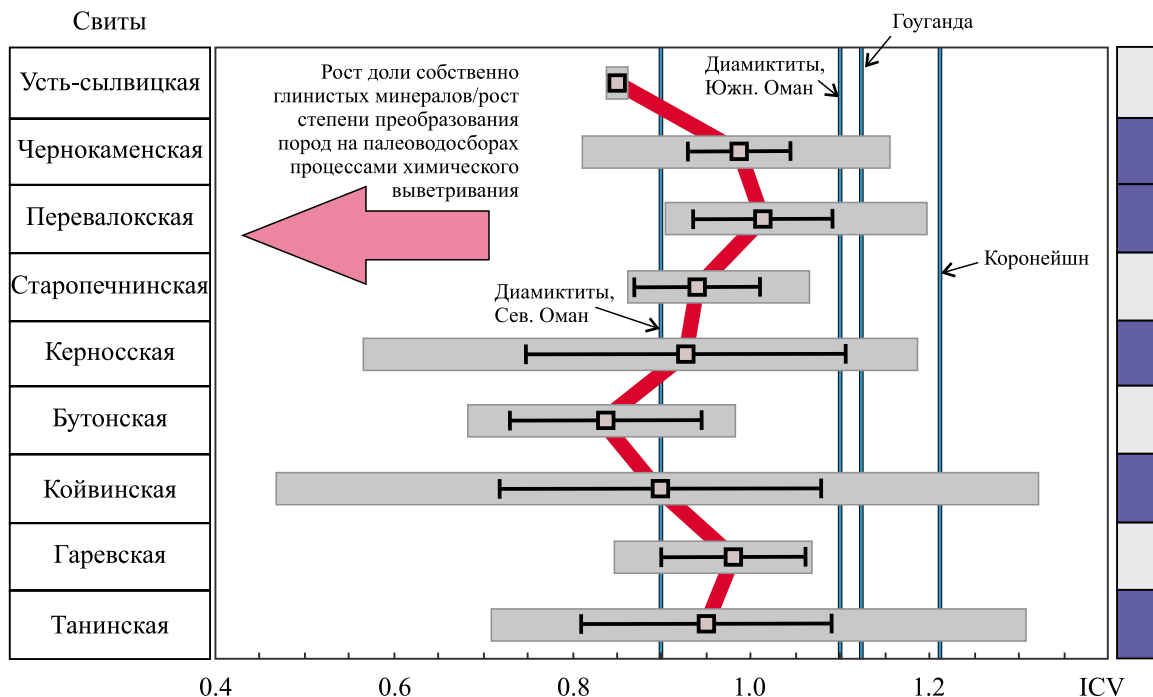


Рис. 8. Вариации средних, минимальных и максимальных величин индекса ICV для глинистых пород различных свит венда Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 8. Variations in the average, minimum and maximum values of the ICV index for clayey rocks of various Vendian formations of the Middle Urals.

Legend – see Fig. 4.

ного параметра для гляциальных пород формации Коронейшн и диамиктитов Северного Омана, принадлежат глинистые сланцы и аргиллиты танинской, гаревской, перевалокской, чернокаменной и усть-сылвицкой свит. Очевидно, что в данную группу попали как породы из интервалов разреза венда Среднего Урала с признаками влияния на процессы осадконакопления ледового климата, так и те, в которых такие признаки отсутствуют. К другой группе (значения $MIA(o)_{cp}$ в ней несколько выше тех, что свойственны гляциогенным образованиям формации Коронейшн) относятся глинистые породы койвинской, бутонской, керносской и старопечнинской свит, т. е. опять же образования из интервалов с признаками влияния на процессы седиментации ледовых обстановок (койвинская, керноская и старопечнинская свиты) и интервалов, где таких признаков нет (бутонская свита). Между параметром $MIA(o)$ и индикатором состава пород на палеоводосборах – отношением TiO_2/Al_2O_3 в глинистых породах танинской, койвинской и перевалокской свит – наблюдается выраженная отрицательная корреляция ($r = -0.77, -0.62$ и -0.84), выступающая индикатором палеоклиматических обстановок. Глинистые породы керносской и черно-

каменной свит, напротив, обладают слабой положительной или слабой отрицательной корреляцией между обеими указанными выше величинами ($r = 0.15$ и -0.02). По всей видимости, свойственные глинистым породам данных уровней разреза венда Среднего Урала значения $MIA(o)$ индикаторами климата на палеоводоразделах керносского и чернокаменского времени не являются. Средние значения $MIA(o)$ для глинистых пород и тонкозернистого матрикса тиллитовидных конгломератов танинского уровня статистически сопоставимы (61 ± 5 и 59 ± 5).

Вариации средних для глинистых пород ряда свит венда западного склона Среднего Урала и индивидуальных (для отдельных образцов) значений индексов CIA, R, PIA, CPA, $MIA(o)$ и гидролизатного модуля в сводном разрезе серебрянской и сылвицкой свит приведены на рис. 11. Сопоставление его с рис. 1 показывает, что, несмотря на присутствие среди осадочных последовательностей венда Среднего Урала нескольких уровней с тиллитовидными конгломератами, форма кривых изменения перечисленных индикаторов палеоклимата существенно отличается от формы аналогичных кривых для Северного Омана.

