

УДК 550.4+552.52:551.583.7

DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-701-724

Реконструкция климата на палеоводосборах с использованием геохимических данных для тонкозернистых обломочных пород: современные подходы, возможности и ограничения

О. Ю. Мельничук¹, А. В. Маслов^{1,2}, Л. В. Бадида¹

¹Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академическая Вонсовского, 15, e-mails: melnichuk@igg.uran.ru; o.u.melnichuk@mail.ru

²Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, Пыжевский переулок, 7, стр. 1

Поступила в редакцию 16.02.2025 г., принята к печати 02.04.2025 г.

Объект исследования. Методика реконструкции климата палеоводосборных площадей. **Цель.** Выявить возможности и ограничения использования ряда геохимических характеристик глинистых пород (индекса CIA, RW-индекса, модулей и модульных диаграмм и пр.) при восстановлении сведений о степени увлажнения и среднегодовых температур (СГТ) в приземном слое воздуха для водосборов геологического прошлого. **Общие положения.** Рассмотрены типы классификаций климата и палеоклимата, особенности реконструкции палеоклимата с особым акцентом на геохимическом составе тонкозернистых пород. Классификация палеоклимата Н.М. Чумакова выдвинута в качестве наиболее объективной. Приведены геохимические критерии, по которым возможно реконструировать отдельные параметры, необходимые для ее применения. Так, относить различные толщи к продуктам выветривания питающих провинций в гумидном, аридном/семиаридном климате возможно не только с помощью модульных диаграмм Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис, но и при изучении геохимии титана. В дополнение недавно предложенное уравнение К. Дена с соавторами позволяет восстановить СГТ в области размыва материнских пород через величины CIA в мелководно-морских и дельтовых образованиях. Однако вычисление индекса CIA в отложениях, претерпевших литогенез, имеет ряд ограничений, многие из которых возможно преодолеть. Рассуждения подкреплены несколькими примерами рационального применения комплексного геохимического подхода к восстановлению характеристик климата в отношении верхнерифейских и верхневендских толщ, вмещающих красноцветные образования, нижневендских толщ, фиксирующих ледниковые и межледниковые события, и верхнедевонской полифациальной толщи с разнородным комплексом пород питающих провинций. **Вывод.** Реконструировать различные характеристики климата на палеоводосборах времени накопления тех или иных толщ с использованием литогеохимических характеристик глинистых пород можно только в том случае, когда выполнено их комплексное изучение, а исследователь принимает во внимание и учитывает многофакторность процессов, определяющих их состав.

Ключевые слова: методика палеоклиматических реконструкций, глинистые породы, петрогенные оксиды, климат на палеоводосборах, верхний девон, венд, верхний рифей, Средний Урал, Южный Урал

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темами государственного задания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6) и ГИН РАН (FMMG-2023-0004)

Paleoclimate reconstructions in source area by using mud rocks geochemical composition: modern approach, possibilities and constrains

Oleg Yu. Melnichuk¹, Andrey V. Maslov^{1,2}, Lyudmila V. Badida¹

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mails: melnichuk@igg.uran.ru; o.u.melnichuk@mail.ru

²Geological Institute, RAS, 7/1 Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia

Received 16.02.2025, accepted 02.04.2025

Research subject. Paleoclimate reconstructions in source area. **Aim.** To identify the possibilities and constrains of using a number of geochemical characteristics of mud rocks (CIA, RW index, modules and modular diagrams, etc.) when

Для цитирования: Мельничук О.Ю., Маслов А.В., Бадида Л.В. (2025) Реконструкция климата на палеоводосборах с использованием геохимических данных для тонкозернистых обломочных пород: современные подходы, возможности и ограничения. *Литосфера*, 25(4), 701-724. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-701-724>. EDN: VJCLKZ

For citation: Melnichuk O.Yu., Maslov A.V., Badida L.V. (2025) Paleoclimate reconstructions in source area by using mud rocks geochemical composition: modern approach, possibilities and constrains. *Lithosphere (Russia)*, 25(4), 701-724. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-701-724>. EDN: VJCLKZ

© О.Ю. Мельничук, А.В. Маслов, Л.В. Бадида, 2025

reconstructing data on the near-surface humidity and mean annual temperatures (MAT) for catchment areas of the geological past. *Key points.* The types of climate and paleoclimate classifications, features of paleoclimate reconstruction with a special emphasis on the geochemical composition of fine-grained rocks are considered. N.M. Chumakov's paleoclimate classification is put forward as the most objective. Geochemical criteria are given, according to which it's possible to reconstruct individual parameters necessary for its application. Thus, it is possible to classify various strata as weathering products of source rocks in a humid, arid/semiarid climate not only using the modular diagrams of Ya.E. Yudovich and M.P. Ketris, but also when studying the titanium geochemistry. In addition, the equation recently proposed by K. Deng et al. allows one to reconstruct the MAT in the area of source rock erosion using the CIA values in a shallow marine and deltaic sediments. However, calculating the CIA index in rocks has a number of constraints, many of which can be overcome. The discussion is supported by several examples of the rational application of the integrated geochemical approach to reconstructing the climate characteristics for Upper Riphean and Upper Vendian strata that bearing red beds, Lower Vendian strata recording glacial and interglacial events, and Upper Devonian formation with a heterogeneous complex of source rock and facies. *Conclusions.* It is possible to reconstruct various climate characteristics in paleocatchment area for certain strata using the geochemical characteristics of mud rocks only if they have been comprehensively studied and the researcher takes into account the multifactorial nature of the processes determining their composition.

Keywords: *paleoclimate reconstruction methods, mud rocks, major oxides, climate in the source area, Upper Devonian, Vendian, Upper Riphean, Middle Urals, Southern Urals*

Funding information

The studies were carried out in accordance with the theme of the state assignment of the IGG UB RAS (state registration No. 123011800013-6) and RAS Geological Institute (registration FMMG-2023-0004)

Acknowledgements

We are truly appreciate reviewers activity which made this article much more better.

ВВЕДЕНИЕ

Термин “климат”, как правило, имеет два значения (Алисов, Полтараус, 1974; Хромов, Петросянц, 2006; Кислов, Суркова, 2023). Первое подразумевает, что климат (региональный) – это комплексная физико-географическая характеристика местности, включающая свойственный ей многолетний статистически определяемый режим солнечной радиации, земного излучения, температуры воздуха и почвы, увлажнения и ветра. Под географической обстановкой в данном случае следует понимать не только положение местности (широта, долгота, высота над уровнем моря), но и характер земной поверхности. Второе определение расширяет рассматриваемый термин до планетарного масштаба, включающего изменения состояний системы “атмосфера–океан–суша–криосфера–биосфера”. При этом под климатологией понимается раздел метеорологии, в котором изучаются закономерности формирования климатов, их распределение по земному шару в настоящем и прошлом и прогнозируются изменения в будущем (Хромов, Петросянц, 2006). Последнее определение ясно дает понять, что древний климат, или палеоклимат, глобальный или региональный, является предметом изучения климатологии и делает такой термин, как “палеоклиматология” как будто несколько избыточным. Тем не менее он общепотребим и в основном используется при рассмотрении климата и климатических реконструкций в эпохи, предшествующие инструментальным измерениям (Bradley, 2015). В качестве “современ-

ного климата” – эталона, относительно которого следует рассматривать климатические изменения, согласно постановлению Всемирной метеорологической организации от 2015 г., нужно понимать набор статистических характеристик климатических переменных за 1981–2010 гг. (Кислов, Суркова, 2023), хотя для определенных целей, в том числе при палеоклиматических исследованиях, используются сведения о климате доиндустриальной эпохи (1850–1900 гг.). Последнее связано с тем, что деятельность человека в совокупности с естественными изменениями климата за последние ≈120 лет привела к изменению глобальной средней температуры земной поверхности и приземного слоя воздуха более чем на +1°C (см. различные оценки в (Gillett et al., 2021)), в частности на +1.5°C в 2023 г. по сравнению с доиндустриальным уровнем (Goessling et al., 2024).

В формировании климата Земли важнейшее значение имеет солнечная радиация, поставляющая свет и тепло и представляющая собой основную причину почти всех метеорологических явлений (Алисов, Полтараус, 1974). Годовые суммы и годовые вариации количества солнечной радиации на верхней границе земной атмосферы различны для географических широт ввиду сфероидальной формы, наличия магнитного поля и наклона оси вращения Земли к плоскости орбиты. Поступающее в атмосферу солнечное излучение в разной степени поглощается и отражается ею (в том числе облаками) и земной поверхностью. Важными характеристиками при этом являются теплопроводность земной

поверхности и ее альбедо – количественный параметр, определяющий отражающую способность. Например, исключительно высоким альбедо обладают снежный покров (80–90% – свежий снег, около 50% – давно лежащий) и гладкая водная поверхность (до 70% при высоком стоянии солнца), более низким – сухой песок (до 40%), почвы и растительный покров (10–30%), наименьшим – влажный чернозем и водная поверхность при низком стоянии солнца (Хромов, Петросянц, 2006).

Земная поверхность и атмосфера постоянно отдают тепло в космос и обмениваются им друг с другом (явление теплооборота), что, в свою очередь, находит отражение в процессах влагооборота и циркуляции атмосферы, протекающих в различных географических обстановках по-разному. Наглядным результатом взаимодействия этих процессов можно назвать формирование воздушных масс с различной температурой и влажностью – континентальных и морских, которые могут быть экваториальными (циркулируют в низких широтах, до 10°), тропическими (в широтах до 40°), полярными и арктическими/антарктическими (самые высокие широты) (Алисов, Полтараус, 1974; Кислов, Суркова, 2023), а также постоянных теплых и холодных течений Мирового океана.

ТИПЫ КЛАССИФИКАЦИЙ КЛИМАТА

Сочетание всех перечисленных феноменов проявляется в наличии климатических поясов, зональность которых осложнена областями с региональным климатом. Районирование разнообразия климатов Земли возможно только с использованием классификации – генетической, основанной на типизации причин климатообразования, или эмпирической, для которой исследователь выбирает меры с учетом наблюдаемых климатически зависимых явлений (Алисов, Полтараус, 1974; Хромов, Петросянц, 2006; Кислов, Суркова, 2023). Примечательно, что классификации второго вида среди немецкоговорящих климатологов принято называть фактическими (*Effektive Klimaklassifikation*). При их создании области с тем или иным климатом выделяются путем сравнения различных количественных признаков климата, например среднегодовой температуры и суммы осадков, относительно внешних признаков, на которые климат оказывает существенное влияние – растительный покров, тип почв и пр. В основном в таких классификациях во внимание принимается именно растительность (по сути они являются геоботаническими), так как она является гораздо менее инерционным компонентом ландшафта в сравнении с другими (Кислов, Суркова, 2023).

Увы, всесторонней генетической классификации климатов в настоящее время не существует (Кислов, Суркова, 2023). Одной из наиболее пол-

ных является классификация Б.П. Алисова, представленная впервые в журнале “Метеорология и гидрология” (1936) и позднее проработанная им в 50-х и 60-х гг. XX в. Она базируется на географических особенностях радиационного режима и циркуляции атмосферы в нижних слоях тропосферы. В этой классификации выделяются 7 типов климата (4 основных и 3 переходных/субтипа) в зависимости от широтной зональности. При этом тропический, субтропический и умеренный климат подразделяются на океанический, континентальный, муссонный (западных и восточных берегов) и горный подтипы. Экваториальный и субэкваториальный климаты – на 3 подтипа (океанический, континентальный и высокогорный), а субполярный и полярный – на 2 каждый – (суб)арктический и (суб)антарктический (Алисов, Полтараус, 1974). Главные типы названы по преобладающим в них в течение года воздушным массам, а переходные – в связи с сезонной сменой преобладающего типа воздушных масс. Среди других генетических классификаций климата можно отметить работу Г. Флона (Flohn, 1950), основа которой – преобладающий тип зонального ветра в нижней части тропосферы в той или иной области идеализированного континента (так называемая “климатическая свекла”). Ее более поздние модификации были построены только для континентальных (Kupfer, 1954) либо морских, и континентальных областей (Neef, 1956) и представляли собой карты.

Одной из наиболее популярных эмпирических или фактических классификаций является классификация В.П. Кеппена (Köppen, 1884, в переводе Volken, Brönnimann, 2011). В ее изначальном виде по средней температуре самого теплого месяца и, например, количеству месяцев с той или иной средней температурой выше порогового значения выделены климат тропических, субтропических, умеренных (с теплым/холодным летом, океанический), холодных поясов и полярный. Так, В.П. Кеппеном в указанной работе климат тропического пояса характеризовался средней температурой всех месяцев $>20^{\circ}\text{C}$ (т. е. был теплым в его понимании) и температурой самого теплого месяца $>30^{\circ}\text{C}$. Затем, в том числе при содействии Р. Гайгера, указанная классификация была усовершенствована: климатам были присвоены буквенные индексы, а детальность выделения подтипов возросла. Например, в работе 1936 г. выделяются тропический (А), сухой (В), теплый умеренный (С), снежный (D) и полярный (Е) типы климата и 13 подтипов.

В более позднем варианте классификации (Geiger, 1954) подтипы охарактеризованы наиболее полно. По температурному критерию выделены жаркий аридный, холодный аридный, с теплым, жарким, прохладным летом, резко континентальный, морозный полярный, тундровый подтипы климата, а по количеству осадков – пустынный,

степной, полностью гумидный, с сухой зимой либо летом, муссонный. Все многообразие подтипов (около 30) достигается сочетанием характеристик. Например, Cwb – умеренный теплый климат (C) с сухими зимами (w) и теплым летом (b). Последующие модификации этой классификации в основном переопределяют количественные критерии для выделения типов и подтипов, а также используют более современные (с большим разрешением) навигационные сети для построения карт. Так, в модификации (Peel et al., 2007) учитываются среднегодовая температура, среднегодовая сумма осадков, температура самого теплого/холодного месяца, количество осадков самого сухого/влажного зимнего либо летнего месяца.

Среди других многочисленных эмпирических классификаций отметим лишь некоторые. Так, классификация природных зон А.А. Григорьева и М.И. Будыко (1959) разделяет наземные экосистемы 22 географических зон по степени увлажнения и показателю радиационного баланса (разница между поглощенной земной поверхностью радиацией и ее эффективным излучением). Ландшафтно-ботаническая классификация Л.С. Берга (1938) основана на его более ранней классификации ландшафтно-географических зон суши. В ней выделяются два крупных класса: климаты низин (11 типов) – океанов и суши, климаты возвышенностей – нагорий и плато (6 типов), горных систем и отдельных гор. В этой классификации в отличие от классификации Кеппена – Гайгера строго разграничены широтная и высотная климатические зональности. И, наконец, классификационная система растительности (древесной и травяной) по функциональному типу (ФТР) и приуроченности к тому или иному климатическому поясу (один из примеров см. в работе (Plant..., 1997)), которая нередко лежит в основе других, более сложных моделей. Все перечисленные эмпирические классификации имеют один недостаток, верно подмеченный Б.П. Алисовым: “Нельзя при выделении климатических областей руководствоваться исключительно ландшафтными признаками, объединяя по геоботаническим показателям территории с различным режимом инсоляции и циркуляции атмосферы. Например, не во всех случаях ландшафт тундры свидетельствует о преобладании арктических масс воздуха или наличие влажных тропических лесов – об экваториальном типе климата” (Алисов, Полтораус, 1974, с. 231).

ОСОБЕННОСТИ КЛАССИФИКАЦИИ ПАЛЕОКЛИМАТОВ И РЕКОНСТРУКЦИИ ИХ ПАРАМЕТРОВ

Для реконструкции палеоклимата геологи в отличие от метеорологов не могут использовать специальные инструменты для измерения темпера-

туры, давления, влажности воздуха, силы ветра и количества осадков, а также применять генетические классификации климата, в связи с чем может показаться, что реконструкция климата прошлых эпох если не невозможна, то затруднительна. Однако, как справедливо отмечено в монографии А.В. Гольберта, “...климаты геологического прошлого, в том числе весьма отдаленного, принципиально познаваемы, а проблема палеоклиматических реконструкций вполне реальна...” (1987, с. 14). К такому выводу А.В. Гольберт приходит, планомерно показывая читателю, в том числе с использованием принципа актуализма, что палеоклиматические исследования возможны по двум причинам. Первая – влияние климата и его изменения отражаются в составе горных пород и ископаемых организмов единообразно и адекватно. Вторая – древние и современные типы выветривания и осадконакопления, а также таксоны или ценозы древних флор и фаун можно если не отождествлять, то сравнивать с их современными аналогами.

