



ОПЫТ РЕКОНСТРУКЦИИ КЛИМАТА НА ПАЛЕОВОДОСБОРАХ
НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕФРАНСКОЙ КОДИНСКОЙ СВИТЫ
(ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА)О. Ю. Мельничук^{*1}  и Л. В. Бадида¹ ¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия^{*} **Контакт:** Олег Юрьевич Мельничук, melnichuk@igg.uran.ru

Аннотация: Основным объектом исследования являются глинистые породы (в основном алевроитовые аргиллиты) кодинской свиты, обнажающейся на Среднем Урале и являющейся результатом разрушения аккреционного орогена на восточной окраине Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в позднефранское время в низких широтах. Для реконструкции особенностей источников сноса и климата на водосборах указанной свиты изучен химический (породообразующие, редкие и рассеянные элементы) состав аргиллитов. Выявлено, что в ходе образования свиты неоднократно происходили изменения в области водосборных площадей, приводившие к ослаблению химического выветривания и усилению физического. Последнее было сопряжено с проградацией рек в приёмный бассейн, а также приводило к увеличению общей доли продуктов размыва основных и ультраосновных пород в осадках. В частности, к увеличению концентрации Ni, Cr, Mg и Na в глинистых и ассоциирующихся с ними отложениях. Скорее всего, усиление физического выветривания было связано с эпизодами тектонической активности (а не, например, с образованием горных ледников), «затушёвывавшими» климатические факторы, нежели с чем-то иным. С учётом сказанного дельтовые и ассоциирующиеся с ними образования были исключены нами как ненадёжные при восстановлении климата на палеоводосборах. Для реконструкций были привлечены уравнение К. Ден с соавторами, индекс химического изменения (CIA), «надёжный» RW-индекс (robust weathering index) и индекс изменения основных магматических пород (MIA). Величины среднегодовых температур в приземном слое воздуха (порядка 15–20 °C), подсчитанные для образцов, отобранных из литоральных и сублиторальных фаций, и особенности накопления в них Ti, позволяют предполагать наличие тёплого гумидного климата в областях сноса при накоплении кодинской свиты. По всей видимости, такой климат на восточной периферии ВЕП возник не в турнейском времени, как это показано на палеоклиматических картах глобального характера, а несколько ранее.

Ключевые слова: геохимия, глинистые породы, индексы выветривания, палеоводосборы, изменения состава петрофонда, поздний девон, Средний Урал

Цитирование: Мельничук О. Ю. и Бадида Л. В. Опыт реконструкции климата на палеоводосборах на примере верхнефранской кодинской свиты (восточный склон Среднего Урала) // Russian Journal of Earth Sciences. — 2026. — Т. 26. — ES1016. — DOI: 10.2205/2026es001096 — EDN: HCXTNR

<https://elibrary.ru/HCXTNR>

Получено: 21 апреля 2025 г.

Принято: 11 декабря 2025 г.

Опубликовано: 17 апреля 2026 г.



© 2026. Коллектив авторов.

1. Введение

Восстановление климата в пределах палеобассейна седиментации представляет собой геологическую задачу, решение которой возможно с использованием различных индикаторов, среди которых можно выделить литологические, минералогические, палеонтологические, геохимические и прочие ([Ясаманов, 1985; Bradley, 2015; Paleoclimatology, 2021] и мн. др.). Каждая отдельная группа либо самостоятельный индикатор

обладают соответствующими возможностями и ограничениями, в основном связанными с возрастом изучаемых отложений и их фациальной приуроченностью, а также потенциальным количеством параметров климата, подлежащих восстановлению [Yu *et al.*, 2023]. Например, наиболее полную информацию – среднегодовую температуру в приземном слое воздуха (СГТ), среднегодовую сумму осадков (СГСО), температуру самого тёплого и холодного месяцев в году – можно вычислить при рассмотрении ассоциаций ископаемых функциональных типов растительности и морфологии сохранившихся листьев [Spicer *et al.*, 2021]. Меньшее количество признаков можно рассчитать при изучении палеопочв [Tabor and Myers, 2015]. Распределение ископаемых карбонатных фабрик также подчинено климатической зональности [Laugié *et al.*, 2019].

В настоящей работе наше внимание обращено к индикаторам, использование которых имеет достаточно широкое применение, так как связано с изучением одних из самых распространённых в геологическом прошлом отложений – мелководно-морских глинистых образований. В частности, в исследовании состава взвешенного материала и глинистой фракции донных наносов современных рек, то есть основных поставщиков материала в морские обстановки [Deng *et al.*, 2022], было установлено, что в диапазоне 0–30 °С существует зависимость между величиной индекса химического изменения (СИА) и СГТ на палеоводосборах ($r_{\text{СИА-СГТ}} = 0,60$). После корректировки этой взаимосвязи применительно к ряду объектов геологического прошлого, её можно выразить уравнением (1):

$$\text{СГТ} = \frac{\text{СИА} - 59,03}{1,02} \pm \Delta, \quad (1)$$

где $\Delta = 1\text{--}3\text{ }^\circ\text{C}$ – расхождение с другими палеотемпературными индикаторами, выявленное при рассмотрении СГТ для четвертичных, неогеновых, палеогеновых и пограничных пермь–триасовых геологических объектов, фиксирующих яркие климатические события.

К. Ден с соавторами [Deng *et al.*, 2022] также весьма оптимистично оценивают возможность применения предложенного ими уравнения при палеореконструкциях, в том числе и для более древних образований (возрастом сотни млн–млрд лет). СИА при этом рассчитывается по формуле (2) из работы [Nesbitt and Young, 1982] с использованием мольной доли оксидов:

$$\text{СИА} = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}^* + \text{K}_2\text{O}}, \quad (2)$$

где CaO^* – мольная доля оксида кальция в силикатной матрице породы.

При этом авторы работы [Deng *et al.*, 2022] отмечают ряд ограничений/требований к образцам алюмосиликокластических отложений (и разрезам), используемым при реконструкциях. Во-первых, при составлении выборки необходимо использовать пробы только из глинистых отложений. Таким образом можно снизить эффект минералогической дифференциации вещества, который возникает при сравнении значений СИА песков/песчаников и глин/аргиллитов [Nesbitt *et al.*, 1997]. Во-вторых, влияние вариации петрофонада должно быть сведено к минимуму и это рекомендуется показать с помощью независимых индикаторов. В-третьих, следует изучать образования, охватывающие диапазон как минимум тысячи–десяти тысяч лет, так как именно столько времени необходимо для заметного отклика интенсивности выветривания на изменения температур. В дополнение, принимая во внимание, что взаимосвязь между значениями СИА и СГТ может отличаться от региона к региону, авторы предлагают рассматривать в некоторых случаях только относительные изменения упомянутых величин ($\Delta\text{СГТ}$ в таком случае равняется $\Delta\text{СИА}/1,02$). Однако это не единственные нюансы, которые необходимо учитывать при использовании индекса химического изменения в отношении ископаемых тонкозернистых образований. Есть ряд особенностей, связанных с вычислением CaO^* [Babechuk *et al.*, 2014; McLennan, 1993], не последнюю роль играют в изменении состава пород постседиментационные изменения [Fedo *et al.*, 1995], субсинхронный вулканизм [Somelar *et al.*, 2024], наличие рециклирован-

ных образований в источниках сноса [Garzanti et al., 2013]. На конечный результат реконструкций может повлиять и тот факт, что CIA не полностью отражает интенсивность выветривания, если в источниках сноса значительную роль играют основные породы [Babechuk et al., 2014].