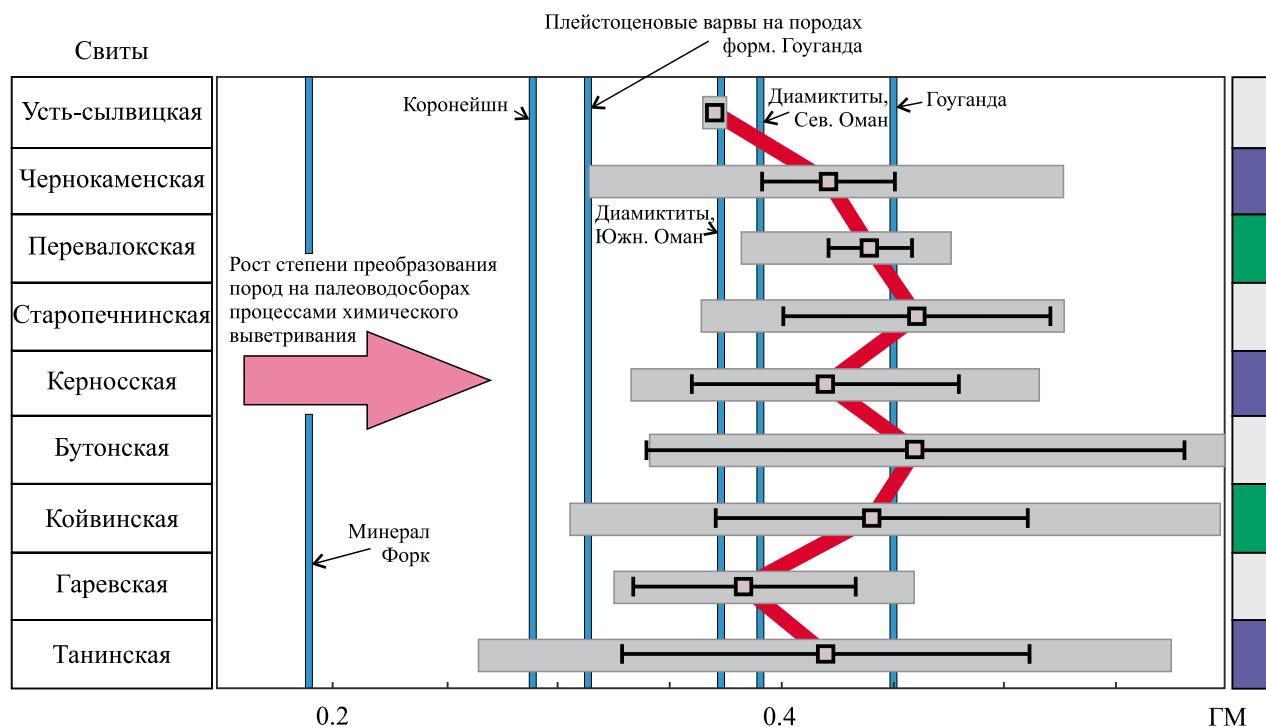


Рис. 9. Вариации средних, минимальных и максимальных величин ГМ для глинистых пород различных свит венда Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 9. Variations of average, minimum and maximum values of GM for clayey rocks of various Vendian formations of the Middle Urals.

Legend – see Fig. 4.

ВЫВОДЫ

Анализ особенностей изменения величин различных химических индексов выветривания в разрезе неопротерозоя Северного Омана показывает, что присутствующие здесь гляциогенные и негляциогенные терригенные породы (аргиллиты и тонкозернистый матрикс диамиктитов) достаточно хорошо могут быть разграничены по присущим им значениям индекса CIA (соответственно в среднем 67 ± 2 и 75 ± 3 , это хорошо показано в работе (Rieu et al., 2007)), а также PIA (74 ± 5 и 85 ± 4), CPA (83 ± 5 и 91 ± 3) и MIA(o) (57 ± 2 и 65 ± 4). Несколько менее успешно это позволяют сделать гидролизатный модуль (соответственно 0.35 ± 0.07 и 0.50 ± 0.10) и индекс Ракстона (0.15 ± 0.03 и 0.20 ± 0.04).

Осадочная последовательность серебрянской и сылвицкой серий, в которой диамиктиты также присутствуют на нескольких уровнях, не обладает описанной выше контрастностью значений различных химических индексов изменения пород на палеоводосборах при осреднении на уровне свит. Так, например, с учетом величин стандартных откло-

нений ($\pm 1\sigma$) значения коэффициента Ракстона для всех литостратиграфических подразделений венда западного склона Среднего Урала можно считать сопоставимыми. Это же свойственно средним для глинистых пород различных свит значениям CIA, по которым с учетом стандартных отклонений и разброса минимальных и максимальных величин осадочные последовательности серебрянской и сылвицкой серий представляются вполне сопоставимыми. Средние величины индекса CIW для глинистых пород различных свит венда примерно сопоставимы с теми, что присущи гляциогенным глинистым породам формации Коронейшн и диамиктитов Северного Омана. Гляциогенные породы формаций Гоуганда и Минерал Форк, как и диамиктиты Южного Омана, имеют заметно более низкие значения индекса CIW, чем тонкозернистые обломочные породы венда Среднего Урала. С учетом значений $\pm 1\sigma$ и разброса минимальных и максимальных величин индексов CIW, PIA, ICV и MIA(o) глинистые породы обеих серий (т. е. как те, что включают в себя гляциогенные отложения, так и лишенные их) представляются статистически не различающимися. Вариации средних