Ввиду повсеместного влияния климата на процессы, происходящие и происходившие на земной поверхности, существует значительное количество индикаторов, по которым можно диагностировать палеоклимат и палеоклиматические изменения (Страхов, 1960а, 1960б, 1962; Алисов, Полтораус, 1974; Сеницын, 1980; Методы..., 1985; Ясаманов, 1985; Гольберт, 1987; Климат..., 2004; Хромов, Петросянц 2006; Bradley, 2015; Paleoclimatology, 2021). Следует отметить литологические индикаторы (Страхов, 1960а, 1960б, 1962; Boucot et al., 2013; и др.): минералы и отложения-маркеры определенных типов климата, а также характерные для разных типов климата диагенетические преобразования осадков и совокупности отложений в ранге формаций. Геохимические (s. lato) (подробнее см. обзоры (Duzgoren-Aydin et al., 2002; Маслов и др., 2003; Юдович, Кетрис, 2011; Tabor, Myers, 2015; Molén, 2024)) включают в себя литохимические (как правило, для состава глинистых пород и палеопочв), изотопно-геохимические (изотопы C, O, Li) и микроэлементные индикаторы. При реконструкции палеоклиматов с использованием палеонтологических индикаторов проводится изучение как танатоценозов, так и отдельных ископаемых таксонов, в том числе их морфологических (например, те же указанные ранее ФТР) и экологических особенностей (подробнее см. (Методы..., 1985; Янин, 2009)). Наилучшими, на наш взгляд, следует признать такие реконструкции, при которых применяется комплексный подход.

Пример использования климатически чувствительных отложений в сочетании с палеогеографическими реконструкциями представлен в атласе климатов фанерозойского времени А.Дж. Буко с соавторами (Boucot et al., 2013). Тропический и субтропический климат выделяется ими по нали-

чению в разрезах углей, бокситов, каолинита, латеритов и оолитовых железных руд; теплый умеренный – по сочетанию углей и каолинита; прохладный умеренный – только углей и ледниковых отложений, холодный – только ледниковых отложений, аридный – по преобладанию эвапоритов и калькредов. Среди классификаций современного климата при реконструкциях возможно использовать распределение ассоциаций ФТР или особенности морфологии отдельных органов растений, например сохранившихся листьев, как это сделано в программе CLAMP (обзор см. (Spicer et al., 2021)), а также классификацию Кеппена – Гайгера (Yu et al., 2023). Однако ее применение становится все более неудобным, а количество выделяемых подтипов климата редуцируется в связи с тем, что далеко не все их характеристики возможно вычлениить при изучении древних образований. Такая проблема в целом характерна для палеоклиматических индикаторов, поскольку при анализе все более древних отложений часть из них исчезает из летописи либо теряет значимость. Наглядно (пусть и несколько грубо) это можно продемонстрировать на примере специальной литературы, посвященной палеоклиматическим реконструкциям определенного времени. Так, для реконструкции палеоклимата четвертичного периода Р.С. Брэдли (Bradley, 2015) приводит в качестве инструментов данные, полученные с помощью изучения ледового ядра Гренландии и Антарктики, донных океанических, лессовых и озерных отложений, спелеотем, биоценозов либо исследования отдельных групп фоссилий (спор и пыльцы, остатков насекомых, фауны и флоры, в том числе древесных колец). В свою очередь, при рассмотрении протерозойского палеоклимата в обзорной работе (Young, Williams, 2020) в основном обозначены литологические и геохимические индикаторы – ледниковые и эоловые отложения, эвапориты, примитивные палеопочвы, индексы химического выветривания.

Логичным упрощением классификации Кеппена – Гайгера, применимым к древним отложениям, нам видится классификация Л. Чжана с коллегами (Zhang et al., 2016), представляющая собой модификацию схемы из работы (Peel et al., 2007). Благодаря использованию статистических методов, количество характеристик палеоклимата в ней сведено к четырем. Например, авторы отмечают сильную прямую корреляцию между минимальной температурой самого холодного месяца и СГТ у земной поверхности, максимальной температурой самого теплого месяца и средней температурой самых теплых месяцев (СТТМ). По такому параметру, как СГТ, климаты разделены на тропический (тип А, $СГТ \geq 23^{\circ}C$), умеренный (тип С, $9 \leq СГТ < 23^{\circ}C$), континентальный (D, $-10 \leq СГТ < +9^{\circ}C$) и полярный (E, $СГТ < -10^{\circ}C$). Климаты дождевых лесов (Af/Am) и саванн (As/Aw) различаются ве-

личинами среднегодовой суммы осадков (СГСО) – более 1.8 м и менее этой отметки соответственно. Умеренный и континентальный климаты подразделены по параметру СТТМ, при значениях которого $\geq 21^{\circ}C$ климату присваивается литера а, от 15 до 21 – b, менее $15^{\circ}C$ – литера с. Таким образом, можно говорить о гумидном субтропическом (Ca), приморском умеренном (Cb) и субарктическом (Cc), континентальном с жарким (Da) либо теплым (Db) летом и континентальном субарктическом (Dc) климатах. Для отечественного исследователя такая типизация будет несколько странной, поскольку субтропический и субарктический климаты в классификации Б.П. Алисова обособлены. В дополнение нужно иметь в виду, что область развития континентального климата с теплым летом (Db) во многом пересекается с областью умеренного климата Северного полушария. Для подразделения климатов аридного типа (B) в классификации Л. Чжана с соавторами используются значения индекса аридности Кеппена ($AI_{K\ddot{o}ppen} = СГСО / (СГТ + 33)$) (Köppen, 1923)). Для типа B в целом характерны значения $AI_{K\ddot{o}ppen} < 10.4$, степного подтипа (BS) $5.7 \leq AI_{K\ddot{o}ppen} < 10.4$, пустынного подтипа (BW) $AI_{K\ddot{o}ppen} < 5.7$. По величине СГТ каждый из них может быть охарактеризован как теплый (h, $СГТ \geq 18^{\circ}C$) либо холодный (k, $СГТ < 18^{\circ}C$).

Следует подчеркнуть, что при использовании классификации (Zhang et al., 2016) мы можем говорить лишь о том, что некий палеоклимат был похож на современный или сопоставим с ним, однако, как справедливо отмечено Н.М. Чумаковым (2004), при рассмотрении палеоклиматов (в частности мезозоя) не всегда климатическая зональность на Земле по широтным характеристикам была сопоставима с ныне существующей, в связи с чем названным автором предлагается характеризовать палеоклиматы, применяя однозначные термины. По палеоширотному положению: высокоширотный – от 90 до 60° палеошироты, среднеширотный – от 60 до 30° , низкоширотный – от 0 до 30° ; по степени увлажнения – гумидный, аридный и семиаридный; по величинам СГТ – холодный или ледниковый (при наличии значительных ледниковых покровов или многолетней мерзлоты) с $СГТ < 0^{\circ}C$, умеренно-холодный ($0-5$), умеренный ($5-10$), умеренно-теплый ($10-15$), теплый ($15-20$) и жаркий ($>20^{\circ}C$). Несмотря на искусственное деление по СГТ, нижняя граница жаркого климата здесь примерно соответствует таковой тропического и теплого аридного по (Zhang et al., 2016); холодный и умеренно-холодный климат приблизительно отвечает континентальному, а умеренно-теплый и теплый – умеренному по (Zhang et al., 2016). Возможно ли сочетание этих классификаций либо уточнение температурных меронов в классификации (Чумаков, 2004) – вопрос будущего.

Все четыре перечисленных параметра (СГТ, СГСО, СТТМ, $AI_{K\ddot{o}ppen}$) можно установить при

изучении ископаемых растительных остатков и использовании программы CLAMP, а при рассмотрении особенностей строения и геохимии палеопочв – только три (за исключением СТТМ) (Tabor, Myers, 2015). Впрочем, при отсутствии каких-либо параметров или проблем с их вычислением всегда можно обратиться к рассмотрению породных ассоциаций, вмещающих почвы либо растительные остатки. Тем не менее может возникнуть вопрос: как быть, если в изучаемом разрезе/регионе преобладают, что бывает часто, морские отложения, а их континентальных аналогов нет или они не обнажены? Не так давно появился ответ и на этот вопрос применительно к геохимии дельтовых и эстуариевых, а если принимать во внимание особенности накопления и перераспределения речных наносов в литоральные, сублиторальные и более глубоководные части конечного бассейна (см., например: Маслов, Мельничук, 2023, с. 71), то его можно распространить и на геохимию морских глинистых отложений.

В статье К. Дена с соавторами (Deng et al., 2022) приведено уравнение, описывающее зависимость величин химического индекса изменения (CIA) и СГТ, однако перед его рассмотрением следует пояснить, чем ценна указанная работа и каким незаурядным путем авторы пришли к такому результату. Используемая авторами при подготовке названной работы база данных включала содержание петрогенных оксидов для тонкозернистых отложений (взвесь и алевроито-глинистая фракция донных наносов) современных рек шести континентов – суммарно более 3.8 тыс. проб. Для всех проб были вначале определены показатели интенсивности силикатного выветривания – CIA (Nesbitt, Young, 1982) и индекс выветривания Паркера (WIP (Parker, 1970)). Затем при помощи различных баз данных, привязанных к глобальной навигационной сети, были рассчитаны актуальные для каждой пробы характеристики водосборных площадей (за исключением крупных речных сетей, которые несут смешанный сигнал), областей петрофонда и почвенных профилей, а также климатические характеристики. После этого для величин CIA и WIP, а также для 20 факторов окружающей среды, разбитых на четыре группы – климатические, геоморфологические, литологические и покровные, вычислены корреляционные связи: для большинства из них они оказались слабыми, в том числе между величинами CIA и СГСО. Главный акцент в работе (Deng et al., 2022) сделан на том, что в глобальном масштабе влияние СГТ на величину CIA является вполне очевидным, так как $r_{\text{СГТ-CIA}} = 0.60$. Более того, при температурах 0–30°C выявлена зависимость между величинами СГТ и CIA дельтовых отложений, которая выражается уравнением:

$$\text{CIA} = 1.02\text{СГТ} + 59.23, \quad (1)$$

где CIA рассчитывается как соотношение мольных долей оксидов – $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, а CaO^* , в свою очередь, является мольной долей оксида кальция в силикатной матрице отложений (Nesbitt, Young, 1982).

Указанное уравнение было проверено (Deng et al., 2022) при вычислении глобального среднего CIA. Полученный результат (73.5) оказался близок к предыдущим оценкам (см., например: McLennan, 1993). При реконструкции палеотемператур для четвертичных, неогеновых, палеогеновых и даже пограничных пермь-триасовых отложений, фиксирующих яркие климатические события, уравнение (1) также показало хороший результат (расхождение с другими индикаторами составило <1–3°C), что позволяет нам выразить формулу (1) следующим образом:

$$\text{СГТ} = (\text{CIA} - 59.23)/1.02 \pm 1-3^\circ\text{C}. \quad (2)$$

Иными словами, авторы достигли позитивных результатов и небольшой погрешности при работе с ископаемыми осадочными архивами, а это, в свою очередь, способствовало оптимистичной оценке потенциала выведенного ими уравнения при палеорекострукциях, в том числе для более древних образований (сотни миллионов и миллиарды лет), в особенности тех, что не вмещают органические остатки.

Восстановление другого параметра, необходимого для использования классификаций (Чумаков, 2004; Zhang et al., 2016), – типа увлажнения, существовавшего в области древних водосборов, – также возможно, например, с применением геохимических индикаторов, описанных в публикациях (Юдович, Кетрис, 2000; 2011; Юдович и др., 2018). Я.Э. Юдович с соавторами отмечают, что для гумидных глинистых толщ типичны: 1) наличие в образцах каолинита, выражающееся в локализации фигуративных точек образцов в полях I и II диаграммы НКМ–ФМ $((\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2)$, и сопряженная с его присутствием повышенная титановитность; 2) положительная корреляция TiO_2 с Al_2O_3 и отрицательная корреляция между TiO_2 и SiO_2 или TiO_2 и Na_2O , более выраженные в модулях НКМ и АМ $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ ввиду накопления титана именно в глинистой части пород. Для аридных (и семиаридных) глинистых толщ нередко характерно накопление калия в форме полевых шпатов (ПШ), ввиду чего могут наблюдаться необычные корреляции, например отрицательная взаимосвязь TiO_2 с K_2O . Кроме того, аттестация отложений в качестве гидролизатов ($\text{ГМ} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MnO})/\text{SiO}_2 > 0.55$) и/или красноцветность в сочетании с высокими значениями K_2O (> 5–6 мас. %) указывает на аридное выветривание (а с пониженной общей щелочностью – наоборот). Для диагностики существенного количества калиевых ПШ (КПШ) в образцах

могут быть полезны диаграммы Al_2O_3 – K_2O и K/Al – K/Rb (van de Kamp, 2016).

ОГРАНИЧЕНИЯ ПРИ РАБОТЕ С ИНДЕКСОМ ХИМИЧЕСКОГО ИЗМЕНЕНИЯ И ПУТИ ИХ ВОЗМОЖНОГО ПРЕОДОЛЕНИЯ

В работе (Deng et al., 2022) сформулирован и ряд ограничений/требований к образцам силикокластических отложений (и разрезам), используемым для реконструкции СГТ прошлых эпох. Во-первых, для снижения эффекта минералогической дифференциации авторы рекомендуют изучать только глинистые и алевроитовые образования, так как величины CIA для более грубозернистых осадков/пород приближены к CIA петрофонда (Nesbitt et al., 1997). Мы в своих работах (Маслов и др., 2024; Мельничук, Маслов, 2025а, б; Мельничук, Бадида, 2026) при составлении баз данных и соответственно в примерах, приводимых далее, опираемся на литохимические критерии, обозначенные Я.Э. Юдовичем с соавторами (2020) для глинистых пород, т. е., по сути, производим более строгий отбор. Тонкозернистые обломочные/глинистые породы в наших выборках отличаются содержаниями $SiO_2 < 65$ – 67 мас. %, $Al_2O_3 > 15$ мас. % и, главное, значениями ГМ > 0.30 . И только для величины Na_2O/K_2O (ЩМ, щелочной модуль) мы иногда использовали более “мягкий”, нежели в публикации (Юдович и др., 2020), критерий – глинистыми породами считали образования не с ЩМ < 0.50 , а с ЩМ $< 1.0 \pm 0.1$ (Юдович, Кетрис, 2000). Вполне естественно, что исследуемые образования по возможности должны отвечать глинистым породам и по минеральному составу (по результатам рентгеноструктурного и термического анализа), и, что называется, “на глаз”. Следует подчеркнуть, что по этой причине количество образцов, отобранных из гляциальных отложений, в любой рассматриваемой выборке может закономерно уменьшиться, так как, например, матрикс тиллитов зачастую не удовлетворяет перечисленным ограничениям по гранулометрическому составу и соответствующим геохимическим характеристикам.

Во-вторых, вариация состава петрофонда для исследуемого разреза (-ов) должна быть минимальна, что следует продемонстрировать с использованием независимых показателей (например, индикаторов, основанных на соотношении малоподвижных редких и рассеянных элементов). Лучше всего, если влияние этого фактора на величины CIA не будет меняться во времени для исследуемого разреза (-ов). Мы рекомендуем обращать внимание на положение точек состава глинистых пород на диаграммах Zr/Sc – Th/Sc (McLennan et al., 1993), Th/Sc – Cr/Th (Condie, Wronkiewicz, 1990) и $Hf-La/Th$ (Floyd, Leveridge, 1987), а также $V-Ni-Th \times 10$ (Bracciali et al., 2007). Однако в последнем случае

важно иметь в виду, что смещение фигуративных точек к вершине V возможно не только в результате вариации петрофонда, но и в ходе обогащения глинистых отложений V при их накоплении в бескислородных обстановках (Algeo, Li, 2020).