Ранее нами было рассмотрено решение некоторых обозначенных проблем интерпретации геохимического состава глинистых отложений с целью палеоклиматических реконструкций на палеоводосборах. В частности, описываемая далее методика применена к докембрийским образованиям Уральского складчатого пояса, сформировавшимся в различных типах климата в основном за счёт размыва кислых магматических пород [Мельничук и Маслов, 2025a,b]. В настоящей работе мы продолжаем анализировать различные аспекты и распознавать ограничения этого подхода, но на принципиально ином объекте – верхнефранской карбонатно-терригенной кодинской свите.

2. Общие сведения о кодинской свите

Кодинская свита обнажается на Среднем Урале (рис. 1) в пределах Алапаевско-Теченской зоны Восточно-Уральской мегазоны [Государственная геологическая карта..., 2011]. Стратотип свиты находится в окрестностях г. Каменск-Уральский и вскрыт по обоим берегам р. Исеть (рис. 1 в), отдельные маломощные выходы можно наблюдать севернее города в карьерах рядом с с. Черемхово. В стратотипе свита (950 м) разделяется нами на 8 толщ [Мельничук, 2022]. Самую нижнюю из них подстилает верхнефранская карбонатная толща. Выше в разрезе преобладают полевошпатовые граувакки и глинистые породы (хлорит-иллитовые и иллит-хлоритовые), редко встречаются псефитолиты, некоторые толщи вмещают слои известняков. Несмотря на наличие тектонических нарушений, можно утверждать, что толщи с I по V имеют позднефранский возраст и налегают друг на друга в нормальной последовательности, так как снизу вверх по разрезу происходит смена разных брахиоподовых комплексов [Мизенс, 2012; Мизенс и Мизенс, 2019]. Фоссилии толщ VI и VIII не определены, а в существенно песчаной толще VII Т. А. Смирновой были обнаружены остатки позднедевонской (предположительно) панцирной рыбы подкласса Arthrodira [Смирнов и др., 1974].

Образование кодинской свиты связано с разрушением блоков композитной коры позднепалеозойского аккреционного орогена [Мельничук, 2024] (см. рис. 1 г). Последний возник в результате столкновения Магнитогорской островной дуги и Тагильского террейна (возможно в её составе) с окраиной Восточно-Европейского континента, а также причленения других восточноуральских террейнов [Пучков, 2010]. В районе современного Среднего Урала начало указанных процессов имело место несколько более 371,8 млн лет назад [Мельничук, 2024]. Согласно глобальным реконструкциям [Boucot et al., 2013; Golonka, 2020] это происходило в низких, в том числе приэкваториальных, широтах Северного полушария (рис. 2), а климат в области сноса, скорее всего, был тропическим [Boucot et al., 2013].

Выведение на эрозионный срез островодужных и спрединговых комплексов, а также пород континентальной коры обусловило полимиктовый состав кодинских песчаников. Среди обломков пород в них нами отмечены [Мельничук, 2022] кислые, основные и средние вулканиты, намного реже встречаются интрузивные разновидности (граниты, гранодиориты, диориты), а также пегматиты и полностью хлоритизированные обломки вулканического стекла. Обломки метаморфических пород (кварциты, слюдяные сланцы) составляют не более 20% от общего количества обломков пород, кремней – ≤ 10%. Присутствовали в питающей провинции и ультраосновные породы [Мельничук, 2022, 2024]. Пирокластическая в составе песчаников почти не встречается и, вероятно, представлена редкими кристаллокластами плагиоклаза и витрокластами [Мельничук, 2022].

Тонкозернистые алюмосиликатные породы кодинской свиты, как и песчаники, являются многокомпонентными образованиями. В их составе преобладают хлорит и иллит, смешанослойные образования (ССО) ряда «иллит–сметит», кварц, плагиоклаз. В малых количествах и не на всех стратиграфических уровнях кодинской свиты в аргиллитах и мелкозернистых глинистых алевролитах присутствует кальцит, пирит, смектит, в единичных образцах – доломит либо тальк [Мельничук, 2022].