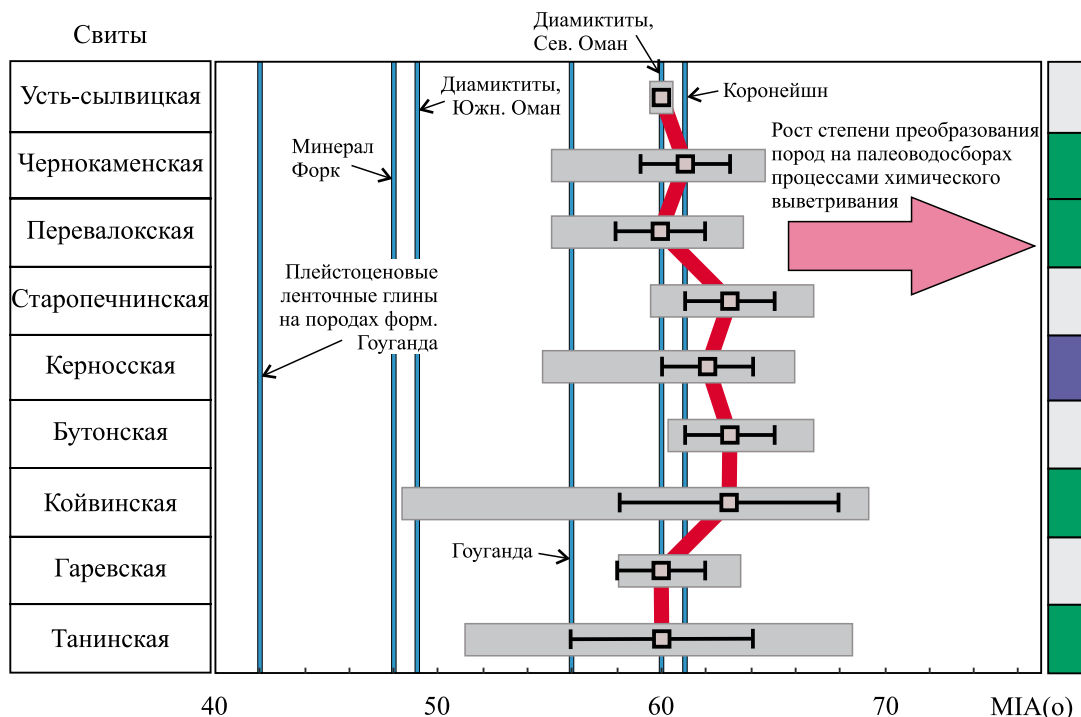


Рис. 10. Вариации средних, минимальных и максимальных величин индекса MIA(o) для глинистых пород различных свит венда Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 10. Variations in the average, minimum and maximum values of the MIA(o) index for clayey rocks of various Vendian formations of the Middle Urals.

Legend – see Fig. 4.

для тонкозернистых обломочных пород различных свит венда величин СРА показывают, что с учетом $\pm 1\sigma$ только породы старопечнинской, гаревской и переваловской свит можно считать статистически различными. Также с учетом величин $\pm 1\sigma$ глинистые породы бутонской свиты по среднему значению Mg-индекса значительно отличаются от тонкозернистых обломочных пород гаревской и керносской свит, а также всей сылвицкой серии. По-видимому, можно считать, что названный уровень серебрянской серии сложен в отношении Mg-индекса наиболее преобразованной процессами химического выветривания на палеоводосборах тонкой алюмосиликокластикой.

Глинистые породы ряда свит венда Среднего Урала обладают слабовыраженной или умеренной положительной корреляцией между отношением $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и индексами Ракстона, PIA, ICV и гидролизатным модулем, что предполагает определенную зависимость их от состава пород на палеоводосборах. Для тонкозернистых обломочных пород чернокаменной свиты это характерно в отношении подавляющего большинства рассмотренных нами палеоклиматических индикаторов, за исключением индексов CIA и PIA. Аналитические выбор-

ки для глинистых пород гаревской, бутонской, старопечнинской и усть-сылвицкой свит являются в этом отношении непредставительными, так как содержат данные о небольшом числе образцов.

В целом приведенные выше материалы позволяют считать, что при осреднении на уровне свит, даже если в разрезах свит достаточно много несомненно гляциогенных образований, мы в большинстве случаев, по-видимому, не улавливаем/не фиксируем специфические характеристики последних и получаемая нами картина в существенной степени отличается от той, что описана для неопротерозойских отложений Северного Омана и других регионов, для которых есть детальная литохимическая информация. В нашем распоряжении, за исключением сылвицкой серии (Гражданкин и др., 2010), такой информации все еще нет, и, скорее всего, в силу ряда объективных причин (залесенность территории и, соответственно, фрагментарность разрезов почти всех крупных литостратиграфических единиц/свит разреза), получить ее в ближайшем будущем затруднительно, если не невозможно. По-видимому, это звучит несколько пессимистично, но, как представляется, следует из приведенных выше выкладок. Хотя, несомненно, и в



Рис. 11. Вариации величин ряда химических индексов изменения состава пород на палеоводосборах, поставивших тонкую алюмосиликокластику в область осадконакопления, существовавшую на территории современного западного склона Среднего Урала в венде.

Для танинской, гаревской, бутонской и керносской свит показаны средние арифметические значения, для остальных – значения для индивидуальных образцов. Серый фон – интервалы разреза, где присутствуют тиллитовидные конгломераты.

Цифрами в колонках слева показаны свиты: 1 – бутонская, 2 – керноская, 3 – старопечнинская, 4 – переваловская, 5 – усть-сыльвицкая.

1, 3–10 – глинистые породы свит (1 – танинской, 3 – гаревской, 4 – койвинской, 5 – бутонской, 6 – керносской, 7 – старопечнинской, 8 – переваловской, 9 – чернокаменской, 10 – усть-сыльвицкой); 2 – тонкозернистый матрикс тиллитовидных конгломератов танинской свиты; 11 – величины стандартного отклонения ($\pm 1\sigma$).

Fig. 11. Variations in the values of chemical indices of changes in the composition of rocks in paleowatersheds that supplied fine-grained aluminosiliciclastics to the sedimentation area that existed on the territory of the modern western slope of the Middle Urals in the Vendian.

Arithmetic mean values are shown for the Tany, Garevka, Buton, and Kernos formations; for the rest, the values for individual samples. The gray background shows the intervals of the section, where tillite-like conglomerates are present.

The numbers in the columns on the left show the formations: 1 – Buton, 2 – Kernos, 3 – Starye Pechi, 4 – Perevalok, 5 – Ust-Sylvitsa.

1, 3–10 – clayey rocks of formations (1 – Tany, 3 – Garevka, 4 – Koiva, 5 – Buton, 6 – Kernos, 7 – Starye Pechi, 8 – Pereval, 9 – Chernyi Kamen, 11 – Ust-Sylvitsa); 2 – fine-grained matrix of tillite-like conglomerates of the Tany Formation; 10 – standard deviation ($\pm 1\sigma$) values.