Рециклированная компонента в составе тонкозернистых пород выражается в их обогащении Hf и Zr, которое можно выявить при использовании диаграмм $Hf-La/Th$ (Floyd, Leveridge, 1987) и Zr/Sc – Th/Sc (McLennan et al., 1993). Следует принимать во внимание, что для толщ, сложенных материалом первого цикла седиментации, характерно сохранение зависимостей, типичных для магматических пород петрофонда: положительной корреляции между титанистостью ($TM = TiO_2/Al_2O_3$) и желези-стостью ($ЖМ = (Fe_2O_{3\text{общ}} + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$) и отрицательной корреляции между общей нормированной щелочностью и гидролизатностью (Юдович, Кетрис, 2000), тогда как в противном случае такие корреляционные связи будут нарушены.

При рассмотрении образований – продуктов разрушения смешанного по составу петрофонда наглядным показателем наличия в них основной вулкан- либо пирокластике и продуктов ее преобразования (Fe- и Mg-содержащих минералов) являются концентрации $MgO > 3$ мас. % (Юдович, Кетрис, 2000), не находящие позитивной корреляции с CaO. Искажение величины CIA в таких образцах возможно как с занижением (Babechuk et al., 2014), так и с завышением. Также возможно смещение фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород на диаграмме $A-CN-K$ (Al_2O_3 – $CaO^* + Na_2O$ – K_2O) (Fedo et al., 1995) влево (в сторону трендов выветривания основных и средних пород). Завышение величин CIA в основном наблюдается при наличии в составе глинистых пород хлорита, величины CIA для которого равна 100.

В-третьих, исследуемые отложения должны охватывать временной интервал минимум в тысячи – десятки тысяч лет, так как именно столько времени необходимо для ощутимого влияния изменений СГТ на интенсивность выветривания. Удовлетворить это требование, как правило, легко при изучении ископаемых отложений, поскольку один образец, представляющий условный сантиметр разреза, с учетом средних скоростей накопления осадков и коэффициента уплотнения глинистых образований может охватывать временной промежуток порядка 3 тыс. лет (см., например: Algeo, Li, 2020).

При изучении ископаемых глинистых пород существует еще как минимум две проблемы, которые необходимо решить перед тем, как использовать уравнение из работы (Deng et al., 2022). Первая связана с вычислением мольной доли CaO^* , а вторая – с постседиментационными изменениями, в частности с необходимостью учесть влияние обогащения пород калием в ходе литогенеза (так называемый калиевый метасоматоз (Fedo et al., 1995)), ес-

ли таковое предполагается или доказано по результатам исследования минерального состава. Яркий пример – преобразование каолинита в иллит путем присоединения катионов калия.

Первая проблема решается с использованием методики, обозначенной в (McLennan, 1993), где CaO^* присваивается минимальное из двух значений – $(\text{CaO} - 10/3 \times \text{P}_2\text{O}_5)$ или Na_2O . Либо, если исследуемые породы изучены при помощи рентгеноструктурного (или силикатного) и термического анализа – снижением мольной доли CaO путем вычитания $10/3$ мольных долей P_2O_5 (кальций в фосфатах), мольной доли CO_2 (кальций в кальците), половины мольной доли CO_2 (кальций в доломите) и 0.4 мольной доли SO_3 (кальций в сульфатах) (Babechuk et al., 2014; Gwizd et al., 2022).

При решении второй проблемы необходимо построить треугольную диаграмму $\text{A} - \text{CN} - \text{K}$ и нанести на нее фигуративные точки образцов из предполагаемого источника сноса либо близкого к нему состава (например, гранит, андезит или известково-щелочной базальт (Condie, 1993)), линию предполагаемого (Nesbitt, Young, 1984) либо фактического тренда выветривания. Последний для кислых пород (гранита и гранодиорита, выветривавшихся в умеренном климате) представлены в работе (Meunier et al., 2013). Затем следует соединить каждую фигуративную точку, отклоняющуюся от тренда выветривания вниз и/или вправо с вершиной K и спроецировать на тренд выветривания, а затем на ось $\text{A} - \text{CN}$, получив скорректированную величину CIA ($\text{CIA}_{\text{корр}}$). При использовании предполагаемого тренда выветривания (Nesbitt, Young, 1984) можно опираться на методику, описанную в работе (Panahi et al., 2000).

Однако если для исследуемых образований предполагается/доказана только, например, трансформация смектита в иллит через вермикулит и смешанослойные фазы, то в обозначенной процедуре нет особой необходимости (Fedó et al., 1995). Всегда важно помнить, что возможна и обратная трансформация. В таких случаях фигуративные точки тонкозернистых обломочных/глинистых образований в основном смещаются вдоль/субгоризонтально стороне $\text{CN} - \text{K}$ треугольной диаграммы и величина CIA при этом не изменяется или изменяется незначительно. Связано это с тем, что в ходе аградации происходит замена ионов Na , Mg , Fe , Si в пакетах кристаллической решетки глинистых минералов на ионы K и отчасти Al либо, в случае деградации, наоборот (см., например: Япаскерт, 2008, гл. 5).

Ряд этих многочисленных условностей, как нам представляется, можно было бы избежать, используя в оригинальной работе (Deng et al., 2022) не CIA , а более современный, так называемый “надежный” RW -индекс выветривания (Cho, Ohta, 2022) либо такой индикатор, как $\ln(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$ (Lipp et al., 2020). Авторами работы (Cho, Ohta, 2022) со-

ставлена база данных, включающая стандартизированные образцы и усредненные составы основных, средних и кислых магматических пород (порядка 100 фигуративных точек на каждый тип), а также образцы (всего 273 шт.) по профилям выветривания такого рода пород. К этой базе данных они применяли метод независимых компонент в сочетании с изометрическим преобразованием на основе логарифмических соотношений (isometric logratio (ilr) transformation). В итоге названными авторами были получены две независимые компоненты, одна из которых отвечала степени выветрелости пород, а другая характеризовала вариацию петрофонда. Для представления результатов исследования в виде треугольной диаграммы $\text{Mafic} - \text{Felsic} - \text{RW}$ эти компоненты были инвертированы путем вычисления экспонент. Последнее и обуславливает громоздкость формулы RW -индекса:

$$\text{RW} = \exp(\text{rw}) / (\exp(m) + \exp(f) + \exp(\text{rw})) \times 100, (3)$$

где $m = 0.051 \times \ln(\text{TiO}_2) - 0.120 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.018 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}) + 0.33 \times \ln(\text{MgO}) + 0.193 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) - 0.392 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) + 0.330$, $f = -0.204 \times \ln(\text{TiO}_2) - 0.0002 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) - 0.166 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}) - 0.177 \times \ln(\text{MgO}) + 0.311 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.236 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) + 0.176$, $\text{RW} = 0.152 \times \ln(\text{TiO}_2) + 0.198 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.148 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}) - 0.152 \times \ln(\text{MgO}) - 0.503 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.156 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) - 0.506$. Значение каждого петрогенного оксида в формулах рассчитывается как доля от $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, умноженная на 100. За деталями вычислений мы рекомендуем обратиться в Supplementary S2 к (Cho, Ohta, 2022). В этом же приложении представлен удобный шаблон для расчетов, в котором автоматически вычисляется как сам RW -индекс, так и две другие компоненты – M (mafic apex) и F (felsic apex), необходимые для построения треугольной диаграммы.

RW -индекс еще нуждается в тестировании и, возможно, доработке, в том числе с помощью массива данных по осадочным породам, но даже сейчас он представляет особый интерес, так как предполагается (Cho, Ohta, 2022), что его использование лишено ряда неудобств, присущих CIA : на его величину не влияют вариации состава пород петрофонда, концентраций CaO и P_2O_5 , а при расчетах нет необходимости вычислять мольные доли. Также применение RW -индекса возможно для решения второй из обозначенных проблем (вариация состава петрофонда).

Использование величины $\ln(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O})$, на наш взгляд, сделало бы предполагаемую (при ее наличии) зависимость $\ln(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}) - \text{CГТ}$ применимой для расчета палеотемператур при работе с тонкозернистыми образованиями смешанного состава (“бажениитами”, доманикитами, “оскобитами” и пр.). Однако исследований в этом направлении пока нет.

Перед рассмотрением различных примеров из практики подчеркнем, что помимо оптимизма и ограничений в работе (Deng et al., 2022) есть место и вполне уместному пессимизму, выраженному в предложении рассматривать только относительные изменения значений CIA (ΔCIA) и CGT ($\Delta CGT = \Delta CIA/1.02$), так как влияние региональных геологических особенностей и искажение в расчете палеотемператур, является более или менее постоянным для одной осадочной последовательности.

ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РАССМОТРЕННОЙ КОМПЛЕКСНОЙ МЕТОДИКИ

Верхнерифейские и верхневендские красноцветные образования палеоклиматов с различным увлажнением. В качестве примеров подобного рода образований нами выбраны два объекта. Первый – красноцветные тонкозернистые обломочные/глинистые породы из бирьянской (RF_3zl_1) и бедерышинской (RF_3zl_4) подсвит зильмердакской свиты Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Второй – верхневендские (верхняя часть редкинско-и нижняя часть котлинско-го региогоризонтов (Гражданкин и др., 2010)) аргиллиты крутихинской (V_2ck_6) и кобылоостровской (V_2ck_7) подсвит чернокаменской свиты сыльвицкой серии, обнажающейся на западном склоне Среднего Урала (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий). Не все образцы чернокаменской свиты отобраны из красноцветных интервалов, однако нет оснований полагать, что образцы, взятые из зеленоцветных пачек, не имели до постседиментационных преобразований схожих окрасок (Гражданкин и др., 2010). В дополнение нет никаких существенных различий между ними, а также красно- и сероцветными аргиллитами тех же толщ верхнего венда и в геохимическом отношении (Маслов, 2020).

Общим для рассматриваемых верхневендских и верхнерифейских толщ является накопление в результате размыва в основном кислых пород (Гражданкин и др., 2010; Маслов, 2022), в связи с чем при корректировке величин CIA на диаграмме A–CN–K нами были выбраны тренды (Meunier, 1980; White et al., 2002), представленные в работе (Meunier et al., 2013), а также для наглядности на указанную диаграмму нанесены средние составы протерозойских гранитов и кислых магматических пород по (Condie, 1993). Степень постседиментационных изменений оценивается как позднекатагенетическая (Анфимов, 1997; Гражданкин и др., 2010). Некоторые различия рассматриваемых толщ заключаются в их фациальной природе. Так, тонкозернистые обломочные/глинистые образования в составе бирьянской подсвиты накапливались в основном

в дельтовых (приустьевых частях) и литоральных (периодически заливавшихся и осушавшихся отменях) обстановках, тогда как более удаленные от побережья сублиторальные обстановки с низкой гидродинамической активностью среды имели подчиненное значение (Маслов, 1988). Применительно к бедерышинской подсвите накопление тонкой алюмосиликокластики предполагается в литоральных (полуизолированных частях побережья) и более удаленных от побережья мелководно-морских обстановках (дистальных и медиальных частях сублиторали) (Маслов, 1988). Аргиллиты крутихинской подсвиты отвечают фациям дистальной части дельтовой равнины (осушавшейся, но и испытывавшей воздействие волнений), кобылоостровской подсвиты – подводных илистых равнин сублиторали (Гражданкин и др., 2010). Более существенные различия, на наш взгляд, связаны со степенью увлажнения на палеоводосборах во время формирования рассматриваемых толщ зильмердакской и чернокаменской свит.

Основные геохимические характеристики объектов 1 и 2 приведены в табл. 1. При этом заметно, что большинство образцов бирьянской и бедерышинской подсвит по сравнению с таковыми верхневендских толщ, вмещающих красноцветы, обогащены калием ($K_2O > 5$ мас. %), что также отражается в положении их фигуративных точек на диаграммах НКМ–ФМ (Юдович, Кетрис, 2000) и Al_2O_3 – K_2O (van de Kamp, 2016) (рис. 1): они, как правило, отклоняются от линии $K/Al = 0.28$ (линия мусковита) вверх и в сторону линии $K/Al = 0.8$ (линия КППШ), обладают величиной НКМ > 0.4 и попадают в поле глинистых пород, содержащих тонкорастертый ПШ. Некоторые из глинистых пород зильмердакской свиты являются гидролизатами с величинами ГМ > 0.55 . При этом какие-либо геохимически значимые корреляционные связи между концентрациями оксида титана и других оксидов, а также модулей, характерные для образований гумидного климата (см. ранее), для них не обнаружены. Все это позволяет предполагать, что климат на водосборах во время накопления указанных подсвит зильмердакской свиты, скорее всего, был семиаридным/аридным, нежели иным. Это предположение, в свою очередь, находит отражение в строении и литохимических особенностях примитивных палеопочв, которые вмещают названные толщ (Маслов и др., 2013).

Аргиллиты крутихинской и кобылоостровской подсвит (объект 2) концентрируются в области пересечения двух полей – многокомпонентной смеси “хлорит + смектит + иллит” (V) и поля VI (глинистых пород, в основном иллитов с примесью тонкорастертого ПШ) – либо попадают в поле V близко к полю VI (см. рис. 1б). В случае кобылоостровской подсвиты можно предполагать накопление титана именно в глинистой составляющей, при отсутствии

Таблица 1. Описательные статистические характеристики основных породообразующих оксидов и некоторых индикаторных соотношений, а также корреляционные связи между породообразующими оксидами и/или их модульными соотношениями для глинистых пород верхнего рифея западного склона Южного Урала и верхнего венда западного склона Среднего Урала

Table 1. Descriptive statistical characteristics for major oxides and some indicator ratios, plus some correlations between major oxides and/or their ratios for the Upper Riphean and Vendian mudrocks in the Southern and Middle Urals eastern slope accordingly

Компонент, индикатор, корреляционная пара оксидов	Подсвита			
	Бирьянская	Бедерышинская	Крутихинская	Кобылоостровская
SiO ₂ , мас. %	51.6–65.9 (59.0)	56.9–63.8 (59.5)	56.4–63.1 (59.8)	59.5–65.1 (61.0)
TiO ₂	0.35–0.90 (0.69)	0.67–0.90 (0.82)	0.85–0.98 (0.91)	0.76–0.92 (0.90)
Al ₂ O ₃	15.0–26.3 (17.6)	15.0–17.7 (16.6)	16.4–18.4 (17.1)	15.2–17.0 (16.7)
Fe ₂ O ₃ _{общ}	4.71–8.69 (6.77)	3.98–8.41 (5.43)	6.26–10.9 (8.05)	6.66–8.16 (7.52)
MnO	0.01–0.29 (0.02)	0.00–0.10 (0.01)	0.03–0.04 (0.05)	0.06–0.20 (0.06)
MgO	1.29–3.57 (2.38)	1.98–4.25 (3.56)	1.77–2.56 (2.11)	1.94–2.46 (2.28)
CaO	0.07–1.35 (0.21)	0.74–1.14 (0.97)	0.17–0.57 (0.42)	0.33–0.44 (0.39)
Na ₂ O	0.08–1.08 (0.15)	0.71–1.09 (0.96)	0.60–1.80 (1.39)	1.15–2.00 (1.95)
K ₂ O	5.84–9.93 (7.92)	4.45–9.89 (6.65)	3.19–5.26 (4.30)	3.16–4.30 (3.98)
P ₂ O ₅	0.03–0.38 (0.16)	0.13–0.43 (0.20)	0.08–0.34 (0.16)	0.14–0.17 (0.15)
П. п. п.	2.50–5.75 (3.93)	3.30–4.68 (4.40)	4.30–6.70 (5.40)	3.30–4.90 (4.40)
Na ₂ O + K ₂ O	5.98–11.0 (8.07)	5.35–10.7 (7.64)	4.74–6.26 (5.60)	5.10–6.20 (5.57)
АМ, д. ед.	0.23–0.51 (0.30)	0.24–0.30 (0.27)	0.27–0.32 (0.29)	0.23–0.28 (0.27)
ГМ	0.33–0.62 (0.43)	0.33–0.44 (0.40)	0.38–0.52 (0.44)	0.35–0.44 (0.41)
ФМ	0.11–0.21 (0.16)	0.12–0.21 (0.16)	0.13–0.23 (0.18)	0.13–0.18 (0.16)
ТМ	0.02–0.05 (0.04)	0.04–0.06 (0.05)	0.05–0.06 (0.05)	0.05–0.05 (0.05)
ЖМ	0.18–0.50 (0.36)	0.22–0.50 (0.31)	0.34–0.63 (0.46)	0.42–0.46 (0.44)
НКМ	0.32–0.60 (0.46)	0.33–0.63 (0.48)	0.27–0.39 (0.33)	0.30–0.37 (0.35)
ЩМ	0.01–0.11 (0.02)	0.08–0.20 (0.15)	0.11–0.50 (0.33)	0.29–0.64 (0.47)
CIA	59–74 (66)	56–69 (61)	67–74 (71)	67–72 (68)
CIA _{корр}	69–86 (84)	67–72 (70)	67–77 (72)	67–72 (68)
CIA _{корр} по КПШ	69–83 (80)	63–71 (65)	–	–
TiO ₂ –SiO ₂	–0.31	–0.11	–0.34	–0.97
TiO ₂ –Al ₂ O ₃	0.27	–0.11	0.33	0.93
TiO ₂ –Na ₂ O	0.03	0.22	0.53	–0.22
TiO ₂ –K ₂ O	0.26	0.58	0.34	0.98
TiO ₂ –НКМ	–0.06	0.61	–0.20	0.24
TiO ₂ –АМ	0.29	–0.02	0.42	0.95
Количество проб	24	8	30	4

Примечание. Для петрогенных оксидов и индикаторных отношений значения приведены в форме “минимальное–максимальное (медианное)”. П. п. п. – потери при прокаливании. Здесь и в табл. 3, 4 для корреляционных связей полужирным отмечены геохимически значимые (Юдович и др., 2018) корреляционные связи ($r \geq r_{0.05}$). Прочерк – значения отсутствуют либо не вычислялись.