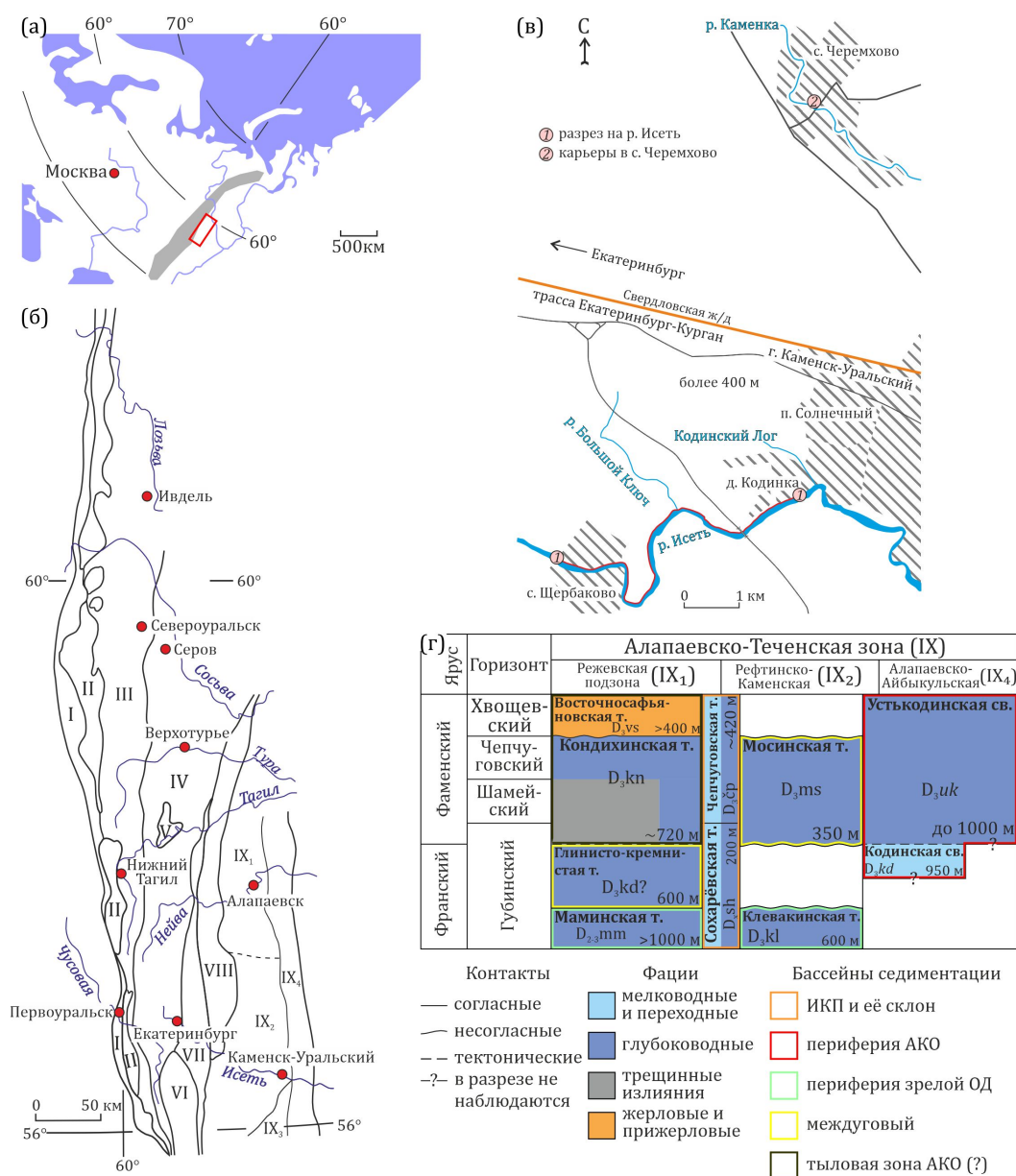


Рис. 1. Общие сведения об исследуемой территории. (а) – географическое положение (выделено красным прямоугольником). (б) – схема районирования Среднего Урала по [Смирнов и др., 2003] с дополнениями по [Государственная геологическая карта..., 2011; Коровко и др., 1999]: I–IX – структурные зоны по [Смирнов и др., 2003]: I – Салатимская, I – Платиноносный пояс; III – Тагильская; IV – Верхисетско-Туринская; V – Салдинский и VI – Сысертско-Ильменогорский выступы кристаллических пород; VII – Медведевско-Арамилевская; VIII – Мурзинско-Адуйский кристаллический блок; IX – Алапаевско-Теченская или Сосьвинско-Теченская; IX₁–IX₄ – подзоны [Коровко и др., 1999]: IX₁ – Режевская, IX₂ – Рефтинско-Каменская, IX₃ – Буринско-Калдинская, IX₄ – Алапаевско-Айбыкульская. (в) – географическая схема расположения изученных разрезов кодинской свиты. (г) – общие представления о стратиграфии и бассейнах седиментации для верхнедевонских отложений Алапаевско-Теченской зоны (подробнее см. [Мельничук, 2022]): ИКП – Режевская изолированная карбонатная платформа, АКО – активная континентальная окраина ВЕП, ОД – островная дуга (вероятно, Магнитогорская).

Алюмосиликокластический материал поставлялся в приёмный бассейн с речной системой (субаэральная часть в разрезах не сохранилась), формировавшей на шельфе дельты речного и волно-речного типов. Однако кроме дельтовых отложений на

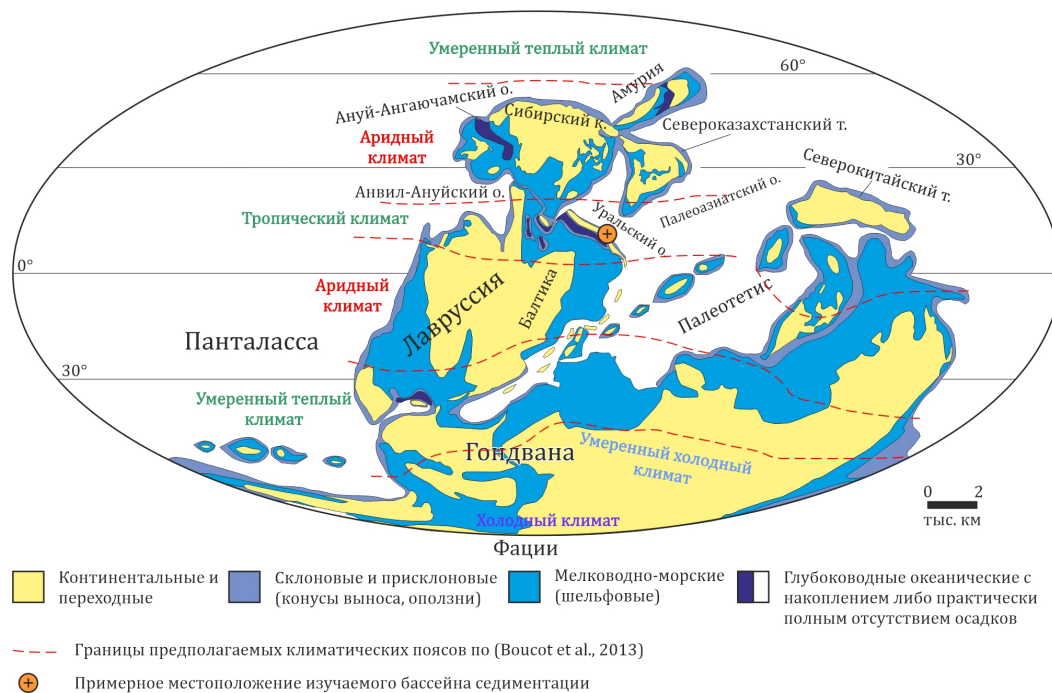


Рис. 2. Предполагаемое расположение изучаемого бассейна седиментации на глобальной тектонической реконструкции, отражающей положение континентов примерно 370 млн лет назад (карта по [Golonka, 2020], упрощённая авторами настоящей статьи, с нанесёнными на неё климатическими поясами по [Boucot et al., 2013]). О. – океан, т. – террейн, к. – континент.

исследуемом участке накапливались также сублиторальные и литоральные образования [Мельничук, 2022]. В ходе дальнейшего литогенеза кодинская свита претерпела диагенез, катагенез и наложенный метагенез, а также регрессивные литогенетические изменения.

3. Материалы и методика исследований

В основу настоящей работы легла выборка, состоящая из 30 образцов алюмосиликокластических/глинистых пород, которые отобраны как из стратотипа кодинской свиты на р. Исеть (толщи I–VIII), так и из карьеров вблизи с. Черемхово. Порошковые пробы аргиллитов исследовались в ИГГ УрО РАН. Содержания петрогенных оксидов (табл. 1) определены рентгенофлуоресцентным методом на спектрометрах Shimadzu XRF-1800 (Япония) и СРМ-35 («Научприбор», Россия), редких и рассеянных элементов – на квадрупольном масс-спектрометре Perkin Elmer ELAN-9000 (США).

По внешним признакам, а также минеральному составу (см. выше и [Мельничук, 2022]) и геохимическим критериям, предложенным в [Юдович и Кетрис, 2000; Юдович и др., 2018] (рис. 3), рассматриваемые породы отвечают алевритистым и алевритовым аргиллитам. При этом на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{T}) + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ или «натрий-калиевый модуль (НКМ) – фемический модуль (ФМ)» (рис. 3 б), предназначенной для диагностики минерального состава глинистых пород, фигуративные точки кодинских аргиллитов попадают в поля, полностью соответствующие их ранее выявленному минеральному составу. Таким образом, исследуемая нами выборка удовлетворяет первому критерию, предъявляемому к изучаемым объектам при реконструкции палеоклимата, указанному в [Deng et al., 2022].