сказанном нами найдутся положения для критики. Так, свойственные глинистым породам разных свит венда Среднего Урала средние величины РІА варьируют в интервале 49–54, что более свойственно отложениям современных перигляциальных зон, а для диамиктитов Северного Омана среднее значение данного индикатора равно 75. Но по средним величинам СІА (68–70) глинистые породы всех свит венда Среднего Урала вполне сопоставимы с диамиктитами (67 ± 2) Северного Омана.

В итоге остается пользоваться “широкими мазками”, к числу которых относится, на наш взгляд, подход к реконструкции палеоклимата, предложенный в публикации (González-Álvarez, Kerrich, 2012). Однако при таком подходе получается, что значения индекса СІА в глинистых породах венда западного склона Среднего Урала дают основание предполагать сходство климатических обстановок названной эпохи с характерными в настоящее время для сухого и гумидного субтропического климата, что несколько странно.... Поэтому, если мы оперируем “интегральным палеоклиматическим сигналом”, то это не препятствует сделать при его интерпретации “один шаг назад” и думать, что на палеоводосборах венда существовал в основном семигумидный/семиаридный климат. Это представляется как будто более разумным, но отвечает ли истине, особенно если вспомнить, что, по палеомагнитным данным (Levashova et al., 2013; Федорова и др., 2013), в самом конце венда Восточно-Европейская платформа находилась в приэкваториальных широтах.

Благодарности

Автор искренне признателен рецензентам, работа которых с рукописью статьи способствовала ее улучшению, а также Н.С. Глушковой, выполнившей все иллюстрации к данной публикации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. (1982) Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 140 с.
- Бортников Н.С., Савко А.Д., Новиков В.М., Боева Н.М., Соболева С.В., Жегалло Е.А., Дмитриев Д.И., Крайнов А.В., Жухлисов А.П., Бушуева Е.Б. (2016) Латенское месторождение огнеупорных глин (Центральная Россия). *Литология и полез. ископаемые*, (6), 487–500.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. (1985) Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 238 с.
- Географический атлас России. (1997) М.: Картография, 164 с.
- Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж., Крупенин М.Т., Маслов А.В. (2011) Котлинский горизонт на Южном Урале. *Докл. АН*, **440**(2), 201–206.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В. (2015) Место венда в

- международной стратиграфической шкале. *Геология и геофизика*, **56**(4), 703-717.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. (2010) Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 280 с.
- Кузнецов В.Г. (2011) Литология. Основы общей (теоретической) литологии. М.: Науч. мир, 360 с.
- Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т., Романюк Т.В., Маслов А.В. (2017) Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из туфов сыльвицкой серии (западный склон Среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы. *Докл. АН*, **473**(3), 341-345.
- Маслов А.В. (2010а) Гляциогенные и связанные с ними осадочные образования: основные литохимические особенности. Сообщение 1. Поздний архей, протерозой. *Литология и полез. ископаемые*, (4), 423-445.
- Маслов А.В. (2010б) Гляциогенные и связанные с ними осадочные образования: основные литохимические особенности. Сообщение 2. Палеозой, кайнозой. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 496-518.
- Маслов А.В. (2011) Вендские осадочные последовательности и индикаторы палеоклимата: новые данные. *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Мат-лы науч. чтений памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 14*. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 93-99.
- Маслов А.В. (2014) К реконструкции палеоклиматических обстановок формирования отложений крутинской подсвиты чернокаменной свиты (Средний Урал). *Тр. ИГГ УрО РАН*. Вып. 161, 70-71.
- Маслов А.В. (2020) Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для отложений серебрянской и сыльвицкой серий венда (Средний Урал). *Литосфера*, **20**(6), 751-770.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. (2003) Литологические, литохимические и геохимические индикаторы палеоклимата (на примере рифея Южного Урала). *Литология и полез. ископаемые*, (5), 427-446.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Киселева Д.В. (2011) Литогеохимия тонкозернистых алюмосиликокластических пород серебрянской серии венда Среднего Урала. *Геохимия*, (10), 1032-1062.
- 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. (2013а) Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала. *Докл. АН*, **449**(3), 322-327.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. (2018) Редокс-статус океана 2500–500 млн лет назад: современные представления. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 207-230.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Федоров Ю.Н., Гареев Э.З. (2013б) Некоторые литогеохимические особенности тонкозернистых обломочных пород складчатой и нескладчатой молассы венда (западная мегазона Южного и Среднего Урала, восток и северо-восток Русской платформы). *Литосфера*, (1), 17-35.
- Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Миценс Г.А., Матуков Д.И., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Лепихина О.П., Корнилова А.Ю. (2006) U-Pb (SHRIMP-II)-возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменной свиты сыльвицкой серии венда (Средний Урал). *Докл. АН*, **411**(3), 354-359.
- Федорова Н.М., Левашова Н.М., Баженов М.Л., Меерт Дж.Дж., Сергеева Н.Д., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Кузнецов Н.Б., Кадыров А.Ф., Хидиятов М.М. (2013) Восточно-Европейская платформа в конце эдиакария: новые палеомагнитные и геохронологические данные. *Геология и геофизика*, **54**(11), 1782-1794.
- Чумаков Н.М. (2004) Ледниковый и безледниковый климат в докембрии. *Климат в эпохи крупных биосферных перестроек*. М.: Наука, 259-270.
- Чумаков Н.М. (2015) Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 160 с.
- Чумаков Н.М., Сергеев В.Н. (2004) Проблема климатической зональности в позднем докембрии. Климат и биосферные события. *Климат в эпохи крупных биосферных перестроек*. М.: Наука, 271-289.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2011) Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 742 с.
- Au P.-I., Leong Y.-K. (2016) Surface Chemistry and reology of Slurries of Kaolinite and Montmorillonite from Different Sources. *KONA Powder Particle J.*, (33), 17-32.
- Babechuk M.G., Widdowson M., Kamber B.S. (2014) Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. *Chem. Geol.*, **363**, 56-75.
- Ban J.-D., Moon S.-W., Lee S.-W., Lee J.-G., Seo Y.-S. (2017) Physical and Chemical Weathering Indices for Biotite Granite and Granitic Weathered Soil in Gyeongju. *J. Eng. Geol.*, **27**, 451-462.
- Barshad I. (1966) The effect of a variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rocks. *Proc. Int. Clay Conf.*, Jerusalem, 167-173.
- Brasier M., McCarron G., Tucker R., Leather J., Allen P., Shields G. (2000) New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Ghubrah glaciation and for the top of the Huqf Supergroup, Oman. *Geology*, **28**, 175-178.
- Buggle B., Glaser B., Hambach U., Gerasimenko N., Marković S. (2011) An evaluation of geochemical weathering indices in loess-paleosol studies. *Quat. Int.*, **240**, 12-21.
- Ceryan S. (2018) Weathering Indices Used in Evaluation of the Weathering State of Rock Material. *Handbook of Research on Trends and Digital Advances in Engineering Geology*. IGI Global, 132-186.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940.
- Cullers R.L. (2000) The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, **51**, 181-203.
- Dellinger M., Gaillardet J., Bouchez J., Calmels D., Galy V., Hilton R.G., Louvat P., France-Lanord C. (2014) Lithium isotopes in large rivers reveal the cannibalistic nature of modern continental weathering and erosion. *Earth*