Note. Major oxide and indicator ratio values are in the form “minimum–maximum (median)”. П. п. п. – loss of ignition. Here and in tables 3, 4 geochemically significant (Yudovich et., 2018), correlations ($r \geq r_{0.05}$) are boldfaced. Dash showing data absence or lack of data calculation.

существенного обогащения пород калием и КПШ (см. рис. 1а) мы склонны считать, что она образована за счет материала, который испытывал воздействие на палеоводосборах в основном гумидного климата. С такой же уверенностью судить о степени увлажнения на палеоводосборах применительно к крутихинской подсвите сложно: отрицательные корреляции TiO₂–SiO₂ и TiO₂–НКМ, а также положительные связи между TiO₂ и Al₂O₃, АМ для нее не являются геохимически значимыми, а корреляция TiO₂–Na₂O и вовсе значимая положительная. Кроме того, редкие образцы в ее выбор-

ке пусть и слабо, но обогащены K₂O и КПШ (см. рис. 1а и табл. 1). Возможно, применительно к этому стратону следует говорить о дезинтеграции материнских пород в условиях семиаридного и семигумидного (?) климата.

Перед тем как перейти к следующему примеру, нужно остановиться на нескольких фактах и ограничениях, связанных с обогащением пород КПШ. Во-первых, фигуративные точки пород бирьянской и бедерышинской подсвит не просто отклоняются к вершине К на диаграмме А–СН–К, а скорее тяготеют к точке идеализированного состава КПШ

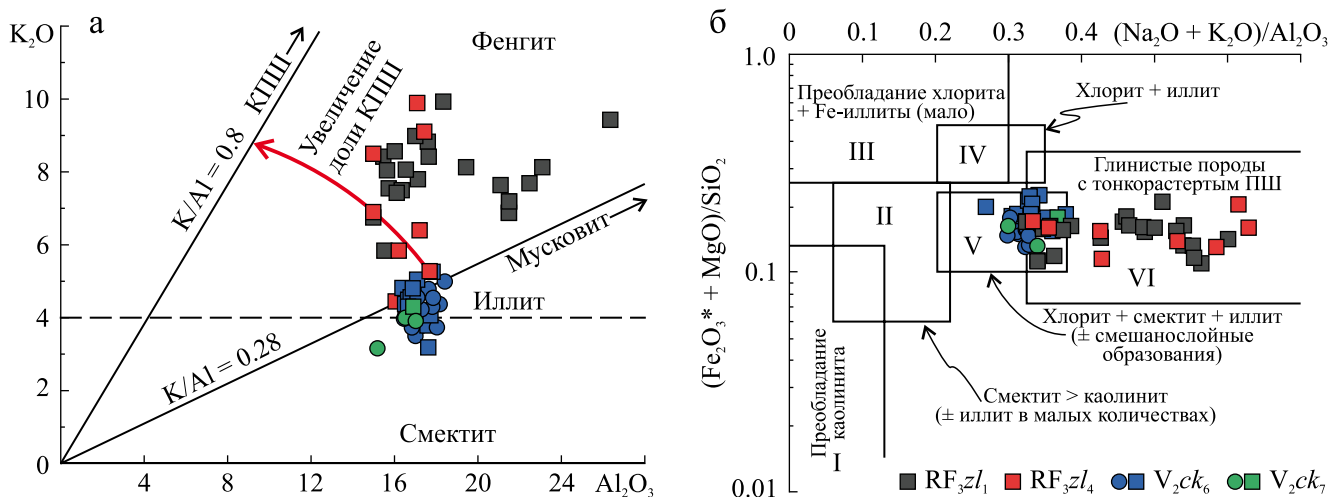


Рис. 1. Положение точек состава глинистых пород зильмердакской и чернокаменской свит на диаграммах Al_2O_3 – K_2O (van de Kamp, 2016) (a) и $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ – $(Fe_2O_3^{*} + MgO)/SiO_2$ (Юдович, Кетрис, 2000) (б).

Кружки – образцы, отобранные из обычно окрашенных пород, квадраты – из красноцветных интервалов. Поля на диаграмме (Юдович, Кетрис, 2000) приведены с использованием характерных значений.

Fig. 1. Position of mudrocks data points of the Zilmerdak Fm (Riphean stratotype) and Chernyi Kamen Fm (Middle Urals eastern slope) in the diagrams K_2O – Al_2O_3 (van de Kamp, 2016) (a) and $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ – $(Fe_2O_3^{*} + MgO)/SiO_2$ (Yudovich, Ketris, 2000) (b).

Round points – samples from the common-colored bedsets, square points – from red beds. The fields in the diagram (Yudovich, Ketris, 2000) are given using characteristic values.

(рис. 2), и это заметное отклонение, уводящее точки состава ниже линии фактического тренда выветривания гранодиорита (White et al., 2002). Однако не все точки опускаются ниже этой линии, поэтому мы скорректировали их значения ранее в работе (Мельничук, Маслов, 2025б) по линии фактического выветривания гранита (Meunier, 1980). Тем не менее указанный методический прием на данный момент не кажется нам единственно возможным. В настоящей работе мы также скорректировали значения CIA двумя способами: 1) соединяя фигуративные точки глинистых пород с вершиной K; 2) соединяя их с точкой КПШ. Последний подход представляется более логичным, так как в действительности мы не имеем дела с калиевым метасоматозом, а рассматриваем продукты докембрийских кор выветривания аридного/семиаридного климата. Условно назовем этот вариант корректировки пессимистичным.

Во-вторых, часть фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород бирьянской подсвиты (13 из 24) находятся близко к стороне A–K (см. рис. 2), что делает невозможным корректное вычисление CIA_{корр} с использованием фактического тренда выветривания гранита, как и предполагаемого тренда выветривания средних составов протерозойских кислых магматических пород и гранитов. Причина заключается в том, что одной и той же величине CIA может соответствовать широкий

интервал значений CIA_{корр} (подробнее см.: Fedo et al., 1995). В нашем случае такие точки глинистых пород бирьянской подсвиты обладают величинами соотношения мольных долей оксидов $(CaO^{*} + Na_2O)/(Al_2O_3 + CaO^{*} + Na_2O + K_2O) < 0.15$.

Применение комплексной методики, представленной в настоящей статье, позволяет реконструировать по данным о валовом химическом составе глинистых пород умеренно теплый и умеренный, реже теплый климат для водосборных площадей во время накопления крутихинской (гумидный режим) и кобылоостровской (семиаридный и семигумидный?) подсвит чернокаменской свиты (см. рис. 2). Принимая во внимание положение Балтики на реконструкциях, охватывающих интервал 540–580 млн лет (Li et al., 2023), следует дополнить эту характеристику прилагательным “низкоширотный”. Климат в области древних водосборных площадей был в основном жарким, теплым и умеренно-теплым (бирьянское время), умеренно-теплым и умеренным, либо, если принимать в расчет более пессимистичные оценки, – теплым и умеренно-теплым, умеренным и умеренно-холодным аридным/семиаридным соответственно (см. рис. 2). Однако и те и другие оценки плохо сочетаются с тем, что во время, приблизительно отвечающее накоплению бирьянской и бедерьшинской подсвит зильмердакской свиты, блоки коры, за счет разрушения которых они возникли, перемещались из высоких

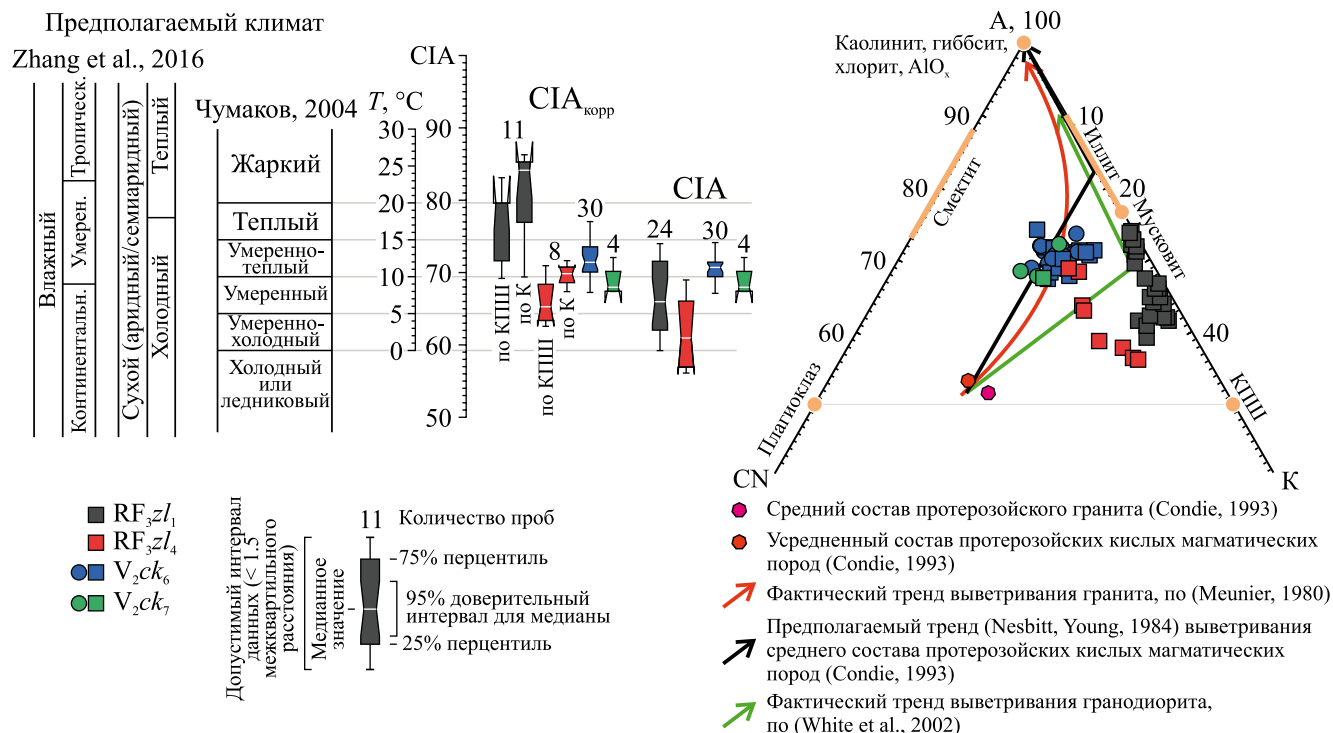


Рис. 2. Диаграмма А–СН–К (Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995) для подсвит зильмердакской и чернокаменской свит, вмещающих красноцветные образования, а также сравнение значений CIA и CIA_{корр} и предполагаемые типы климата на палеоводосборах.

Fig 2. A–CN–K (Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995) for Zilmerdak and Chernyi Kamen Fm members, which bear red beds, as well as comparison of the CIA and CIA_{корр} values and proposed climate type in the paleocatchments.

широт (≈ 1 млрд лет назад) в более низкие (900 млн лет). Возможно, иной способ корректировки, например на линию выветривания гранодиорита, будет более правильным.

Нижневендские ледниковые и ассоциирующиеся с ними образования. Обозначенные ограничения для вычисления СГТ с использованием индекса химического изменения и уравнения (2) делают эту процедуру для ледниковых и ассоциирующихся с ними образований холодного климата (Чумаков, 2004) неперспективной. Это обусловлено двумя явлениями: морозным выветриванием и ледовой экзарацией, которые не только не способствуют интенсивному химическому преобразованию протолита, но и благоприятны для перетложения материала. В качестве примеров рассмотрим далее нижневендские отложения (основные характеристики приведены в табл. 2). Первый объект – аргиллиты танинской свиты (V₁tn) серебрянской серии западного склона Среднего Урала, представляющие как гляциогенные (матрикс тиллитовидных конгломератов), так и негляциогенные (межледниковые) образования. Второй объект – аргиллиты глусской свиты (V₁gl) вильчанской серии Беларуси (Припятский прогиб). Малое количество образцов в этих выборках обусловлено тем, что мы

исследуем именно тонкозернистые/глинистые породы, а матрикс конгломератов, к сожалению, зачастую не удовлетворяет геохимическим критериям пелитолитов (Юдович и др., 2018).