Для выполнения второго по [Deng et al., 2022] критерия при подсчёте СГТ нами использованы диаграммы, предназначенные для диагностики петрофонда, в том числе наличия в источниках сноса образований, прошедших несколько циклов литогенеза, а именно $\text{Zr}/\text{Sc}-\text{Th}/\text{Sc}$ [McLennan et al., 1993], $\text{Cr}/\text{Th}-\text{Th}/\text{Sc}$ [Condie and Wronkiewicz, 1990], $\text{V}-\text{Ni}-\text{Th}\times 10$ [Bracciali et al., 2007] и $\text{Hf}-\text{La}/\text{Th}$ [Floyd and Leveridge, 1987]. Ввиду

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) в аргиллитах верхнефранской кодинской свиты

№ обр.	Толща	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (Т)	MnO	MgO (MgO*)	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.
3163-9-3	I	47,89	0,96	17,82	10,02	0,10	4,15 (2,18)	1,57	0,99	3,16	0,139	7,80
3163-13-4	I	49,41	0,96	17,63	10,19	0,07	4,15	1,48	1,18	2,71	0,300	6,90
3163-23-3	I	56,80	0,94	16,04	10,50	0,14	4,89	0,66	0,32	3,14	0,127	6,75
3163-29-1	II	54,57	0,91	17,25	8,97	0,15	4,37	1,20	0,53	2,62	0,146	9,21
3163-32-1	II	54,85	0,91	16,81	9,27	0,14	5,17	1,27	0,68	2,81	0,210	6,74
3155-1-2*	IIIА	60,08	0,93	17,15	7,95	0,06	3,26 (2,30)	0,66	1,16	1,87	0,152	6,43
3155-3-1	IIIА	56,57	0,82	17,91	7,96	0,05	3,34	0,79	1,41	2,73	0,135	5,82
3155-4-1	IIIА	58,04	0,97	17,80	8,10	0,06	3,63	1,88	0,88	3,43	0,170	6,89
3155-5-1	IIIА	57,03	0,91	17,27	9,02	0,11	5,50	3,01	1,44	2,14	0,185	6,60
3155-10-4	IIIВ	55,80	0,87	18,09	8,01	0,13	6,58	1,32	1,14	3,27	0,118	6,17
3155-13-1	IIIВ	55,18	0,94	18,79	7,91	0,09	4,06	1,52	1,32	3,80	0,269	5,96
3156-2-3	IV	55,08	0,92	16,80	9,14	0,20	4,77	1,14	0,89	2,55	0,123	6,19
3156-6-5	IV	55,52	0,90	17,70	8,56	0,15	5,32	2,16	0,82	2,66	0,158	7,37
3156-11-7	IV	54,07	1,03	18,95	7,76	0,13	5,44	1,07	0,64	2,76	0,131	7,53
3156-17-5	IV	56,23	0,90	17,22	9,71	0,16	5,03	1,35	0,95	1,77	0,133	6,91
3156-19-3	V	56,45	0,92	17,31	8,82	0,11	3,49	0,87	0,94	1,89	0,172	6,58
3156-22-1	V	58,50	0,92	17,60	8,15	0,06	3,09	0,68	0,95	2,19	0,136	5,98
3156-24-5	VI	56,09	0,99	16,58	10,01	0,13	5,50	1,34	1,99	2,46	0,122	5,31
3156-31-1	VI	55,98	1,00	17,30	9,72	0,14	5,75	1,28	1,37	3,74	0,117	5,96
3156-31-21	VI	56,37	0,94	16,30	10,05	0,21	6,43	0,92	1,27	2,15	0,133	6,00
3156-33-9	VII	55,78	0,94	16,13	8,98	0,18	7,02	0,77	1,27	2,33	0,123	6,00
3156-33-12	VII	53,91	0,92	17,82	8,25	0,138	6,73	1,09	1,17	2,05	0,153	6,10
3168-1-1	VIII	56,65	0,92	16,31	9,20	0,20	5,86	0,79	1,20	2,44	0,116	5,70
3169-1-2	VIII	57,46	0,95	16,83	8,35	0,15	5,48	0,70	1,21	1,87	0,134	5,80
3169-8-1	VIII	56,23	0,99	16,39	9,49	0,21	5,73	1,16	0,90	2,07	0,140	6,40
3169-10-1	VIII	56,65	0,97	16,69	9,30	0,19	5,52	0,74	0,93	3,60	0,104	7,81
3171-7-2	VIII	57,28	0,99	16,73	9,46	0,18	5,28	1,57	0,99	3,16	0,139	7,80
3171-13-1	VIII	55,74	0,93	16,83	10,14	0,22	5,06	1,48	1,18	2,71	0,300	6,90
3183-5	Чер.	55,43	0,98	20,86	6,17	0,06	3,30	0,66	0,32	3,14	0,127	6,75
3183-6	Чер.	47,89	0,96	17,82	10,02	0,10	4,15	1,20	0,53	2,62	0,146	9,21

Примечание. Fe₂O₃(Т) = (Fe₂O₃ + FeO), П.п.п. – потери при прокаливании. Для некоторых образцов в графе MgO в скобках указаны концентрации оксида магния в алюмосиликатной матрице (MgO* = MgO – MgO в доломите либо тальке, см. ниже). Если в скобках ничего не указано, то в такой процедуре не было необходимости.

полимиктового состава исследуемых пород нами также были рассчитаны факторы обогащения для всех используемых редких и рассеянных элементов по формуле (3) из работы [Van der Weijden, 2002]:

$$EF_X = \frac{\left(\frac{X}{Al}\right)_{\text{обр}}}{\left(\frac{X}{Al}\right)_{\text{UCC}}} \quad (3)$$

где X – концентрация элемента в образце либо в верхней континентальной коре (UCC). Для последней концентрации редких и рассеянных элементов взяты по [Rudnick and Gao, 2014].

При вычислении CIA мольная доля CaO* определена нами по методике, предложенной в [McLennan, 1993]. В соответствии с ней величине CaO* присваивается минимальное из двух значений – (CaO – 10/3 × P₂O₅) или Na₂O. При её использовании для

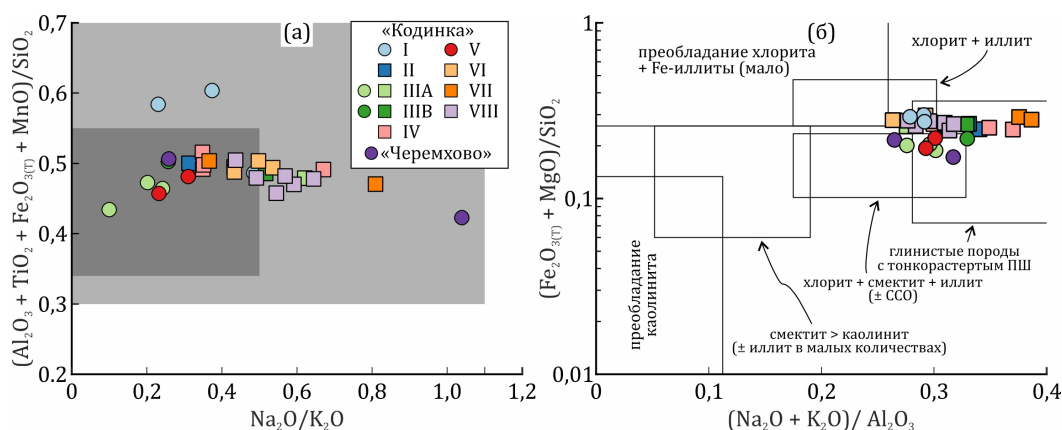


Рис. 3. Положение фигуративных точек кодинских аргиллитов на диаграммах $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ (а) и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (б): а – серым выделено поле значений гидролизатного ($\text{GM} = (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$) и щелочного ($\text{ШМ} = \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) модулей возможных для алюмосиликокластических глинистых пород, а темно-серым – наиболее характерных, в соответствии с [Юдович и Кетрис, 2000; Юдович и др., 2018]; б – поля глинистых отложений с преобладанием тех или иных минералов выделены по пороговым значениям, представленным в [Юдович и Кетрис, 2000]. ПШ – полевого шпат. Также см. примечание к табл. 1.

15 из 30 проб соотношение $(\text{CaO} - 10/3 \times \text{P}_2\text{O}_5)/\text{Na}_2\text{O}$ превышало 1. Корректировка значений CIA в связи с предполагаемым калиевым метасоматозом нами не производилась, так как при диа- и катагенетических преобразованиях в такой процедуре нет особой необходимости [Fedo et al., 1995].