- Planet. Sci. Lett.*, **401**, 359-372.
- Dingle R.V., Lavelle M. (1998) Late Cretaceous–Cenozoic climatic variations of the northern Antarctic Peninsula: new geochemical evidence and review. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **141**, 215-232.
- Dinis P.A., Garzanti E., Hahn A., Vermeesch P., Cabral-Pinto M. (2020) Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds. *Earth-Sci. Rev.*, 201, 103039. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103039>
- Duzgoren-Aydin N.S., Aydin A., Malpas J. (2002) Reassessment of chemical weathering indices: case study of piroclastic rocks of Hong Kong. *Eng. Geol.*, **63**, 99-119.
- Ehrmann W. (1998) Implications of late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo Sound (Ross Sea, Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **139**, 213-231.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, **23**, 921-924.
- Gaillardet J., Dupré B., Louvat P., Allègre C.J. (1999) Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chem. Geol.*, **159**, 3-30.
- Garzanti E., Resentini A. (2016) Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sediment. Geol.*, **336**, 81-95.
- Goldberg K., Humayun M. (2010) The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **293**, 175-183.
- González-Álvarez I., Kerrich R. (2012) Weathering intensity in the Mesoproterozoic and modern large-river systems: A comparative study in the Belt-Purcell Supergroup, Canada and USA. *Precamb. Res.*, **208-211**, 174-196.
- Guo Y., Yang S., Su N., Li C., Yin P., Wang Z. (2018) Revisiting the effects of hydrodynamic sorting and sedimentary recycling on chemical weathering indices. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **227**, 48-63.
- Harnois L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sediment. Geol.*, **55**, 319-322.
- Heidari A., Osat M., Konyushkova M. (2022) Geochemical indices as efficient tools for assessing the soil weathering status in relation to soil taxonomic classes. *Catena*, **208**, 105716. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105716>
- Hessler A.M., Zhang J., Covault J., Ambrose W. (2017) Continental weathering coupled to Paleogene climate changes in North America. *Geology*, **45**, 911-914.
- Huber H., Koeberl C., McDonald I., Reimold W.U. (2001) Geochemistry and petrology of Witwatersrand and Dwyka diamictites from South Africa: Search for an extraterrestrial component. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**(12), 2007-2016.
- Irfan T.Y. (1996) Mineralogy, fabric properties and classification of weathered granites in Hong Kong. *Quart. J. Eng. Geol.*, **29**, 5-35.
- Irfan T.Y. (1999) Characterization of weathered volcanic rocks in Hong Kong. *Quart. J. Eng. Geol.*, **32**, 317-348.
- Kellerhals P., Matter A. (2003) Facies analysis of a glaciomarine sequence, the Neoproterozoic Mirbat Sandstone Formation, Sultanate of Oman. *Eclog. Geol. Helvetiae*, **96**, 49-50.
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2013) Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals. *Precamb. Res.*, **236**, 16-30.
- Li C., Yang S. (2010) Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? *Amer. J. Sci.*, **310**, 111-127.
- Li Z.-X., Evans D.A.D., Halverson G.P. (2013) Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. *Sediment. Geol.*, **294**, 219-232.
- Lindsey D.A. (1969) Glacial sedimentation of the Precambrian Gowganda Formation, Ontario, Canada. *GSA Bull.*, **80**, 1685-1704.
- Marques E.A.G., Amaral Vargas E.Jr., Leao M.F. (2020) Weathering of Rocks in Brazil. *Soft Rock Mechanics and Engineering*. Springer Nature Switzerland AG, 251-290.
- Maynard J.B. (1992) Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *J. Geol.*, **100**, 279-289.
- McLennan S.M. (1993) Weathering and global denudation. *J. Geol.*, **101**, 295-303.
- Mohsen Q., El-Maghraby A. (2010) Characterization and assessment of Saudi clays raw material at different area. *Arab. J. Chem.*, (3), 271-277.
- Nadłonek W., Bojakowska I. (2018) Variability of chemical weathering indices in modern sediments of the Vistula and Odra rivers (Poland). *Appl. Ecol. Environ. Res.*, **16**, 2453-2473.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1989) Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geol.*, **97**, 129-147.
- Ojakangas R.W., Matsch C.L. (1980) Upper Precambrian (Eocambrian) Mineral Fork Tillite of Utah: A continental glacial glaciomarine sequence. *GSA Bull.*, **91**, 495-501.
- Parker A. (1970) An index of weathering for silicate rocks. *Geol. Mag.*, **107**, 501-504.
- Price J.R., Velbel M.A. (2003) Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chem. Geol.*, **202**, 397-416.
- Rieu R., Allen P.A., Etienne J.L., Cozzi A., Wiechert U. (2006) A Neoproterozoic glacially influenced basin margin succession and “atypical” cap carbonate associated with bedrock paleovalleys, Mirbat area, southern Oman. *Basin Res.*, **18**, 471-496.
- Rieu R., Allen P.A., Plötze M., Pettke T. (2007a) Compositional and mineralogical variations in a Neoproterozoic glacially influenced succession, Mirbat area, south Oman: Implications for paleoweathering conditions. *Precamb. Res.*, **154**, 248-265.
- Rieu R., Allen P.A., Plötze M., Pettke T. (2007b) Climatic cycles during a Neoproterozoic “snowball” glacial epoch. *Geology*, **35**, 299-302.
- Roy D.K., Roser B.P. (2013) Climatic control on the composition of Carboniferous–Permian Gondwana sediments, Khalaspir basin, Bangladesh. *Gondw. Res.*, **23**, 1163-1171.
- Ruxton B.P. (1968) Measures of the Degree of Chemical