Танинская свита образовалась в результате размыва пород кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, в меньшей степени – рифейских магматических комплексов разного состава, т. е. на палеоводосборах во время ее формирования присутствовали магматические породы кислого и, вероятно, среднего состава, также в породах свиты присутствует литогенная компонента (Маслов и др., 2006, 2011). Глусская свита характеризуется (Kuzmenkova et al., 2018; Paszkowski et al., 2019) в основном как результат локального перетложения/ассимиляции ледником среднерифейских красноцветных пород пинской и оршанской свит. Важно иметь в виду, что в пинской свите преобладают олиго- и мезомиктовые алевролиты и тонко- и мелкозернистые песчаники, а глинистые породы имеют подчиненное значение. Оршанская свита практически полностью сложена кварцевыми и олигомиктовыми мелко- и среднезернистыми песчаниками (Геология..., 2001). Все эти особенности вещественного состава материнских пород в той или иной степени отражаются и на распределе-

Таблица 2. Описательные статистические характеристики для основных породообразующих оксидов, их модульных соотношений, некоторых редких и рассеянных элементов глинистых пород нижнего венда западного склона Среднего Урала и юга Беларуси

Table 2. Descriptive statistical characteristics for major oxides, their module ratios, some trace elements for the Lower Ven-dian mudrocks in the Middle Urals and south Belarus

Компонент, модуль	Свита		
	Танинская*	Танинская**	Глусская
SiO ₂ , мас. %	57.1–64.1 (59.9)	54.6–64.5 (58.2)	59.0–63.3 (60.9)
TiO ₂	0.66–0.84 (0.76)	0.83–1.26 (0.93)	0.73–0.96 (0.86)
Al ₂ O ₃	17.3–20.6 (18.2)	15.6–20.2 (17.9)	13.7–17.8 (14.5)
Fe ₂ O ₃ общ	6.23–8.01 (7.24)	6.26–8.15 (7.01)	8.46–9.29 (8.9)
MnO	0.03–0.07 (0.06)	0.03–0.13 (0.04)	0.05–0.98 (0.05)
MgO	1.43–2.27 (1.73)	2.47–4.89 (3.02)	1.60–2.15 (1.74)
CaO	0.21–1.26 (0.32)	0.12–1.38 (0.41)	0.27–0.47 (0.40)
Na ₂ O	0.50–1.46 (1.23)	1.59–2.61 (1.82)	0.20–0.26 (0.26)
K ₂ O	3.63–6.36 (4.7)	3.40–5.59 (4.35)	5.39–5.82 (5.71)
P ₂ O ₅	0.08–0.86 (0.19)	0.16–0.54 (0.23)	0.11–0.15 (0.14)
П. п. п.	3.00–4.20 (3.70)	3.35–6.59 (4.24)	3.96–5.54 (4.75)
Na ₂ O + K ₂ O	4.27–6.98 (5.93)	5.22–7.18 (6.18)	5.65–6.02 (5.97)
АМ, д. ед.	0.27–0.36 (0.30)	0.24–0.36 (0.31)	0.22–0.30 (0.24)
ГМ	0.38–0.49 (0.45)	0.35–0.52 (0.45)	0.38–0.46 (0.42)
ФМ	0.13–0.17 (0.15)	0.14–0.21 (0.18)	0.17–0.20 (0.17)
ТМ	0.04–0.04 (0.04)	0.05–0.06 (0.05)	0.04–0.07 (0.06)
ЖМ	0.30–0.43 (0.37)	0.33–0.44 (0.38)	0.46–0.64 (0.64)
НKM	0.23–0.38 (0.33)	0.32–0.39 (0.34)	0.32–0.44 (0.41)
ЦМ	0.08–0.38 (0.25)	0.28–0.77 (0.41)	0.03–0.05 (0.05)
CIA	70–78 (71)	66–71 (69)	66–73 (67)
RW	39–63 (45)	28–42 (35)	74–78 (74)
n	9	66–73 (69)	3
Zr, г/т	133–226 (180)	–	145–268 (230)
Sc	2.4–12.3 (6.1)	–	10.7–11.5 (11.5)
Th	4.5–10.5 (8.7)	–	12.6–14.1 (13.9)
Cr	84.1–137.5 (123.1)	–	34.8–41.2 (41.2)
La	16.4–32.3 (24.8)	–	47.7–73.7 (69.1)
Hf	3.89–6.37 (4.81)	–	4.66–7.56 (6.73)
Rb	37–197 (88)	–	151–164 (157)
n	7	–	3

*Ледниковые и ассоциирующие с ними образования танинской свиты.

**Негляциогенные отложения в составе танинской свиты.

Примечание. Также см. пояснения к табл. 1.

*Tany Formation glacial and associated rocks.

**Tany Formation non-glacial rocks.

Note. See Table 1 notes.

нии фигуративных точек аргиллитов глусской свиты на диаграммах, предназначенных для идентификации минерального состава отложений (рис. 3) и петрофонда (рис. 4), а также на диаграммах А–СН–К (рис. 5) и “основной петрофонд – кислый петрофонд – RW-индекс” (рис. 6).

При этом два образца из гляциогенных пачек танинской свиты и все образцы глусской свиты демонстрируют (см. рис. 3а, в) обогащение КПШ на диаграммах Al₂O₃–K₂O и K/Al–K/Rb (van de Kamp, 2016), в основном за счет отношения K/Al > 0.48. На диаграмме А–СН–К (см. рис. 5) они занимают положение, схожее с таковым красноцветных глинистых пород зильмердакской свиты, т. е. распо-

ложены вблизи точки излома линии фактического выветривания гранодиорита либо отклоняются от нее к вершине К (или КПШ?). Можно предположить, что они являются продуктами морозного выветривания образований, подобных бирьянской и бедерышинской подсвитам зильмердакской свиты верхнего рифея Южного Урала. Обогащение калием способствует и увеличению в рассматриваемых образцах значений RW-индекса, что делает их выше, чем у танинских межледниковых образований (см. рис. 6). В случае танинской свиты эти величины как будто бы позволяют сравнивать аргиллиты с почвами умеренного, а для глусской свиты – тропического климата. Вклад литогенной компонен-

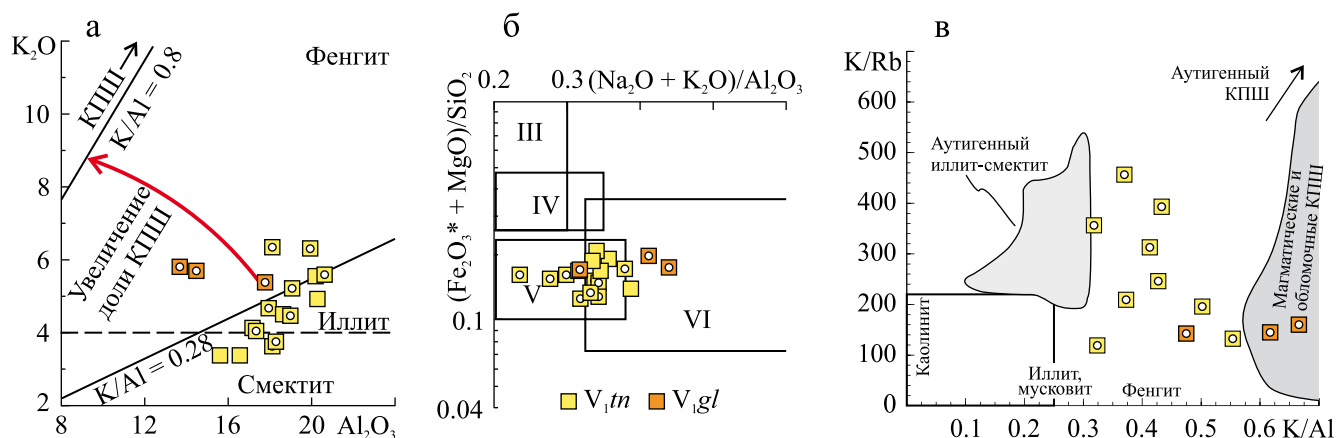


Рис. 3. Положение точек состава глинистых пород танинской и глууской свит на диаграммах Al_2O_3 – K_2O (van de Kamp, 2016) (а); $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (Юдович, Кетрис, 2000) (б); K/Al – K/Rb (van de Kamp, 2016) (в).

Квадраты с белыми точками внутри – ледниковые и ассоциирующие с ними образования танинской и глууской свит. Также см. пояснения к рис. 1.

Fig. 3. Position of data points of the Tany and Glusck formations mudrocks in the Al_2O_3 – K_2O (van de Kamp, 2016) (а); $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (Yudovich, Ketris, 2000) (б); K/Al – K/Rb (van de Kamp, 2016) (в).

Square points with white rounds – Tany and Glusck glaciogenic rocks and associated strata. Also see Fig. 1 explanation text.

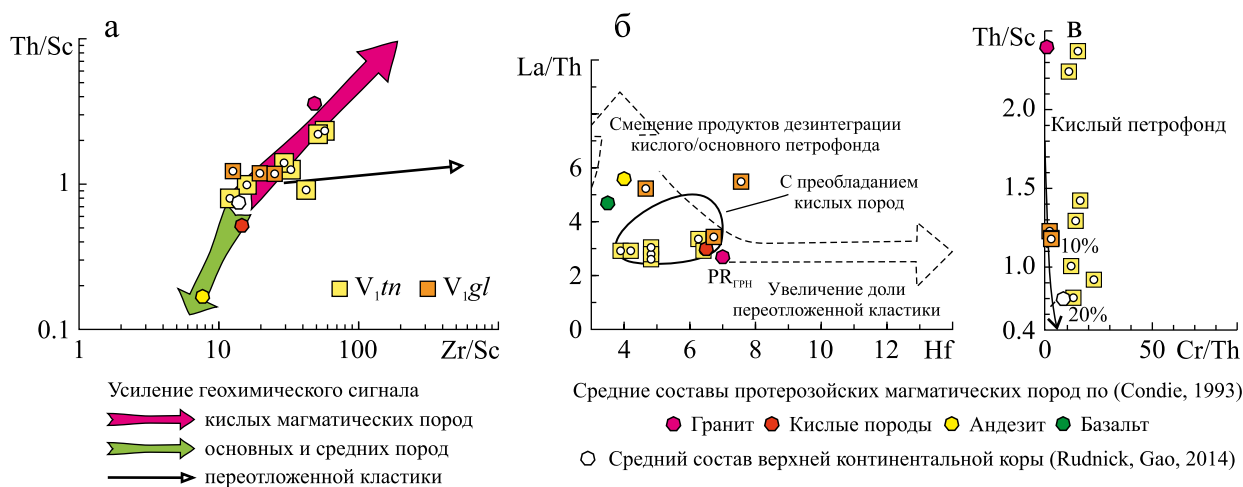


Рис. 4. Распределение фигуративных точек глинистых пород танинской и глууской свит на диаграммах, предназначенных для диагностики петрофунда и рециклированной компоненты.

На рис. “в” обозначена предполагаемая доля основных пород в петрофонде, %.

Fig. 4. Tany and Glusck formation data point distribution in the diagrams, aimed on the source rocks and recycled material diagnostics.

In the Figure part “в” percents – suggested amount of the mafic rocks in source area.

ты для танинских ледниковых и ассоциирующих с ними образований выражается в основном в отсутствии статистически значимых корреляционных связей НКМ–ГМ и ТМ–ЖМ (табл. 3).

Любопытно, что пробы аргиллитов, отобранных из межледниковых пачек танинской свиты, в

сравнении с пробами гляциогенных тонкозернистых пород той же свиты являются более титанистыми и более магнезиальными, в них в целом выше концентрации Na_2O (см. табл. 2), ниже отношение K/Al (см. рис. 3а) и, соответственно, выше величины ЩМ. На диаграммах А–СН–К и “основной

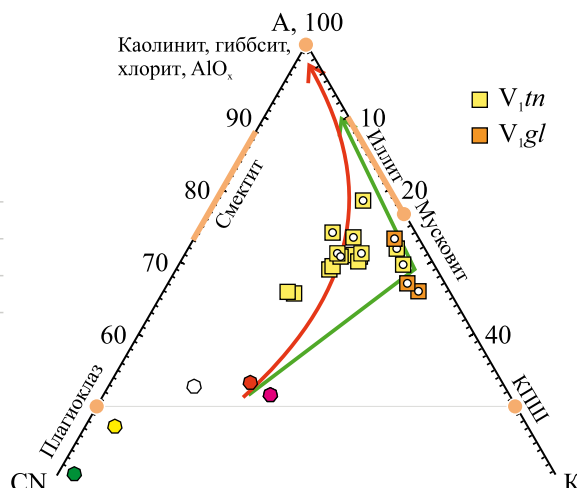
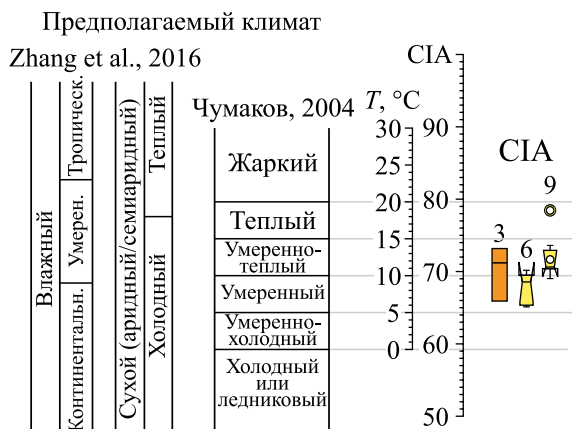


Рис. 5. Диаграмма А–СН–К (Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995) для танинской и глууской свит, а также сравнение значений индекса CIA и предполагаемые типы климата на палеоводосборах.

См. пояснения к рис. 2, 4.

Fig. 5. A–CN–K (Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995) for Tany and Glusk formations, as well as CIA values and proposed climate type in the paleocatchments.

Also see Fig. 2, 4 explanation text.

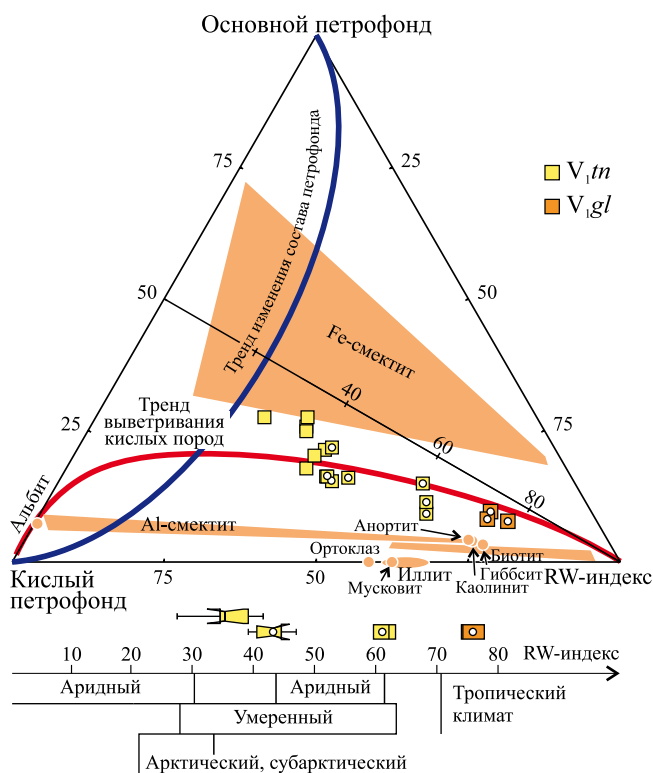


Рис. 6. Диаграмма “основной петрофонд – кислый петрофонд – RW-индекс” (Cho, Ohta, 2022) и сравнение значений индекса RW, рассчитанного для глинистых пород нижнего венда западного склона Среднего Урала и Беларуси.

См. пояснения к рис. 2.

Fig. 6. Mafic – Felsic – RW-index diagram (Cho, Ohta, 2022) and comparison of RW values, calculated for Lower Vendian mudrocks in the Middle Urals eastern slope and Belarus south.

Also see explanation text for Fig. 2.

петрофонд – кислый петрофонд – RW-индекс” их фигуративные точки нередко отклоняются от трендов выветривания кислых пород. Все это позволяет предполагать для них более интенсивное преобразование основных пород в областях палеоводосборов и делает дальнейшее сравнение реконструируемых СГТ неактуальным. Если посмотреть исключительно на совокупность образцов глинистых пород из неледниковых пачек танинской свиты, то их геохимические характеристики позволяют реконструировать гумидный, ввиду корреляций, отражающих накопление титана в глинистой части пород (см. табл. 3), и умеренный палеоклимат в пределах водосборных площадей как по величинам CIA (см. рис. 5), так и при сравнении со значениями RW-индекса в современных почвах (см. рис. 6).

Влияние фациального фактора на величины CIA. Еще одним примером, показывающим необходимость рационального использования индекса химического изменения, являются реконструкции условий формирования глинистых пород верхне-франской кодинской свиты восточного склона Среднего Урала. Породы представляют собой претерпевшие поздний катагенез и наложенные изменения аргиллиты, образовавшиеся за счет разруше-

Таблица 3. Некоторые корреляционные связи между породообразующими оксидами и/или соотношениями модулей в глинистых породах танинской свиты Среднего Урала**Table 3.** Some correlations for major oxides and/or their module ratios for Tany Formation mudrocks in the Middle Urals

Образец	n	TiO ₂ –SiO ₂	TiO ₂ –Al ₂ O ₃	TiO ₂ –Na ₂ O	TiO ₂ –K ₂ O	TiO ₂ –HKM	TiO ₂ –AM	HKM–ГМ	ТМ–ЖМ
ΣV _{1tn}	15	–0.69	0.39	0.40	0.17	0.29	0.56	0.01	0.00
V _{1tn}	6	–0.71	0.84	–0.65	0.91	–0.06	0.92	–0.41	–0.38
V _{1tn*}	9	–0.82	0.94	–0.08	0.42	0.09	0.82	0.24	0.04

Примечание. ΣV_{1tn} – все пробы свиты, включая V_{1tn*} – гляциогенные и ассоциирующие с ними образования – и V_{1tn} – негляциогенные.