Помимо CIA для сравнения и в качестве дополнительных индикаторов степени выветривания в настоящей работе использованы «надёжный» RW-индекс (robust weathering index), впервые предложенный в [Cho and Ohta, 2022], и мафический индекс изменения MIA [Babechuk et al., 2014]. Первый весьма удобен, так как при его применении нет необходимости пересчёта оксидов в мольные доли, и он не учитывает концентрации кремнезёма, оксидов кальция и фосфора в образцах. Предполагается также, что на значение RW-индекса не влияют вариации состава петрофонда. Формулы для его расчёта достаточно громоздки, поэтому мы отсылаем уважаемых читателей к Supplementary S2 [Cho and Ohta, 2022]. В этом же приложении представлен весьма удобный шаблон для расчётов, в котором автоматически вычисляется как сам RW-индекс, так и два других компонента – M (mafic) и F (felsic), необходимые для построения треугольной диаграммы.

Индекс MIA является более пригодным для анализа процессов выветривания основных и средних магматических пород, так как учитывает не только потери Ca, Na и K материнскими породами, но и потери Mg и Fe при выветривании мафических минералов [Babechuk et al., 2014], что в случае кодинской свиты представляется актуальным. Для фанерозойских кор выветривания авторами указанной работы предложено использовать формулу этого индекса (4), отражающую выветривание в окислительных обстановках:

$$\text{MIA}_{(\text{O})} = \frac{\text{Al}_2\text{O}_{3(\text{T})} + \text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})} + \text{MgO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}^* + \text{K}_2\text{O}}, \quad (4)$$

где все перечисленные оксиды приведены в мольной доле, а CaO^* вычисляется так же, как и при подсчёте значений CIA. При этом в образцах с выявленными ранее доломитом и тальком нами было уменьшено количество MgO на таковое в этих минералах (MgO^* , см. табл. 1 и примечание к ней). Подобный нюанс касается и расчётов RW-индекса.

Для большей наглядности при рассмотрении индикаторов выветривания и различных литогенетических процессов далее использованы треугольные диаграммы A-CN-K [Fedo et al., 1995], AF-CNK-M [Babechuk et al., 2014].

4. Результаты и их обсуждение

Распределение фигуративных точек глинистых пород кодинской свиты на диаграммах Zr/Sc-Th/Sc и Hf-La/Th (рис. 4 а, б) не демонстрирует наличия в них литогенной компоненты. Для выборки в целом характерно сохранение одной из геохимических связей, типичных для магматических пород согласно [Юдович и Кетрис, 2000] – отрицательной корреляции между титановым (ТМ = TiO_2/Al_2O_3) и железным (ЖМ = $(Fe_2O_3(T) + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$) модулями. Тем не менее, другая – положительная между гидролизатным и натрий-калиевым модулями – нарушена (табл. 2).

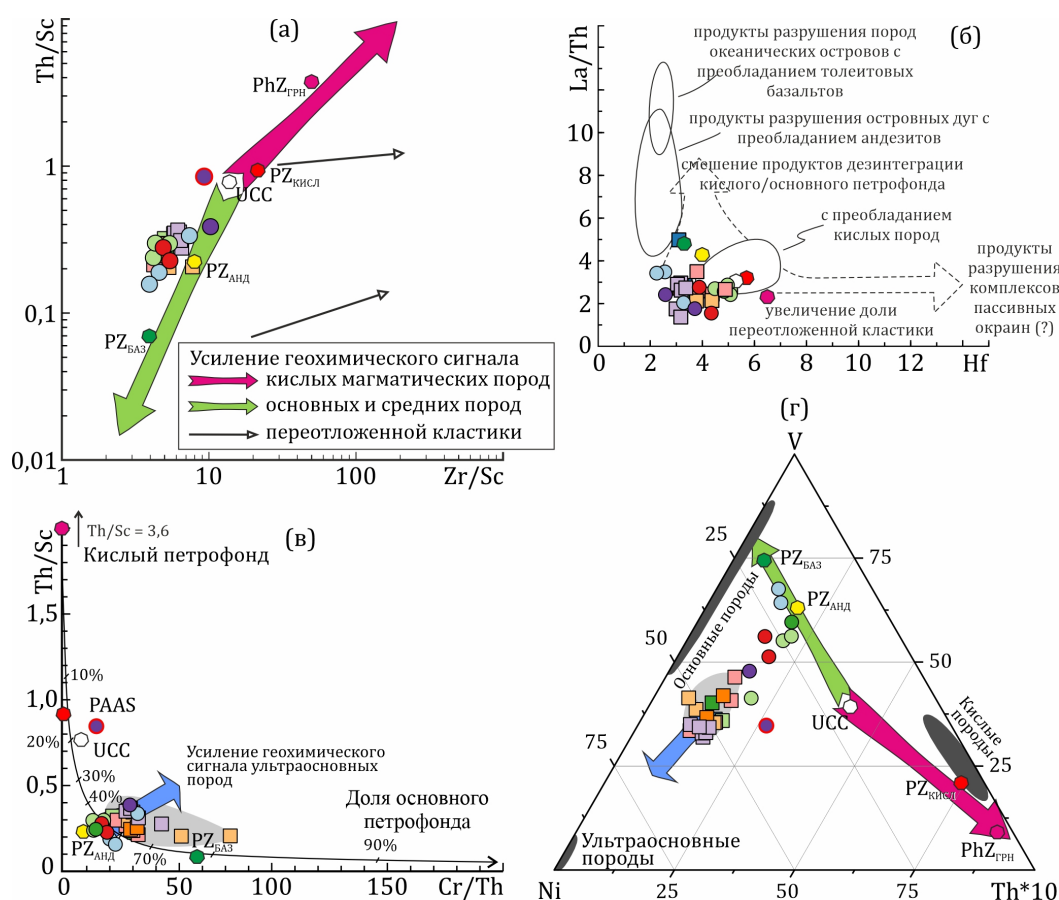


Рис. 4. Положение фигуративных точек верхнедевонских глинистых пород на различных диаграммах, используемых для диагностики петрофонда (а-г) и наличия рециклированной компоненты (а, б): (а) – Zr/Sc-Th/Sc [McLennan et al., 1993], (б) – Hf-La/Th [Floyd and Leveridge, 1987], (в) – Cr/Th-Th/Sc [Condie and Wronkiewicz, 1990], (г) – V-Ni-Th*10 [Bracciali et al., 2007]. Средние составы палеозойского (PZ) базальта (БАЗ), андезита (АНД) и кислых магматических пород (КИСЛ), а также фанерозойского гранита (PhZГРН) приведены по [Condie, 1993]. Кружки – пробы из мелководно-морских и литоральных образований, квадраты – из дельтовых. В область светло-серого поля на частях (в и г) рисунка попадают пробы, отобранные из отложений, накапливавшихся при заметном влиянии речной деятельности на рассматриваемый участок бассейна. Проба 3183-6, исключённая из выборки при вычислении СГТ на палеоводосборах, выделена красным контуром. Также см. условные обозначения к рис. 3.