- Weathering of Rocks. *J. Geol.*, **76**, 518-527.
- Shaaibu S., Abdullahi A.U., Sadiq Y.O., Odey O.A. (2020) Physio-Chemical and Thermal Properties of Alkaline Kaolin, Bauchi State, Nigeria for Ceramics Applications. *FUTY J. Environ.*, **14**(1), 60-68.
- Shao J.Q., Yang S.Y. (2012) Does chemical index of alteration (CIA) reflect silicate weathering and monsoonal climate in the Changjiang River basin? *Chin. Sci. Bull.*, **57**, 1178-1187.
- Sheldon N.D., Tabor N.J. (2009) Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Sci. Rev.*, **95**, 1-52.
- Smith A.G. (2001) Paleomagnetically and tectonically based global maps for Vendian to Mid-Ordovician time. *The ecology of the Cambrian radiation*. N. Y.: Columbia University press, 11-16.
- Smith A.G., Pickering K.T. (2003) Oceanic gateways as a critical factor to initiate icehouse Earth. *J. Geol. Soc. (London)*, **160**, 337-340.
- Smith A.J.B. (2007) The paleo-environmental significance of the Iron-formations and Iron-rich mudstones of the Mesoarchean Witwatersrand-Mozaan basin, South Africa. Magister Sci. dissertation. University of Johannesburg. South Africa, 208 p.
- Turgeon S., Brumsack H.-J. (2006) Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche basin of central Italy. *Chem. Geol.*, **234**, 321-339.
- Yahaya S., Jikan S.S., Badarulzaman N.A., Adamu A.D. (2017) Chemical Composition and Particle Size Analysis of Kaolin. *Traektoriā Nauki = Path of Science*, **3**(10), 1001-1004.
- Young G.M. (2001) Comparative Geochemistry of Pleistocene and Paleoproterozoic (Huronian) Glaciogenic Laminated Deposits: Relevance to Crustal and Atmospheric Composition in the Last 2.3 Ga. *J. Geol.*, **109**, 463-477.
- Young G.M. (2002) Geochemical investigation of a Neoproterozoic glacial unit: The Mineral Fork Formation in the Wasatch Range, Utah. *GSA Bull.*, **114**, 387-399.
- Young G.M., Nesbitt H.W. (1985) The Gowganda Formation in the southern part of the Huronian outcrop belt, Ontario, Canada: stratigraphy, depositional environments and regional tectonic significance. *Precamb. Res.*, **29**, 265-301.
- Barshad I. (1966) The effect of a variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rocks. *Proc. Int. Clay Conf.*, Jerusalem, 167-173.
- Bortnikov N.S., Savko A.D., Novikov V.M., Boeva N.M., Soboleva S.V., Zhukhlistov A.P., Dmitriev D.I., Krainov A.V., Zhegallo E.A., Bushueva E.B. (2016) The Latenskoe refractory clay deposit (Central Russia). *Lithol. Miner. Resour.*, **51**(6), 425-438.
- Brasier M., McCarron G., Tucker R., Leather J., Allen P., Shields G. (2000) New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Gubrah glaciation and for the top of the Huqf Supergroup, Oman. *Geology*, **28**, 175-178.
- Buggle B., Glaser B., Hambach U., Gerasimenko N., Marković S. (2011) An evaluation of geochemical weathering indices in loess-paleosol studies. *Quat. Int.*, **240**, 12-21.
- Ceryan S. (2018) Weathering Indices Used in Evaluation of the Weathering State of Rock Material. *Handbook of Research on Trends and Digital Advances in Engineering Geology. IGI Global*, 132-186.
- Chumakov N.M. (2004) Glacial and ice-free climate in the Precambrian. *Climate in the Epochs of Major Biospheric Transformations*. Moscow, Nauka Publ., 259-270. (In Russ.)
- Chumakov N.M. (2015) Glaciation of the Earth: History, stratigraphic and biospheric significance. Moscow, GEOS Publ., 160 p. (In Russ.)
- Chumakov N.M., Sergeev V.N. (2004) The problem of climatic zoning in the Late Precambrian. Climate and biosphere events. *Climate in the Epochs of Major Biospheric Transformations*. Moscow, Nauka Publ., 271-289. (In Russ.)
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940.
- Cullers R.L. (2000) The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, **51**, 181-203.
- Dellinger M., Gaillardet J., Bouchez J., Calmels D., Galy V., Hilton R.G., Louvat P., France-Lanord C. (2014) Lithium isotopes in large rivers reveal the cannibalistic nature of modern continental weathering and erosion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **401**, 359-372.
- Dingle R.V., Lavelle M. (1998) Late Cretaceous–Cenozoic climatic variations of the northern Antarctic Peninsula: new geochemical evidence and review. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **141**, 215-232.
- Dinis P.A., Garzanti E., Hahn A., Vermeesch P., Cabral-Pinto M. (2020) Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds. *Earth-Sci. Rev.*, **201**, 103039. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103039>
- Duzgoren-Aydin N.S., Aydin A., Malpas J. (2002) Reassessment of chemical weathering indices: case study of pyroclastic rocks of Hong Kong. *Eng. Geol.*, **63**, 99-119.
- Ehrmann W. (1998) Implications of late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo Sound (Ross Sea, Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **139**, 213-231.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unraveling