Note. ΣV_{1tn} – all Tany Formation samples, including V_{1tn*} – Tany Formation glacial and associated sediments, and V_{1tn} – Tany Formation non-glacial rocks.

ния аккреционного орогена на окраине Восточно-Европейской платформы, в состав которого входили островодужные и спрединговые комплексы, а также континентальная кора, что находит выражение в полимиктовом составе песчаников (Мельничук, 2024). Тонкозернистые породы кодинской свиты на диаграммах Zr/Sc–Th/Sc, Th/Sc–Cr/Th и Hf–La/Th, а также V–Ni–Th × 10 образуют скопления фигуративных точек, близкие к среднему составу палеозойского андезита (Condie, 1993). Исключение составляет положение фигуративных точек на диаграммах Th/Sc–Cr/Th (рис. 7а) и V–Ni–Th × 10 (рис. 7б). В дополнение вариация петрофонда заметна на диаграмме “основной петрофонд – кислый петрофонд – RW-индекс”, где часть франских составов стремится к вершине “основной петрофонд” (рис. 7в).

Большая часть фигуративных точек глинистых пород кодинской свиты на диаграмме V–Ni–Th × 10 отклоняется от линии средних составов “верхняя континентальная кора – палеозойский базальт” в районе точки среднего состава палеозойского андезита к вершине Ni, что позволяет предполагать для части кодинских тонкозернистых пород усиление геохимического сигнала ультраосновных пород в источниках сноса. Подобным образом можно трактовать незначительное отклонение этих же точек от линии “кислый петрофонд – основной петрофонд” на диаграмме Cr/Th–Th/Sc вверх и вправо. Все перечисленные особенности обусловлены в первую очередь неравномерным распределением в породах Ni и Cr – элементов, которые типичны для продуктов разрушения основных и ультраосновных магматических пород (Юдович, Кетрис, 2011). Так, коэффициенты обогащения пород Ni относительно среднего состава верхней континентальной коры (UCC (Rudnick, Gao, 2014)) и Cr изменяются в пределах 0.9–6.6 и 0.7–3.3 соответственно (см. рис. 7г). Носителем этих элементов, вероятно, является хлорит: $r_{0.05}\text{Cr–Chl} = 0.34$, $r_{0.05}\text{Cr–MgO} = 0.60$, $r_{0.05}\text{Ni–Chl} = 0.41$, $r_{0.05}\text{Ni–MgO} = 0.64$, при этом все корреляционные связи, кроме Cr–Chl, являются геохимически значимыми.

Однако интерес вызывает не только положение фигуративных точек аргиллитов кодинской свиты на обсуждаемых диаграммах, но и их распределение в стратотипическом разрезе на р. Исеть и фациальная приуроченность. При анализе распределения точек заметно, что пробы, отобранные из глинистых пачек, накапливавшихся в условиях фронта дельты/продельты либо демонстрирующих усиление влияния реки на область сублиторали, обладают большими концентрациями Ni и Co, содержат больше хлорита (9–20 мас. % против 3–10 мас. %), в них в целом больше и плагиоклаза (9–17 мас. % против 3–14 мас. %), чем образцы аргиллитов из той части разреза, что формировалась в литоральных и сублиторальных обстановках. Это в итоге приводит к тому, что величина CIA для толщ, испытывавших ощутимое влияние речных выносов ниже, чем для мелководно-морских, – 67–78 (медианное 74) и 76–80 (медианное 78) соответственно (рис. 8). В существенной корректировке эти величины не нуждаются, так как обогащение пород калием происходило в рассмотренном примере только за счет трансформации смектита в иллит (Мельничук, Рянская, 2017). Корреляционные связи, которые могли бы указывать на накопление Ti в глинистой составляющей, для кодинской свиты, как для всей выборки, так и для отдельных типов фаций за редким исключением, нарушены (табл. 4).

Если подходить формально к реконструкции интенсивности выветривания и палеоклиматических характеристик на палеоводосборах, то можно предполагать, что кодинская свита образовалась за счет материала, дезинтегрировавшегося в условиях умеренного (при накоплении дельтовых фаций), умеренно теплого и теплого (характерен для всех фаций), реже жаркого (сублиторальные образования) семиаридного/аридного климата низких широт. Такая интерпретация плохо сопоставляется с глобальными климатическими реконструкциями (Boucot et al., 2013), согласно которым аккреционная окраина Восточно-Европейской платформы в позднем девоне находилась в области тропического климата. Возможно, указанные нестыковки имеют акклима-

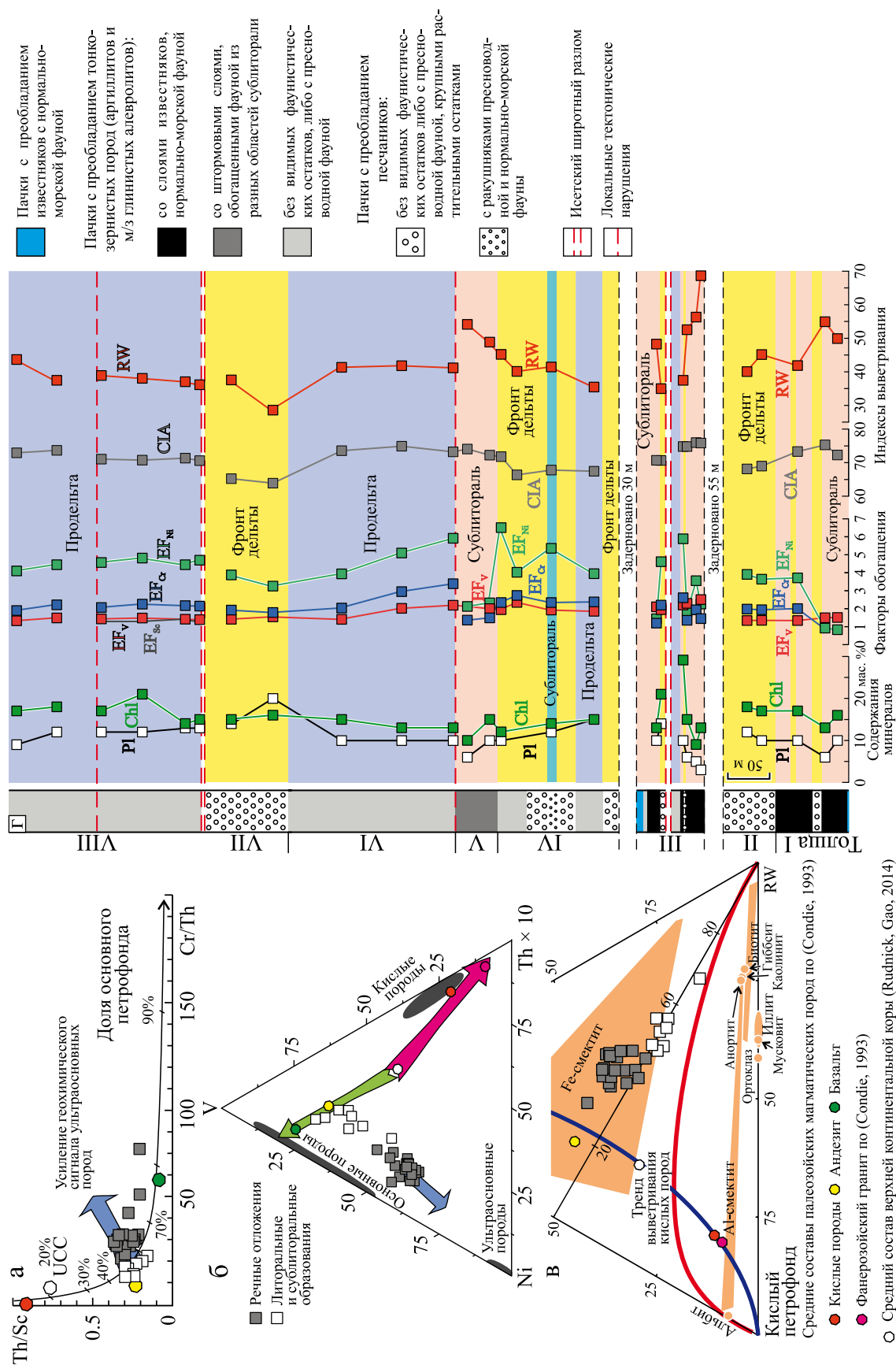


Рис. 7. Положение точек составов аргиллитов кодинской свиты из разреза на р. Исеть на диаграммах Th/Sc–Cr/Th (Condie, Wronkiewicz, 1990) (а); V–Ni–Th $\times$ 10 (Bracciali et al., 2007) (б); “основной петрофонд – кислый петрофонд – RW-индекс” (Cho, Ohta, 2022) (в) и распределение некоторых характеристик их вещественного состава в разрезе (г).

Fig. 7. Kodinka mudstones datapoints (Iset section) in the Th/Sc–Cr/Th (Condie, Wronkiewicz, 1990) (a); V–Ni–Th $\times$ 10 (Bracciali et al., 2007) (b); Mafic – Fel-sic – RW-index (Cho, Ohata, 2022) (b), and distribution of some composition features of the Kodinka mudstones in the section (r).

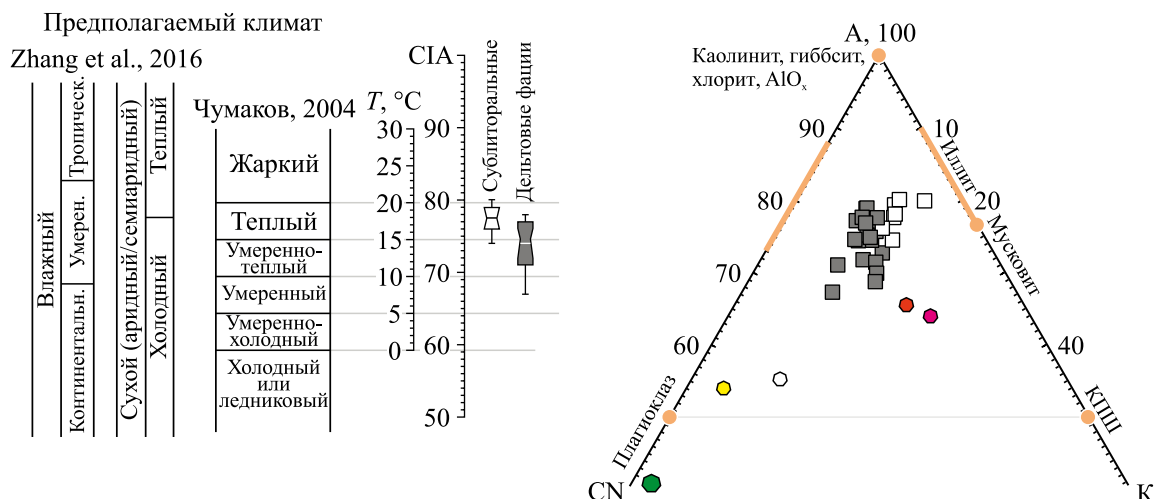


Рис. 8. Диаграмма А–CN–К (Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995) для кодинской свиты Среднего Урала, а также сравнение значений CIA и предполагаемые типы климата на палеоводосборах.

См. пояснения к рис. 2, 7.

Fig. 8. A–CN–K (Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995) for Kodinka Fm (Middle Urals), as well as comparison of the CIA values and proposed climate type in the paleocatchments.

Also see Fig. 2, 7 explanation text.

Таблица 4. Некоторые корреляционные связи между породообразующими оксидами и/или их модульными соотношениями для стратотипического разреза кодинской свиты

Table 4. Some correlations for major oxides and/or their module ratios for Kodinka Formation stratotype

Пробы	n	TiO ₂ –SiO ₂	TiO ₂ –Al ₂ O ₃	TiO ₂ –Na ₂ O	TiO ₂ –K ₂ O	TiO ₂ –HKM	TiO ₂ –AM	HKM–ГМ	ГМ–ЖМ
Все	28	–0.34	0.36	0.01	0.25	0.14	0.04	0.04	0.54
Дельтовые фации	20	0.08	–0.01	–0.07	–0.15	–0.19	–0.07	0.12	0.68
Прочие сублиторальные и литоральные	8	–0.31	–0.23	0.32	0.12	0.36	0.35	–0.23	0.51

тическую причину. Так, накопление дельтовых отложений/усиление влияния речной системы на рассматриваемую область приемного бассейна вполне могло происходить при усилении тектонической активности и/или регрессии уровня моря, в результате которых на эрозионный срез выходили ультраосновные породы, интенсивность химического выветривания падала, а физического, наоборот, возрастала. Все это способствовало усилению геохимического сигнала ультраосновных пород в конечном осадке. Иными словами, речные образования в данном случае малопригодны, а сублиторальные необходимо использовать с особой осторожностью для реконструкции СГТ и степени увлажнения на водосборных площадях.

Казалось бы, разрешить подобную проблему можно с использованием RW-индекса, поскольку на его величину мало влияют разного рода климатические факторы (см. рис. 7в). Однако и здесь

мы видим специфику состава глинистых пород различных фаций. Так, сублиторальные и литоральные аргиллиты обладают величинами RW-индекса, равными 48–69, тогда как дельтовые – 29–45. Свидетельствует ли это в пользу более интенсивного выветривания или более теплого климата? Скорее всего, в обоих случаях нет, так как большинство мелководно-морских отложений из стратотипического разреза кодинской свиты содержат смешанослойные образования ряда иллит – смектит и меньшее (в сравнении с речными образованиями) количество плагиоклаза и хлорита, а для RW-индекса характерны отрицательная геохимически значимая корреляционная связь с Na₂O (–0.93), MgO (–0.72). Впрочем, увеличение значений RW-индекса можно наблюдать и при обогащении пород КФС (см. рис. 6), что также усиливает скепсис у исследователя при его использовании.

ВЫВОДЫ

Реконструировать различные характеристики климата на палеоводосборах времени накопления тех или иных толщ с использованием литогеохимических характеристик глинистых пород можно только в том случае, когда исследователь выполнил их комплексное (седиментологическое, минералогическое, петрографическое, геохимическое) изучение, а также принимает во внимание и учитывает следующие факторы.

Корреляции геохимических параметров, свидетельствующие о выветривании петрофонда в гумидных обстановках, могут быть нарушены не только при размыве материнских пород в аридном/семиаридном климате, но и при ледниковом выветривании, а также в ходе интенсивной тектонической активности в источниках обломочного материала.

Индекс химического изменения (CIA), как и подавляющее большинство других подобных индексов, разработан для палеопочв, а отложения, пригодные для восстановления СГТ, существовавших на палеоводосборных площадях, с помощью уравнения (2) (Deng et al., 2022) в ходе литогенеза могут изменять свои литохимические характеристики. Кроме того, на величину CIA и распределение фигуративных точек на диаграмме A–CN–K влияют не только постседиментационные преобразования глинистых пород, но и вариация петрофонда и фациальная приуроченность отложений. Все эти факторы должны учитываться и в итоговой аналитической выборке должны быть “зафиксированы”. В том числе для этого необходимо комплексное исследование пород.

Пробы с величинами соотношения мольных долей оксидов $(CaO^* + Na_2O)/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O) < 0.15$ при рассмотрении специфических докембрийских образований, обогащенных калием и КППШ, необходимо исключать из выборки, как это было сделано нами для бирьянской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты верхнего рифея, некоторых проб нижневендских танинской и глусской свит. При этом для оставшихся образцов возможно несколько вариантов коррекции значений CIA – относительно фактических и предполагаемых трендов выветривания кислых магматических пород, а также с коррекцией на вершину K или точку КППШ диаграммы A–CN–K.