Таблица 2. Геохимические параметры аргиллитов различных фациальных ассоциаций верхнефранской кодинской свиты

Параметр	Речные образования (20 проб)	Литоральные и сублиторальные (10 проб)	Выборка в целом
Na ₂ O, мас. %	0,89–1,99 (1,17)	0,32–1,32 (0,75)	0,32–1,99 (1,00)
MgO*, мас. %	4,37–7,02 (5,49)	2,18–4,15 (3,32)	2,64–7,02 (5,12)
K ₂ O, мас. %	1,77–3,88 (2,26)	1,17–3,60 (2,71)	1,17–3,80 (2,51)
EF _{Th} , д. ед.	0,3–1,0 (0,6)	0,3–0,9 (0,6)	0,3–1,0 (0,6)
EF _{La} , д. ед.	0,2–0,9 (0,5)	0,2–0,8 (0,5)	0,2–0,9 (0,5)
EF _{Sc} , д. ед.	1,1–2,4 (1,3)	0,5–2,7 (1,8)	0,5–2,7 (1,4)
EF _{Cr} , д. ед.	1,7–3,3 (2,1)	0,7–1,9 (1,2)	0,7–3,3 (1,9)
EF _V , д. ед.	1,3–2,3 (1,5)	0,8–2,5 (1,9)	0,8–2,5 (1,5)
EF _{Ni} , д. ед.	3,3–6,6 (4,5)	0,9–3,6 (1,9)	0,9–6,6 (4,0)
EF _{Hf} , д. ед.	0,5–0,9 (0,6)	0,4–0,8 (0,7)	0,4–0,9 (0,6)
EF _{Zr} , д. ед.	0,5–0,8 (0,6)	0,4–0,8 (0,7)	0,4–0,8 (0,6)
CIA	67–78 (74)	74–80 (77)	67–80 (76)
CGT, °C	7,5–19,0 (14,8)	14,6–20,2 (17,7)	7,5–20,2 (16,3)
MIA _(O) , д. ед.	46–57 (53)	59–68 (63)	46–69 (55)
RW	29–45 (39)	36–69 (51)	29–69 (41)
TiO ₂ –SiO ₂	0,08	–0,48	–0,34
TiO ₂ –Al ₂ O ₃	–0,01	0,73	0,37
TiO ₂ –Na ₂ O	–0,07	–0,35	0,01
TiO ₂ –K ₂ O	–0,16	0,79	0,24
TiO ₂ –HKM	–0,19	0,67	0,14
TiO ₂ –(Al ₂ O ₃ /SiO ₂)	–0,52	0,73	0,41
HKM–ГМ	0,12	0,08	0,01
ТМ–ЖМ	0,67	0,34	0,56

Примечание. Для минералов, петрогенных оксидов, факторов обогащения и индексов выветривания значения приведены в формате «минимальное–максимальное (медианное)». Среди корреляционных связей голубым цветом отмечены геохимически значимые, в соответствии с [Юдович и др., 2018], корреляции.

Почти на всех диаграммах, предназначенных для реконструкции петрофонда, составы кодинских аргиллитов образуют скопления, близкие к среднему составу палеозойского андезита (см. рис. 4 а–в). Исключение составляет положение фигуративных точек на диаграмме V–Ni–Th×10 (см. рис. 4 г). На ней большая часть точек аргиллитов отклоняется от линии средних составов «верхняя континентальная кора–палеозойский базальт» в районе точки среднего состава палеозойского андезита к вершине Ni. Это позволяет предполагать для части составов кодинских глинистых пород усиление геохимического сигнала ультраосновных (и основных?) пород в источниках сноса. Подобным образом можно трактовать незначительное отклонение этих же точек (в основном это аргиллиты толщ VI–VIII) от линии «кислый петрофонд–основной петрофонд» на диаграмме Cr/Th–Th/Sc вверх и вправо (см. рис. 4 в).

Все перечисленные особенности распределения составов на диаграммах обусловлены в первую очередь неравномерным обогащением пород Ni и Cr – факторы обогащения отложений названными элементами изменяются от 0,9 до 6,6 и от 0,7 до 3,3 соответственно (рис. 5, также см. табл. 2). Носителем Ni и Cr в аргиллитах, вероятно, в основном является хлорит. Указанный минерал, скорее всего, присутствует в них в существенных количествах, и об этом можно судить по нескольким фактам. Во-первых, по положению фигуративных точек пород на диаграмме НКМ–ФМ, где кодинские глинистые породы попадают в соответствующие поля (см. рис. 3 б). Во-вторых, по наличию геохимически значимых связей $r_{0,05Cr-MgO^*} = 0,60$, $r_{0,05Ni-MgO^*} = 0,66$. В-третьих, хлорит в целом весьма характерен для основных и ультраосновных пород и продуктов их выветривания [Echevarria, 2017; Warr, 2022].

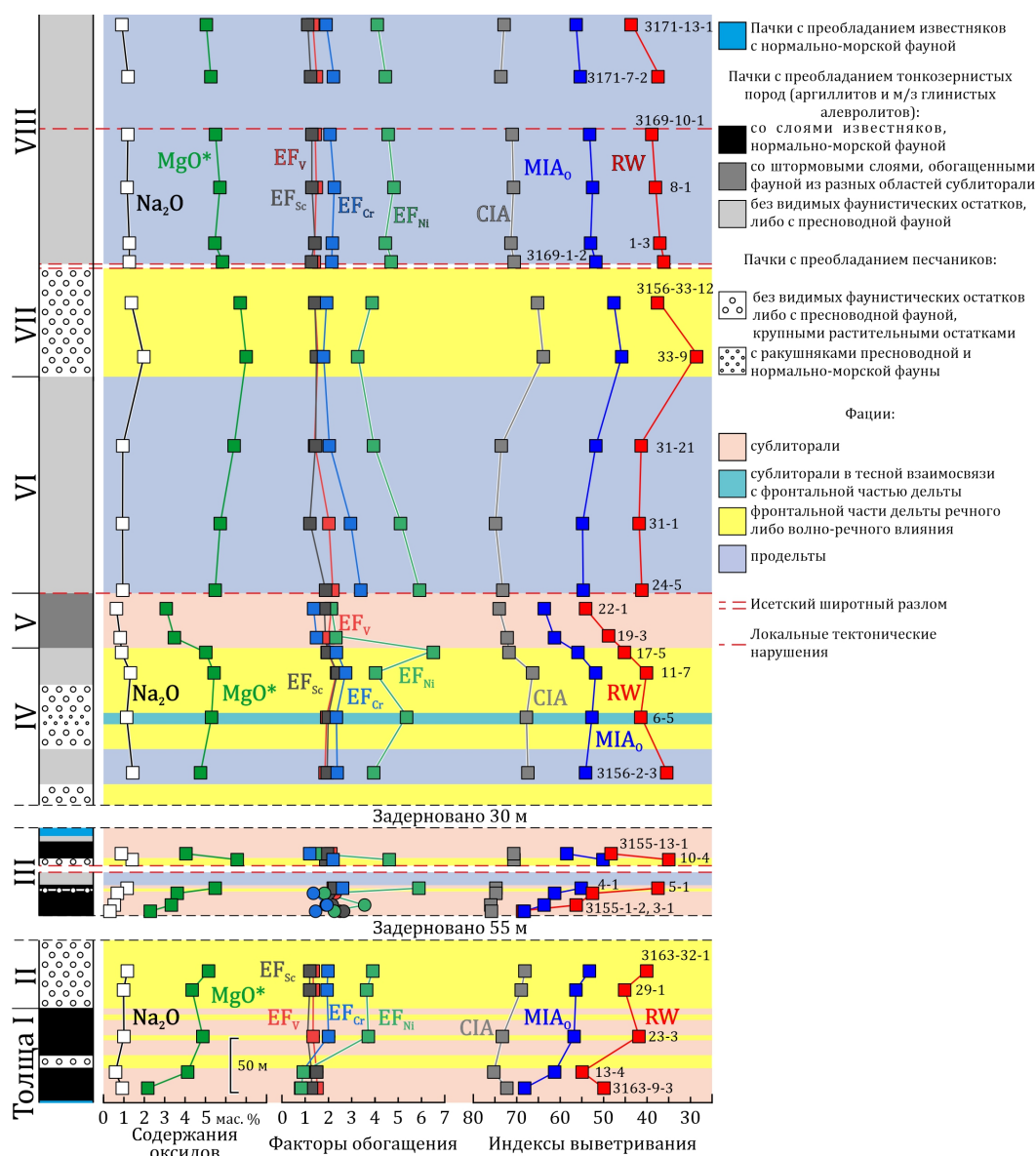


Рис. 5. Вариация геохимических параметров для верхнефранских аргиллитов кодинской свиты в стратотипическом разрезе на р. Исеть.