REFERENCES

- the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, **23**, 921-924.
- Fedorova N.M., Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Sergeeva N.D., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Kuznetsov N.B., Kadyrov A.F., Khidiyatov M.M. (2013) The East European Platform in the Late Ediacaran: new paleomagnetic and geochronological data. *Russ. Geol. Geophys.*, **54**(11), 1392-1401.
- Gaillardet J., Dupré B., Louvat P., Allègre C.J. (1999) Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chem. Geol.*, **159**, 3-30.
- Garzanti E., Resentini A. (2016) Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sediment. Geol.*, **336**, 81-95.
- Geographical Atlas of Russia. (1997) Moscow, Cartography Publ., 164 p. (In Russ.)
- Goldberg K., Humayun M. (2010) The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **293**, 175-183.
- González-Álvarez I., Kerrich R. (2012) Weathering intensity in the Mesoproterozoic and modern large-river systems: A comparative study in the Belt-Purcell Supergroup, Canada and USA. *Precamb. Res.*, **208-211**, 174-196.
- Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Meert J., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2011) Kotlin Regional Stage in the South Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **440**(1), 1222-1226.
- Grazhdankin D.V., Maslov A.V. (2015) The room for the Vendian in the International Chronostratigraphic Chart. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**, 549-559.
- Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L. (2010) Sedimentary systems of the Sylvisa Group (Upper Vendian of the Middle Urals). Ekaterinburg, UB RAS Publ., 280 p. (In Russ.)
- Guo Y., Yang S., Su N., Li C., Yin P., Wang Z. (2018) Revisiting the effects of hydrodynamic sorting and sedimentary recycling on chemical weathering indices. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **227**, 48-63.
- Harnois L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sediment. Geol.*, **55**, 319-322.
- Heidari A., Osat M., Konyushkova M. (2022) Geochemical indices as efficient tools for assessing the soil weathering status in relation to soil taxonomic classes. *Catena*, **208**, 105716. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105716>
- Hessler A.M., Zhang J., Covault J., Ambrose W. (2017) Continental weathering coupled to Paleogene climate changes in North America. *Geology*, **45**, 911-914.
- Huber H., Koeberl C., McDonald I., Reimold W.U. (2001) Geochemistry and petrology of Witwatersrand and Dwyka diamictites from South Africa: Search for an extraterrestrial component. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**(12), 2007-2016.
- Irfan T.Y. (1999) Characterization of weathered volcanic rocks in Hong Kong. *Quart. J. Eng. Geol.*, **32**, 317-348.
- Irfan T.Y. (1996) Mineralogy, fabric properties and classification of weathered granites in Hong Kong. *Quart. J. Eng. Geol.*, **29**, 5-35.
- Kellerhals P., Matter A. (2003) Facies analysis of a glaciomarine sequence, the Neoproterozoic Mirbat Sandstone Formation, Sultanate of Oman. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **96**, 49-50.
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Belousova E.A., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2017) The results of geochronological and isotope-geochemical study of zircons from tuff of the Sylvisa group (western slope of the Middle Urals): the origin of ash layers in Vendian rocks of the East European Platform. *Dokl. Earth Sci.*, **473**(1), 359-362.
- Kuznetsov V.G. (2011) Lithology. Foundations of general (theoretical) lithology. Moscow, Nauchnyi mir Publ., 360 p. (In Russ.)
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2013) Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals. *Precamb. Res.*, **236**, 16-30.
- Li C., Yang S. (2010) Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? *Amer. J. Sci.*, **310**, 111-127.
- Li Z.-X., Evans D.A.D., Halverson G.P. (2013) Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. *Sediment. Geol.*, **294**, 219-232.
- Lindsey D.A. (1969) Glacial sedimentation of the Precambrian Gowganda Formation, Ontario, Canada. *GSA Bull.*, **80**, 1685-1704.
- Marques E.A.G., Amaral Vargas E.D. Jr., Leao M.F. (2020) Weathering of Rocks in Brazil. *Soft Rock Mechanics and Engineering*. Springer Nature Switzerland AG, 251-290.
- Maslov A.V. (2020) Categories of Vendian catchments – sources of fine-grained aluminosiliciclastic materials for the Serebryanka and Sylvisa group deposits (Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, **20**(6), 751-770. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-6-751-770>
- Maslov A.V. (2010a) Glaciogenic and related sedimentary rocks: main lithochemical features. Communication 1. Late Archean and Proterozoic. *Lithol. Miner. Resour.*, **45**(4), 377-397.
- Maslov A.V. (2010b) Glaciogenic and related sedimentary rocks: main lithochemical features. Communication 2. The Paleozoic and Cenozoic. *Lithol. Miner. Resour.*, **45**(5), 443-464.
- Maslov A.V. (2011) Vendian sedimentary sequences and paleoclimate indicators: new evidence. *Problems of mineralogy, petrography and metallogeny. Scientific materials. readings in memory of P.N. Chirvinsky*. Iss. 14. Perm', Perm' University Publ., 93-99. (In Russ.)
- Maslov A.V. (2014) On the reconstruction of the paleoclimatic conditions of the formation of deposits of the Krutikha Subformation of the Chernyi Kamen Formation (Middle Urals). *Tr. IGG UB RAS*. Vyp. 161, 70-71. (In Russ.)
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z. (2003) Lithological, lithochemical, and geochemical indicators of paleoclimate: evidence from Riphean of the Southern Urals. *Litol. Polezn. Iskop.*, **38**(5), 427-446. (In Russ.)
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Kiseleva D.V. (2011) Litho-geochemistry of the fine-grained siliciclastic rocks of the Vendian Serebryanka group of the Central Urals. *Geochem. Int.*, **49**(10), 974-1001.
- Maslov A.V., Meert J., Levashova N.M., Ronkin Yu.L., Grazhdankin D.V., Kuznetsov N.B., Krupenin M.T., Fedorova N.M., Ipat'eva I.S. (2013a) New constraints for the age of Vendian glacial deposits (Central Urals). *Dokl.*