Морозное выветривание и ледовая экзарация далеко не всегда приводят к тому, что продукты их воздействия обладают низкими значениями CIA.

Благодарности

Авторы искренне признательны рецензентам, работа которых с рукописью способствовала ее улучшению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алисов Б.П. (1936) Географические типы климатов. *Метеорология и гидрология*, (6), 16-34.
- Алисов Б.П., Полтараус Б.В. (1974) Климатология. 2-е изд., перераб. и доп. М.: МГУ, 298 с.
- Анфимов Л.В. (1997) Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 290 с.
- Берг Л.С. (1938) Основы климатологии. 2-е изд., перераб. и доп. Л.: ГУПИ Наркомпроса РСФСР, 455 с.
- Геология Беларуси (2001) (Под ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева). Минск: ИГН НАН Беларуси, 815 с.
- Гольберт А.В. (1987) Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 222 с.
- 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.
- Григорьев А.А., Будыко М.И. (1959) Классификация климатов СССР. *Изв. АН СССР. Сер. География*, (3), 3-19.
- Кислов А.В., Суркова Г.В. (2023) Климатология. 4-е изд., испр. и доп. М.: Инфра-М, 324 с.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. (2004) (Гл. ред. Ю.Г. Леонов). М.: Наука, 299 с.
- Маслов А.В. (1988) Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 133 с.
- Маслов А.В. (2020) Литогеохимия глинистых пород и вулканических туфов в разрезах венда западного склона Среднего Урала: черты сходства и различия. *Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. Науки о Земле*, **65**(3), 577-599. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.309>
- Маслов А.В. (2022) Источники кластики для верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала: некоторые геохимические ограничения. *Геохимия*, **67**(11), 1124-1141. <https://doi.org/10.31857/S0016752522110073>
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю. (2023) Существуют ли ограничения при реконструкции категорий рек, связанные с появлением высшей растительности? *Литология и полез. ископаемые*, (1), 69-95. <https://doi.org/10.31857/S0024497X23010056>
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Киселева Д.В. (2011) Литогеохимия алюмосиликлатических пород серебрянской серии венда Среднего Урала. *Геохимия*, (10), 1032-1062.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Гой Ю.Ю. (2013) Примитивные палеопочвы в разрезах зильмердакской свиты Южного Урала (текстурный и литогеохимический аспекты). *Литосфера*, (2), 45-64.
- 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., Мельничук О.Ю., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н. (2024) Литогеохимия верхнедокембрийских отложений Беларуси. *Сообщ. 2. Петрофонд, палеогеодиника, палеогеография и палеоклимат. Литология и полез. ископаемые*, (5), 515-543. <https://doi.org/10.31857/S0024497X24050019>

- Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Корнилова А.Ю., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2006) Систематика редкоземельных элементов, Th, Hf, Sc, Co, Cr и Ni в глинистых породах серебрянской и сыльвицкой серии венда западного склона Среднего Урала – инструмент мониторинга состава источников сноса. *Геохимия*, (6), 610-632.
- Мельничук О.Ю. (2024) Первые следы разрушения позднепалеозойского аккреционного орогена на восточном склоне Среднего Урала. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 168, 37-46. <https://doi.org/10.24930/0371-7291-2024-168-37-46>
- Мельничук О.Ю., Бадида Л.В. (2026) Опыт реконструкции климата на палеоводосборах верхнефранской кодинской свиты (восточный склон Среднего Урала). *Russ. J. Earth. Sci.* (В печати).
- Мельничук О.Ю., Маслов А.В. (2025а) Химический состав глинистых пород венда Среднего Урала и некоторые количественные характеристики палеоклимата. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 273-295. <https://doi.org/10.31857/S0024497X25030026>
- Мельничук О.Ю., Маслов А.В. (2025б) Химический состав глинистых пород стратотипа рифея и некоторые количественные характеристики палеоклимата. *Литосфера*, **25**(4), 725-747. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-725-747>
- Мельничук О.Ю., Рянская А.Д. (2017) Особенности вещественного состава аргиллитов кодинской свиты (верхний девон, восток Среднего Урала). *Литосфера*, **17**(3), 71-86.
- Методы реконструкции палеоклиматов. (1985) (Отв. ред. А.А. Величко). М.: Наука, 197 с.
- Синицын В.М. (1980) Введение в палеоклиматологию. 2-е изд., перераб. и доп. Л.: Недра, 248 с.
- Страхов Н.М. (1960а) Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М.: АН СССР, 212 с.
- Страхов Н.М. (1960б) Основы теории литогенеза. Т. 2. Закономерности состава и размещения гумидных отложений. М.: АН СССР, 574 с.
- Страхов Н.М. (1962) Основы теории литогенеза. Т. 3. Закономерности состава и размещения аридных отложений. М.: АН СССР, 550 с.
- Хромов С.П., Петросянц М.А. (2006) Метеорология и климатология. 7-е изд. М.: МГУ; Наука, 582 с.
- Чумаков Н.М. (2004) Общий обзор позднемезозойского климата и событий. *Климат в эпохи крупных биосферных перестроек*. (Гл. ред. Ю.Г. Леонов). М.: Наука, 44-51.
- 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.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. (2018) Геохимия титана. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 432 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. (2020) Геохимия фосфора. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 512 с.
- Янин Б.Т. (2009) Палеобиогеография. М.: Академия, 256 с.
- Япаскурт О.В. (2008) Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. М.: Эслан, 356 с.
- Ясаманов Н.А. (1985) Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеиздат, 294 с.
- Algeo T.J., Li C. (2020) Redox classification and calibration of redox thresholds in sedimentary systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **287**, 8-26. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.01.055>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.027>
- Boucot A.J., Shen X., Scotese C.R., Morley R.J. (2013) Phanerozoic Paleoclimate: An Atlas of Lithologic Indicators of Climate. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **11**, 30. <https://doi.org/10.2110/sepmcsp.11>
- Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. (2007) Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): From source areas to configuration of margins. *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **420**, 73-93. [https://doi.org/10.1130/2006.2420\(06\)](https://doi.org/10.1130/2006.2420(06))
- Bradley R.S. (2015) Paleoclimatology. Reconstructing climates of the quaternary. 3rd ed. Oxford, Elsevier, Academic Press, 675 p. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-18310-1>
- Cho T., Ohta T. (2022) A robust chemical weathering index for sediments containing authigenic and biogenic materials. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **608**, 111288. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111288>
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**(1-4), 1-37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E)
- Condie K.C., Wronkiewicz D.J. (1990) The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal craton as an index of craton evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **97**(3-4), 256-267. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90046-Z](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90046-Z)
- Deng K., Yang S., Guo Y. (2022) A global temperature control of silicate weathering intensity. *Nat. Commun.*, **13**(1), 1781. <http://doi.org/10.1038/s41467-022-29415-0>
- Duzgoren-Aydin N.S., Aydin A., Malpas J. (2002) Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. *Eng. Geol.*, **63**(1-2), 99-119. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(01\)00073-4](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00073-4)
- 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**(10), 921-924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UT EOPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UT EOPM>2.3.CO;2)
- Flohn H. (1950) Neue Anschauungen über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und ihre klimatische Bedeutung. *Erdkunde*, (4), 141-162.
- Floyd P.A., Leveridge B.E. (1987) Tectonic Environment of the Devonian Gramscatho Basin South Cornwall: Framework Mode and Geochemical Evidence from Turbiditic Sandstones. *J. Geol. Soc. London*, **144**, 531-542. <http://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531>
- Geiger R. (1954) Klassifikation der Klimate nach W. Köppen. *Landolt-Börnstein – Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik, alte Serie V. 3*. Berlin: Springer, 603-607.
- Gillet N.P., Kirchmeier-Young M., Ribes A., Shioyama H.,

- Hegerl G.C., Knutti R., Gastineau G., John J.G., Li L., Nazarenko L., Rosenbloom N., Seland Ø., Wu T., Yukimoto S., Ziehn T. (2021) Constraining human contributions to observed warming since the pre-industrial period. *Nat. Clim. Chang.*, **11**, 207-212. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00965-9>
- Goessling H.F., Rackow T., Jung T. (2024) Recent global temperature surge intensified by record-low planetary albedo. *Science*, **387**(6729), 68-73. <https://doi.org/10.1126/science.adq7280>
- Gwizd S., Fedo C., Grotzinger J., Banham S., Rivera-Hernández F., Stack K.M., Siebach K., Thorpe M., O'Connell-Cooper C., Stein N., Edgar L., Gupta S., Rubin D., Sumner D., Vasavada A.R. (2022) Sedimentological and geochemical perspectives on a marginal lake environment recorded in the Hartmann's Valley and Karasburg members of the Murray formation, Gale crater, Mars. *J. Geophys. Res. Planets*, **127**(8), e2022JE007280. <https://doi.org/10.1029/2022JE007280>
- Köppen W. (1884) Die Wärmezonen der Erde, nach der Dauer der heißen, gemäßigten und kalten Zeit und nach der Wirkung der Wärme auf die organische Welt betrachtet (The thermal zones of the earth according to the duration of hot, moderate and cold periods and to the impact of heat on the organic world). *Meteorol.*, **1**, 215-226 (translated and ed. by E. Volken, S. Brönnimann (2011) *Meteorol.*, **20**(3), 351-360). <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2011/105>
- Köppen W. (1923) Die Klimate der Erde: Grundriss der Klimakunde. Berlin, Leipzig: De Gruyter, 369 p. <https://doi.org/10.1515/9783111491530>
- Kupfer E. (1954) Entwurf einer Klimakarte auf genetischer Grundlage. *Zeitschr. Erdkundeuntern.*, (6), 5-13.
- Kuzmenkova O.F., Laptsevich A.G., Streltsova G.D., Minenkova T.M. (2018) Riphean and Vendian of the conjugation zone of the Orshanskaya Depth and the Zlobin Saddle (Bykhovskaya parametric borehole). *Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий*. Мат.-лы междунар. науч. конф., посвящ. 100-лет. со дня рождения академика НАН Беларуси А.С. Махнач. (Ред. А.А. Махнач). Минск: СтройМедиаПроект, 101-105.
- Li Z.-X., Liu Y., Ernst R. (2023) A dynamic 2000–540 Ma Earth history: From cratonic amalgamation to the age of supercontinent cycle. *Earth Sci. Rev.*, **238**, 104336. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104336>
- Lipp A.G., Shorttle O., Syvret F., Roberts G.G. (2020) Major Element Composition of Sediments in Terms of Weathering and Provenance: Implications for Crustal Recycling. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **21**(6), e2019GC008758. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18258-2>
- McLennan S.M. (1993) Weathering and Global Denudation. *J. Geol.*, **101**(2), 295-303. <https://doi.org/10.1086/648222>
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993) Geochemical Approaches to Sedimentation, Provenance and Tectonics. Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **285**, 21-40. <http://doi.org/10.1130/SPE284-p21>
- Meunier A. (1980) Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystemes: étude des arènes du massif granitique de Parthenay (Deux-Sèvres). *Memoir. Soc. Géol. France*, **140**, 1-80.
- Meunier A., Caner L., Hubert F., El Albani A., Pret D. (2013) The weathering intensity scale (WIS): An alternative approach of the Chemical Index of Alteration (CIA). *Amer. J. Sci.*, **313**(2), 113-143. <https://doi.org/10.2475/02.2013.03>
- Molén M.O. (2024) Geochemical proxies: Paleoclimate or paleoenvironment? *Geosyst. Geoenviron.*, **3**, 100238. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2023.100238>
- Neef E. (1956) Die Erde Klimazonen. Wandkarte 1 : 15 000 000. Gotha, 7 p.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**(5885), 715-717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1984) Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**(7), 1523-1534. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90408-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3)
- Nesbitt H.W., Fedo C.M., Young G.M. (1997) Quartz and Feldspar Stability, Steady and Non Steady State Weathering, and Petrogenesis of Siliciclastic Sands and Muds. *J. Geol.*, **105**(2), 173-192. <https://doi.org/10.1086/515908>
- Paleoclimatology. (2021) (Ed. by G. Ramstein, A. Landais, N. Bouttes, P. Sepulchre, A. Govin). Cham: Springer, 485 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-24982-3>
- Panahi A., Young G.M., Rainbird R.H. (2000) Behavior of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie, Québec, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**(13), 2199-2220. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00420-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00420-2)
- Parker A. (1970) An Index of Weathering for Silicate Rocks. *Geol. Mag.*, **107**(6), 501-504. <https://doi.org/10.1017/S0016756800058581>
- Paszkowski M., Budzyn B., Mazur S., Sláma J., Shumlyanskyy L., Srodon J., Dhuime B., Kedzior A., Liivamägi S., Pisarzowska A. (2019) Detrital zircon U–Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus. *Precambrian Res.*, **331**, 105352. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105352>
- Peel M.C., Finlayson B.L., McMahon T.A. (2007) Updated world map of the Köppen–Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **11**(5), 1633-1644. <https://doi.org/10.5194/hess-11-1633-2007>
- Plant Functional Types: Their Relevance to Ecosystem Properties and Global. (1997) (Ed. by T.M. Smith, H.H. Shugart, F.I. Woodward). Cambridge: Cambridge University Press, 369 p.
- Rudnick R.L., Gao S. (2014) Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*. (Ed. by H.D. Holland, K.K. Turekian). 2nd ed. Oxford: Elsevier, 1-51. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6>
- Spicer R.A., Yang J., Spicer T.E.V., Farnsworth A. (2021) Woody dicot leaf traits as a palaeoclimate proxy: 100 years of development and application. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **562**, 110138. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110138>
- Tabor N.J., Myers T.S. (2015) Paleosols as Indicators of Paleoenvironment and Paleoclimate. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **43**, 333-361. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105355>
- van de Kamp P.C. (2016) Potassium distribution and meta-