Обогащение рассматриваемых образований Ni, Cr, а также Mg (см. табл. 1, табл. 2 и рис. 5), не имеет каких-либо чётких тенденций, которые можно было бы связать с изменениями в области источников сноса, обусловленными увеличением времени их субаэральной экспозиции. Такие изменения могли бы выражаться, например, в наличии единого тренда увеличения/уменьшения рассматриваемых показателей от более древней толщи I к более молодой толще VIII.

Вместо этого мы наблюдаем вариации параметров в отдельных интервалах разреза (пачках, толщах). Как правило, увеличение концентраций Ni, Cr, Mg заметно в пробах, отобранных из интервалов, для которых предполагается существенное влияние реки/рек на рассматриваемый участок (в основном фронтальная часть дельты и продельта, см. рис. 5). Это же можно предполагать в отношении оксида натрия (см. табл. 2 и рис. 5), носителем которого, весьма вероятно, в кодинских аргиллитах является в основном плагиоклаз. При этом концентрации Ni, Cr, Mg и Na во многом симбатно увеличиваются и уменьшаются от образца к образцу ($r_{0,05}Na_2O-MgO^* = 0,89$, также см. рис. 5), что, на наш взгляд, может свидетельствовать в пользу обломочной природы предполагаемого концентратора Mg.

Примечательно, что высокие содержания обломочного хлорита в почвах наряду с другими глинистыми минералами структуры 2:1 с отсутствующей или низкой способностью к набуханию, например, слюдистыми разностями (в том числе иллитом), являются индикатором преобладания процессов физического выветривания над химическим [Warr, 2022]. В дополнение, можно предполагать, что помимо увеличения количества поступающего хлорита во время накопления бассейнового аллювия на рассматриваемой территории в приёмный бассейн попадало меньше других глинистых минералов, наличие которых в большей степени связано с гидролизом/активностью химического выветривания, – смектита и ССО с его участием. На эту мысль нас наталкивает положение фигуративных точек литоральных и сублиторальных глинистых отложений на диаграмме НКМ–ФМ (см. рис. 3 б): нередко указанные составы являются менее фемичными и «выпадают» из области, формируемой точками состава кодинских тонкозернистых пород, имеющими иную фаціальную приуроченность. В результате точки проб из мелководно-морских отложений в большей степени тяготеют к полю, характерному для многокомпонентной смеси, включающей не только хлорит и иллит, но и смектит, а также, вероятно, ССО. Эти предположения не противоречат результатам работ, проведённых нами ранее [Мельничук, 2022].

Ко всему указанному выше следует добавить, что позднефранские отложения морских обстановок в составе кодинской свиты демонстрируют корреляции TiO_2 типичные, в соответствии с [Юдович и др., 2018], для осадков, накапливавшихся в гумидном климате (см. табл. 2). В них титан ассоциирует именно с глинистой составляющей: отрицательная корреляция TiO_2 с кремнезёмом и/или Na_2O , положительная с глинозёмом и K_2O , усиленные в TiO_2 – АМ (алюмокремниевый модуль (Al_2O_3/SiO_2)) и TiO_2 –НКМ. Тогда как для аргиллитов дельтовых фаций эти корреляционные связи нарушены. Такое явление может рассматриваться в качестве дополнительного аргумента в пользу усиления физического выветривания в областях палеоводосборов, в том числе в результате аридизации климата или его похолодания [Мельничук и др., 2025; Юдович и др., 2018].

Однако преобладание сухого либо холодного климата на палеоводосборах при накоплении субаквального аллювия плохо сочетается с тем фактом, что в это время в конечном бассейне накапливались экстрабассеновые гиперпикниты. Последние участвуют в строении практически всех фаций фронта дельты кодинской свиты [Мельничук, 2022]. В таком случае во время развития тёплого/гумидного климата мы бы наблюдали их в ещё больших количествах, но этого не происходит. Усиление механического разрушения материнских пород, сопряжённое с проградацией рек в приёмный бассейн и более отчётливым геохимическим сигналом ультраосновных пород в глинистой фракции скорее было связано с эпизодами тектонической активности, «затушёвывавшими» климатические факторы, нежели с чем-то иным. В свою очередь, это позволяет предполагать отсутствие заметных климатических изменений на палеоводосборах.

При выявлении отличных по предполагаемому составу петрофонда проб мы обращали внимание и на выбросы из общей выборки. Так, обнаружена только одна проба, которая выделяется из выборки (3183-6 из карьеров в окрестностях с. Черемхово, см. рис. 4). При вычислении СГТ по формуле (1) она нами использоваться не будет.

Выявленные различия в химическом составе глинистых пород дельтовых и сублиторальных/литоральных фаций кодинской свиты находят своё отражение и при использовании индексов выветривания CIA, $MIA_{(O)}$ и RW-индекса (рис. 6). Особенно хорошо это заметно по значениям $MIA_{(O)}$ и RW (см. табл. 2 и рис. 6 б, в). В дополнение, мы можем наблюдать следующие корреляции: $r_{0,05}CIA-Na_2O = -0,77$, $r_{0,05}CIA-MgO^* = -0,52$; $r_{0,05}MIA_{(O)}-Na_2O = -0,77$, $r_{0,05}MIA_{(O)}-MgO^* = -0,92$; $r_{0,05}RW-Na_2O = -0,93$, $r_{0,05}RW-MgO^* = -0,71$. Интерпретация величин рассматриваемых индексов также позволяет предполагать ослабление химического выветривания в области питания во время активизации кодинских дельтовых систем. Все перечисленные выше особенности образования глинистых отложений дельтовых фаций делают интерпретацию химического состава аргиллитов из этих частей разреза малопривлекательной для реконструкции СГТ с использованием индекса CIA.