- Earth Sci.*, **449**(1), 303-308.
- Maslov A.V., Podkovyrov V.N. (2018) Ocean redox state at 2500–500 Ma: modern concepts. *Lithol. Miner. Resour.*, **53**(3), 190-211.
- Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Grazhdankin D.V., Fedorov Yu.N., Gareev E.Z. (2013b) Some lithogeochemical characteristics of fine-grained clastic rocks in folded and unfolded Vendian molasses (western megazone of the South and Middle Urals, eastern and north-eastern regions of Russian Platform). *Lithosphere (Russia)*, (1), 17-35. (In Russ.)
- Maynard J.B. (1992) Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *J. Geol.*, **100**, 279-289.
- McLennan S.M. (1993) Weathering and global denudation. *J. Geol.*, **101**, 295-303.
- Mohsen Q., El-Maghraby A. (2010) Characterization and assessment of Saudi clays raw material at different area. *Arab. J. Chem.*, (3), 271-277.
- Nadłonek W., Bojakowska I. (2018) Variability of chemical weathering indices in modern sediments of the Vistula and Odra rivers (Poland). *Appl. Ecol. Environ. Res.*, **16**, 2453-2473.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1989) Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geol.*, **97**, 129-147.
- Ojakangas R.W., Matsch C.L. (1980) Upper Precambrian (Eocambrian) Mineral Fork Tillite of Utah: A continental glacial glaciomarine sequence. *GSA Bull.*, **91**, 495-501.
- Parker A. (1970) An index of weathering for silicate rocks. *Geol. Mag.*, **107**, 501-504.
- Price J.R., Velbel M.A. (2003) Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chem. Geol.*, **202**, 397-416.
- Rieu R., Allen P.A., Etienne J.L., Cozzi A., Wiechert U. (2006) A Neoproterozoic glacially influenced basin margin succession and “atypical” cap carbonate associated with bedrock paleovalleys, Mirbat area, southern Oman. *Basin Res.*, **18**, 471-496.
- Rieu R., Allen P.A., Plötze M., Pettke T. (2007a) Compositional and mineralogical variations in a Neoproterozoic glacially influenced succession, Mirbat area, south Oman: Implications for paleoweathering conditions. *Precamb. Res.*, **154**, 248-265.
- Rieu R., Allen P.A., Plötze M., Pettke T. (2007b) Climatic cycles during a Neoproterozoic “snowball” glacial epoch. *Geology*, **35**, 299-302.
- Ronkin Yu.L., Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Mizens G.A., Matukov D.I., Krupenin M.T., Petrov G.A., Lepikhina O.P., Kornilova A.Yu. (2006) U-Pb (SHRIMP II) age of zircons from ash beds in the Chernokamen Formation, Vendian Sylvis Group (Central Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **411A**(9), 1341-1345.
- Roy D.K., Roser B.P. (2013) Climatic control on the composition of Carboniferous–Permian Gondwana sediments, Khalaspir basin, Bangladesh. *Gondw. Res.*, **23**, 1163-1171.
- Ruxton B.P. (1968) Measures of the Degree of Chemical Weathering of Rocks. *J. Geol.*, **76**, 518-527.
- Shaaibu S., Abdullahi A.U., Sadiq Y.O., Odey O.A. (2020) Physio-Chemical and Thermal Properties of Alkaline Kaolin, Bauchi State, Nigeria for Ceramics Applications. *FUTY J. Environ.*, **14**(1), 60-68.
- Shao J.Q., Yang S.Y. (2012) Does chemical index of alteration (CIA) reflect silicate weathering and monsoonal climate in the Changjiang River basin? *Chin. Sci. Bull.*, **57**, 1178-1187.
- Sheldon N.D., Tabor N.J. (2009) Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Sci. Rev.*, **95**, 1-52.
- Smith A.G. (2001) Paleomagnetically and tectonically based global maps for Vendian to Mid-Ordovician time. *The ecology of the Cambrian radiation*. N. Y., Columbia University press, 11-16.
- Smith A.G., Pickering K.T. (2003) Oceanic gateways as a critical factor to initiate icehouse Earth. *J. Geol. Soc. (Lond.)*, **160**, 337-340.
- Smith A.J.B. (2007) The paleo-environmental significance of the Iron-formations and Iron-rich mudstones of the Mesoarchean Witwatersrand-Mozaan basin, South Africa. Master Sci. dissertation. University of Johannesburg. South Africa, 208 p.
- The Vendian System. V. 2. Regional Geology. (1990) Berlin Heidelberg, Springer, 273 p.
- Turgeon S., Brumsack H.-J. (2006) Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche basin of central Italy. *Chem. Geol.*, **234**, 321-339.
- Yahaya S., Jikan S.S., Badarulzaman N.A., Adamu A.D. (2017) Chemical Composition and Particle Size Analysis of Kaolin. *Traektoriâ Nauki = Path of Science*, **3**(10), 1001-1004.
- Yasamanov N.A. (1985) Ancient Climates of the Earth. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 294 p. (In Russ.)
- Young G.M. (2001) Comparative Geochemistry of Pleistocene and Paleoproterozoic (Huronian) Glaciogenic Laminated Deposits: Relevance to Crustal and Atmospheric Composition in the Last 2.3 Ga. *J. Geol.*, **109**, 463-477.
- Young G.M. (2002) Geochemical investigation of a Neoproterozoic glacial unit: The Mineral Fork Formation in the Wasatch Range, Utah. *GSA Bull.*, **114**, 387-399.
- Young G.M., Nesbitt H.W. (1985) The Gowganda Formation in the southern part of the Huronian outcrop belt, Ontario, Canada: stratigraphy, depositional environments and regional tectonic significance. *Precamb. Res.*, **29**, 265-301.
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Fundamentals of lithochemistry. St. Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2011) Geochemical indicators of lithogenesis (lithological geochemistry). Syktyvkar, Geoprint Publ., 742 p. (In Russ.)