- somatism in pelites and schists: how and when, relation to postdepositional events. *J. Sediment. Res.*, **86**(6), 683-711. <https://doi.org/10.2110/jsr.2016.44>
- White A.F., Blum A.E., Schultz M.S., Huntington T.G., Peters N.E., Stonestrom D. (2002) Chemical weathering of the Panola Granite: Solute and regolith elemental fluxes and the weathering rate of biotite. *Water-Rock Interactions, Ore deposits and Environmental geochemistry: A tribute to David Crerar: Geol. Soc. Spec. Publ.*, (7), 37-59.
- Young G.M., Williams G.E. (2020) Proterozoic Climates. *Encyclopedia of Geology. 2nd ed. V. 5. Climates.* (Ed. by S. Elias, D. Alderton). Amsterdam: Elsevier, 557-570. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12540-0>
- Yu C., Zhang L., Hou M., Yang J., Zhong H., Wang C. (2023) Climate paleogeography knowledge graph and deep time paleoclimate classifications. *Geosci. Front.*, **14**, 101450. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101450>
- Zhang L., Wang C., Li X., Cao K., Song Y., Hu B., Lu D., Wang Q., Du X., Cao S. (2016) A new paleoclimate classification for deep time. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **443**, 98-106. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.11.041>
- Algeo T.J., Li C. (2020) Redox classification and calibration of redox thresholds in sedimentary systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **287**, 8-26. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.01.055>
- Alisov B.P. (1936) Geographical climate types. *Meteorologiya i Gidrologiya*, (6), 16-34. (In Russ.)
- Alisov B.P., Poltareus B.V. (1974) Climatology. 2nd ed. Moscow, MGU, 298 p. (In Russ.)
- Anfimov L.V. (1997) Riphean sedimentary stata diagenesis in the Baskirian megaatclinorium (South Urals). Ekaterinburg, UrO RAN, 290 p. (In Russ.)
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.027>
- Belarus geology. (2001) (Ed. by A.S. Makhnach, R.G. Gartsky, A.V. Matveev). Minsk, IGN NAN Belarus, 815 p. (In Russ.)
- Berg L.S. (1938) Cliamtology basics. 2nd ed. Leningrad, GUPI Narkomprosa RSFSR, 455 p. (In Russ.)
- Boucot A.J., Shen X., Scotese C.R., Morley R.J. (2013) Phanerozoic Paleoclimate: An Atlas of Lithologic Indicators of Climate. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **11**, 30. <https://doi.org/10.2110/sepmcsp.11>
- Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. (2007) Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): From source areas to configuration of margins. Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **420**, 73-93. [https://doi.org/10.1130/2006.2420\(06\)](https://doi.org/10.1130/2006.2420(06))
- Bradley R.S. (2015) Paleoclimatology. Reconstructing climates of the quaternary. 3rd ed. Oxford, Elsevier, Academic Press, 675 p. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-18310-1>
- Cho T., Ohta T. (2022) A robust chemical weathering index for sediments containing authigenic and biogenic materials. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **608**, 111288. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111288>
- Chumakov N.M. (2004) General review of the Upper Mesozoic climate and. *Climate in the epochs of the major biospheric transformations.* (Ed. by Yu.G. Leonov). Moscow, Nauka Publ., 44-51. (In Russ.)
- Climate in the epochs of major biospheric transformations. (2004) (Ed. by Yu.G. Leonov). Moscow, Nauka Publ., 299 p. (In Russ.)
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**(1-4), 1-37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E)
- Condie K.C., Wronkiewicz D.J. (1990) The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal craton as an index of craton evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **97**(3-4), 256-267. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90046-Z](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90046-Z)
- Deng K., Yang S., Guo Y. (2022) A global temperature control of silicate weathering intensity. *Nat. Commun.*, **13**(1), 1781. <http://doi.org/10.1038/s41467-022-29415-0>
- Duzgoren-Aydin N.S., Aydin A., Malpas J. (2002) Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. *Eng. Geol.*, **63**(1-2), 99-119. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(01\)00073-4](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00073-4)
- 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**(10), 921-924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UT EOPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UT EOPM>2.3.CO;2)
- Flohn H. (1950) Neue Anschauungen über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und ihre klimatische Bedeutung. *Erdkunde*, (4), 141-162.
- Floyd P.A., Leveridge B.E. (1987) Tectonic Environment of the Devonian Gramscatho Basin South Cornwall: Framework Mode and Geochemical Evidence from Turbiditic Sandstones. *J. Geol. Soc. London*, **144**, 531-542. <http://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531>
- Geiger R. (1954) Klassifikation der Klimate nach W. Köppen. *Landolt-Börnstein – Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik, alte Serie V. 3.* Berlin, Springer, 603-607.
- Gillet N.P., Kirchmeier-Young M., Ribes A., Shiogama H., Hegerl G.C., Knutti R., Gastineau G., John J.G., Li L., Nazarenko L., Rosenbloom N., Seland Ø., Wu T., Yukimoto S., Ziehn T. (2021) Constraining human contributions to observed warming since the pre-industrial period. *Nat. Clim. Chang.*, **11**, 207-212. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00965-9>
- Goessling H.F., Rackow T., Jung T. (2024) Recent global temperature surge intensified by record-low planetary albedo. *Science*, **387**(6729), 68-73. <https://doi.org/10.1126/science.adq7280>
- Golbert A.V. (1987) Regional paleoclimatology basics. Moscow, Nedra Publ., 222 p. (In Russ.)
- Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L. (2010) Sedimentary systems of the Sylvis Group (Upper Vendian of the Middle Urals). Ekaterinburg, UrO RAN, 280 p. (In Russ.)
- Grigoriev A.A., Budyko M.I. (1959) Classification of the USSR climates. *Izv. AN SSSR. Ser. Geographiya*, (3), 3-19. (In Russ.)
- Gwizd S., Fedo C., Grotzinger J., Banham S., Rivera-Hernández F., Stack K.M., Siebach K., Thorpe M., O'Connell-

- Cooper C., Stein N., Edgar L., Gupta S., Rubin D., Sumner D., Vasavada A.R. (2022) Sedimentological and geochemical perspectives on a marginal lake environment recorded in the Hartmann's Valley and Karasburg members of the Murray formation, Gale crater, Mars. *J. Geophys. Res. Planets*, **127**(8), e2022JE007280. <https://doi.org/10.1029/2022JE007280>
- Khromov S.P., Petrosyants M.A. (2006) Meteorology and climatology. 7th ed. Moscow, MGU; Nauka Publ., 582 p. (In Russ.)
- Kislov A.V., Surkova G.V. (2023) Climatology. 4th ed. Moscow, Infra-M Publ., 324 p. (In Russ.)
- Köppen W. (1884) Die Wärmezonen der Erde, nach der Dauer der heissen, gemässigten und kalten Zeit und nach der Wirkung der Wärme auf die organische Welt betrachtet (The thermal zones of the earth according to the duration of hot, moderate and cold periods and to the impact of heat on the organic world). *Meteorol.*, **1**, 215-226 (translated and ed. by E. Volken, S. Brönnimann (2011) *Meteorol.*, **20**(3), 351-360). <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2011/105>
- Köppen W. (1923) Die Klimate der Erde: Grundriss der Klimakunde. Berlin, Leipzig, De Gruyter, 369 p. <https://doi.org/10.1515/9783111491530>
- Kupfer E. (1954) Entwurf einer Klimakarte auf genetischer Grundlage. *Zeitschr. Erdkundeunterr.*, (6), 5-13.
- Kuzmenkova O.F., Laptsevich A.G., Streltsova G.D., Minenkova T.M. (2018) Riphean and Vendian of the conjugation zone of the Orshanskaya Depth and the Zlobin Saddle (Bykhovskaya parametric borehole). *Belarus and adjacent territory geology problems*. Proceedings of Int. sci. conf. (Ed. by A.A. Makhnach). Minsk, StrojMediaProekt Publ., 101-105.
- Li Z.-X., Liu Y., Ernst R. (2023) A dynamic 2000–540 Ma Earth history: From cratonic amalgamation to the age of supercontinent cycle. *Earth Sci. Rev.*, **238**, 104336. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104336>
- Lipp A.G., Shorttle O., Syvret F., Roberts G.G. (2020) Major Element Composition of Sediments in Terms of Weathering and Provenance: Implications for Crustal Recycling. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **21**(6), e2019GC008758. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-18258-2>
- Maslov A.V. (1988) Lithology of the Upper Riphean in the Bashkirian meganticlinorium. Moscow, Nauka Publ., 133 p. (In Russ.)
- Maslov A.V. (2020) Lithogeochemistry of clayey rocks and volcanic tuffs in the Vendian succession of the western slope of the Middle Urals: similarities and differences. *Vestn. Sankt-Peterburgskogo un-ta. Nauki o Zemle*, **65**(3), 577-599. (In Russ.) <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.309>
- Maslov A.V. (2022) Clastic Sources for the Upper Riphean Arkose Complex of the Southern Urals: Some Geochemical Constraints. *Geochem. Int.*, **60**, 1136-1152 (translated from *Geokhimiya*, **67**(11), 1124-1141). <https://doi.org/10.1134/S0016702922110076>
- Maslov A.V., Melnichuk O.Yu. (2023) Are There Restrictions Related to the Presence of Land Plants for Reconstructing Rivers of Different Categories? *Lithol. Miner. Res.*, **58**, 60-83 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (1), 69-95). <https://doi.org/10.1134/S0024490223010054>
- Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Goj Yu.Yu. (2013) Primitive paleosols in South Urals Zilmerdak Formation (structural and lithogeochemical aspects). *Lithosphere (Russia)*, (2), 45-64. (In Russ.)
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Kiseleva D.V. (2011) Lithogeochemistry of the fine-grained siliciclastic rocks of the Vendian Serebryanka group of the Central Urals. *Geochem. Int.*, **49**(10), 974-1001 (translated from *Geokhimiya*, (10), 1032-1062).
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z. (2003) Lithological, Lithochemical, and Geochemical Indicators of Paleoclimate: Evidence from Riphean of the Southern Urals. *Lithol. Miner. Res.*, **38**, 427-446 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (5), 427-446). <https://doi.org/10.1023/A:1025575120343>
- Maslov A.V., Melnichuk O.Yu., Kuznetsov A.B., Podkovyrov V.N. (2024) Lithogeochemistry of Upper Precambrian Terrigenous Rocks of Belarus: Communication 2. Provenance, Paleogeodynamics, Paleogeography, and Paleoclimate. *Lithol. Miner. Res.*, **59**, 479-503 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (5), 515-543). <https://doi.org/10.1134/S002449022470069X>
- Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Petrov G.A., Kornilova A.Yu., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2006) Systematics of rare earth elements, Th, Hf, Sc, Co, Cr, and Ni in the vendian pelitic rocks of the Serebryanka and Sylvitsa groups from the western slope of the Central Urals: A tool for monitoring provenance composition. *Geochem. Int.*, **44**, 559-580 (translated from *Geokhimiya*, (6), 610-632). <https://doi.org/10.1134/S0016702906060036>
- McLennan S.M. (1993) Weathering and Global Denudation. *J. Geol.*, **101**(2), 295-303. <https://doi.org/10.1086/648222>
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993) Geochemical Approaches to Sedimentation, Provenance and Tectonics. Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **285**, 21-40. <http://doi.org/10.1130/SPE284-p21>
- Melnichuk O.Yu. (2024) First destruction traces of the Upper Paleozoic accretionary orogene in the Middle Urals eastern slope. *Tr. IGG UrORAN*, vyp. 168, 37-46. <https://doi.org/10.24930/0371-7291-2024-168-37-46> (In Russ.)
- Melnichuk O.Yu., Badida L.V. (2026) Catchment Areas Climate Reconstruction Attempt by the Example of Upper Frasnian Kodinka Formation in the Middle Urals. *Russ. J. Earth. Sci.* (In press). (In Russ.)
- Melnichuk O.Yu., Maslov A.V. (2025a) Chemical Composition of Vendian Mudrocks (Middle Urals) and Some Quantitative Features of Paleoclimate. *Lithol. Miner. Res.*, **60**, 267-287. (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (3), 273-295). <https://doi.org/10.1134/S0024490225700063>
- Melnichuk O.Yu., Maslov A.V. (2025b) Riphean strato-type mudrocks composition and some paleoclimate quantitative characteristics. *Lithosphere (Russia)*, **25**(4), 725-747. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-725-747>
- Melnichuk O.Yu., Ryanskaya A.D. (2017) Specific composition features of the Kodinka Formation mudstones (Upper Devonian in the Middle Urals eastern slope. *Lithosphere (Russia)*, **17**(3), 71-86. (In Russ.)
- Meunier A. (1980) Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystemes: étude des arènes du massif granitique de Parthenay (Deux-Sèvres). *Memoir. Soc. Géol. France*, **140**, 1-80.
- Meunier A., Caner L., Hubert F., El Albani A., Pret D.

- (2013) The weathering intensity scale (WIS): An alternative approach of the Chemical Index of Alteration (CIA). *Amer. J. Sci.*, **313**(2), 113-143. <https://doi.org/10.2475/02.2013.03>
- Molén M.O. (2024) Geochemical proxies: Paleoclimate or paleoenvironment? *Geosyst. Geoenviron.*, **3**, 100238. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2023.100238>
- Neef E. (1956) Die Erde Klimazonen. Wandkarte 1 : 15 000 000. Gotha, 7 p.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**(5885), 715-717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1984) Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**(7), 1523-1534. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90408-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3)
- Nesbitt H.W., Fedo C.M., Young G.M. (1997) Quartz and Feldspar Stability, Steady and Non Steady State Weathering, and Petrogenesis of Siliciclastic Sands and Muds. *J. Geol.*, **105**(2), 173-192. <https://doi.org/10.1086/515908>
- Paleoclimate reconstruction methods. (1985) (Ed. by A.A. Velichko). Moscow, Nauka Publ., 197 p. (In Russ.)
- Paleoclimatology. (2021) (Ed. by G. Ramstein, A. Landais, N. Bouttes, P. Sepulchre, A. Govin). Cham, Springer, 485 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-24982-3>
- Panahi A., Young G.M., Rainbird R.H. (2000) Behavior of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie, Québec, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**(13), 2199-2220. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00420-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00420-2)
- Parker A. (1970) An Index of Weathering for Silicate Rocks. *Geol. Mag.*, **107**(6), 501-504. <https://doi.org/10.1017/S0016756800058581>
- Paszowski M., Budzyn B., Mazur S., Sláma J., Shumlyanskyy L., Srodon J., Dhuime B., Kedzior A., Lii-vamägi S., Piszarsowska A. (2019) Detrital zircon U–Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus. *Precambrian Res.*, **331**, 105352. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105352>
- Peel M.C., Finlayson B.L., McMahon T.A. (2007) Updated world map of the Köppen–Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **11**(5), 1633-1644. <https://doi.org/10.5194/hess-11-1633-2007>
- Plant Functional Types: Their Relevance to Ecosystem Properties and Global. (1997) (Ed. by T.M. Smith, H.H. Shugart, F.I. Woodward). Cambridge, Cambridge University Press, 369 p.
- Rudnick R.L., Gao S. (2014) Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*. (Ed. by H.D. Holland, K.K. Turekian). 2nd ed. Oxford, Elsevier, 1-51. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6>
- Sinityn V.M. (1980) Paleoclimatology introduction. 2nd ed. Leningrad, Nedra Publ., 248 p. (In Russ.)
- Spicer R.A., Yang J., Spicer T.E.V., Farnsworth A. (2021) Woody dicot leaf traits as a palaeoclimate proxy: 100 years of development and application. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **562**, 110138. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110138>
- Strakhov N.M. (1960a) Diagenesis theory basics. V. 1. Diagenesis types and their Earth surface distribution. Moscow, AN SSSR, 212 p. (In Russ.)
- Strakhov N.M. (1960b) Diagenesis theory basics. V. 2. Humid sediments consistent patterns of the composition and distribution. Moscow, AN SSSR, 574 p. (In Russ.)
- Strakhov N.M. (1962) Diagenesis theory basics. V. 3. Arid sediments consistent patterns of the composition and distribution. Moscow, AN SSSR, 550 p. (In Russ.)
- Tabor N.J., Myers T.S. (2015) Paleosols as Indicators of Paleoenvironment and Paleoclimate. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **43**, 333-361. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105355>
- van de Kamp P.C. (2016) Potassium Distribution and Metasomatism In Pelites and Schists: How and When, Relation To Postdepositional Events. *J. Sediment. Res.*, **86**, 683-711. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.081>
- White A.F., Blum A.E., Schultz M.S., Huntington T.G., Peters N.E., Stonestrom D. (2002) Chemical weathering of the Panola Granite: Solute and regolith elemental fluxes and the weathering rate of biotite. *Water-Rock Interactions, Ore deposits and Environmental geochemistry: A tribute to David Crerar: Geol. Soc. Spec. Publ.*, **(7)**, 37-59.
- Yanin B.T. (2009) Paleobiogeography. Moscow, Akademiya Publ., 256 p. (In Russ.)
- Yapaskurt O.V. (2008) Genetical mineralogy and stadium analysis of the rock and ore forming processes. Moscow, Eslan Publ., 356 p. (In Russ.)
- Yasamanov N.A. (1985) Earth's ancient climates. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 294 p. (In Russ.)
- Young G.M., Williams G.E. (2020) Proterozoic Climates. *Encyclopedia of Geology. 2nd ed. V. 5. Climates*. (Ed. by S. Elias, D. Alderton). Amsterdam, Elsevier, 557-570. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12540-0>
- Yu C., Zhang L., Hou M., Yang J., Zhong H., Wang C. (2023) Climate paleogeography knowledge graph and deep time paleoclimate classifications. *Geosci. Front.*, **14**, 101450. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101450>
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Lithochemistry basics. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2011) Lithogenesis geochemical proxies (lithological geochemistry). Syktyvkar, Geoprint Publ., 742 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. (2018) Titan geochemistry. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 432 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. (2020) Phosphorus geochemistry. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 512 p. (In Russ.)
- Zhang L., Wang C., Li X., Cao K., Song Y., Hu B., Lu D., Wang Q., Du X., Cao S. (2016) A new paleoclimate classification for deep time. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **443**, 98-106. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.11.041>