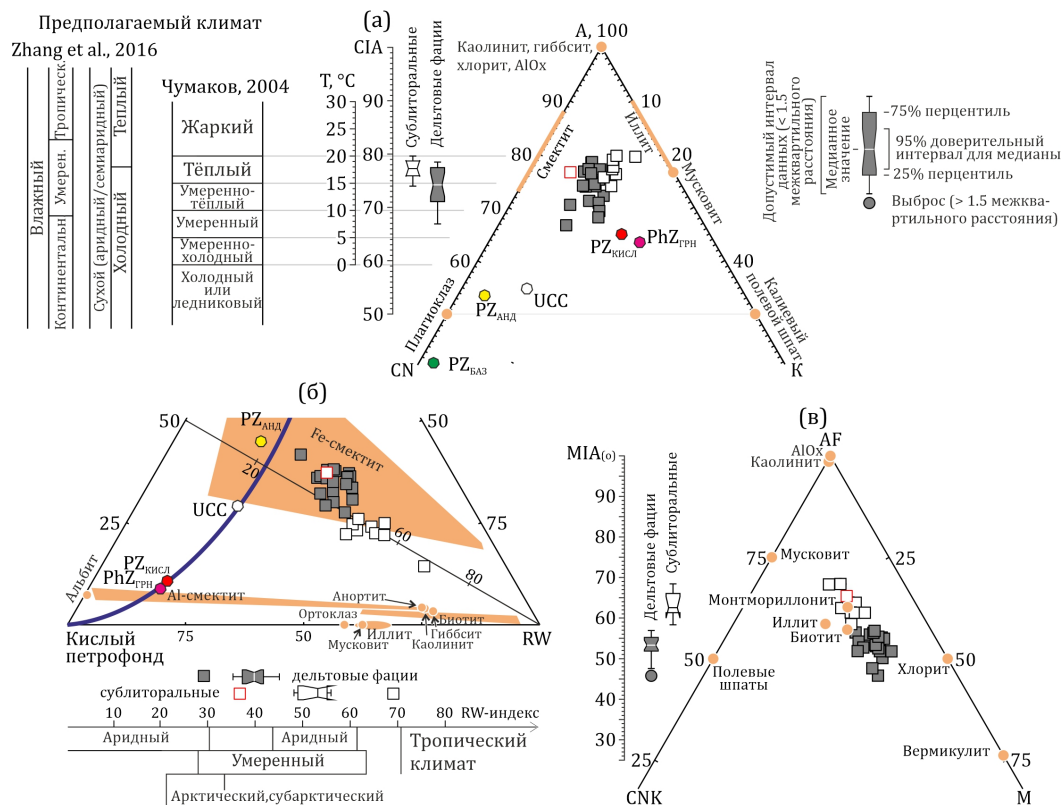


Рис. 6. Вариации индексов химического выветривания для глинистых образований в составе кодинской свиты. (а) – (в) фрагменты треугольных диаграмм: (а) – А–СН–К [Fedo et al., 1995], с соотносением величин CIA и пороговых значений используемых в настоящей работе климатических классификаций (см. текст); (б) – «Основной петрофонд–Кислый петрофонд–RW» [Cho and Ohta, 2022]; (в) – АF–СНК–М [Babechuk et al., 2014]. Также см. условные обозначения к рис. 4.

Величины RW-индекса (см. рис. 6 б) для кодинских аргиллитов сублиторальных и литоральных фаций сопоставимы со значениями этого индекса, типичными для почв умеренного (в соответствии с классификацией Кёппена [Köppen, 1923]), редко тропического (обр. 3155-1-2) климата. Схожий результат можно получить, используя реконструированные СГТ в области палеоводосборов: в соответствии с классификацией Л. Жанга с соавторами [Zhang et al., 2016] СГТ = 14,6–20,2 °С отвечают умеренному климату (9 ≤ СГТ < 23 °С, см. рис. 6 а). Следует подчеркнуть, что указанная классификация является модификацией эмпирической классификации В. П. Кёппена, которая имеет ряд недостатков [Алисов и Полтараус, 1984; Чумаков, 2004]. Пользуясь «более нейтральной» терминологией, предлагаемой Н. М. Чумаковым [Чумаков, 2004], климат позднефранского времени в областях материнских пород кодинской свиты, вероятно, можно в основном охарактеризовать как тёплый гумидный низких широт.

Примечательно, что вне зависимости от используемой классификации реконструируемый климат отличается от того, что предполагается А. Дж. Буко с соавторами [Boucot et al., 2013] для рассматриваемой области в позднедевонское время. Согласно этим же палеогеографическим картам, тёплый климат в этом регионе придёт на смену тропическому только в турнейское время.

5. Выводы

Таким образом, анализируя особенности валового химического состава аргиллитов верхнефранской кодинской свиты восточного склона Среднего Урала с позиции петрофонда и климата на палеоводосборах можно прийти к ряду заключений.

1. Глинистые породы тех интервалов разреза кодинской свиты, для которых предполагается существенное влияние реки на рассматриваемый участок приёмного бассейна в сравнении с мелководно-морскими фациями обладают более сильным геохимическим сигналом, характерным для ультраосновных и основных пород: они обогащены Mg (в составе алюмосиликатной матрицы), Na, Ni и Cr. В частности, эти особенности находят своё отражение на положении фигуративных точек этих отложений на диаграммах Th/Sc–Cr/Th, V–Ni–Th \times 10, а также распределении величин EF_{Ni} и EF_{Cr} в стратотипическом разрезе свиты.
2. Обозначенные особенности химического состава верхнефранских глинистых отложений, вероятно, обусловлены усилением тектонической активности, в том числе в области палеоводосборов. Такой феномен был сопряжён с проградацией рек в приёмный бассейн, усилением физического выветривания на водосборных площадях и ослаблением химического. В свою очередь, это способствовало лучшему сохранению геохимического сигнала ультраосновных и основных пород в аргиллитах дельтовых фаций. Следовательно, последние мало пригодны для климатических реконструкций с использованием индексов химического выветривания CIA, MIA_(O) и RW, так как их значения занижены.
3. Климат в среднеуральской части аккреционного орогена, за счёт размыва пород которого накапливалась кодинская свита, вероятно, был низкоширотным тёплым гумидным. На это указывают результаты, полученные при совместном применении RW-индекса, расчёте среднегодовых температур в приземном слое воздуха с использованием значений CIA, палеогеографических реконструкций и особенности концентрации Ti в аргиллитах мелководно-морских фаций. По всей видимости, такой климат на восточной периферии ВЕП возник не в турнейском времени, как это показано на палеоклиматических картах глобального характера, а несколько ранее.

Благодарности. Все аналитические исследования аргиллитов проводились сотрудниками ИГГ УрО РАН: рентгенофлуоресцентный анализ – Н. П. Горбуновой, Л. А. Татариновой, Г. С. Неупокоевой, определение редких и рассеянных элементов – Д. В. Киселевой, О. А. Березиковой, Л. К. Дерюгина, Н. Н. Адамович и Н. В. Чередниченко. Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам за ознакомление с рукописью, замечания и комментарии, поспособствовавшие её существенному улучшению, а также благодарят сотрудников КФУ А. Н. Кольчугина и В. П. Морозова за ценные советы. Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6).

Список литературы

- Алисов Б. П. и Полтараус Б. В. Климатология. — М. : МГУ, 1984. — 298 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 - Екатеринбург. Объяснительная записка. — СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. — 492 с.
- Коровко А. В., Постоялко М. В., Степанова Т. И. и др. Стратиграфия и фауна образований девона и карбона Сафьяновского рудного поля (Средний Урал) // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. — Екатеринбург : Минприроды РФ, ОАО УГСЭ, 1999. — С. 136–141.
- Мельничук О. Ю. Верхнедевонские терригенные отложения среднего сегмента Восточно-Уральской мегазоны: особенности вещественного состава и условия осадконакопления : дис. ... канд. / Мельничук О. Ю. — М. : ГИН РАН, 2022. — 241 с.
- Мельничук О. Ю. Первые следы разрушения позднепалеозойского аккреционного орогена на восточном склоне Среднего Урала // Ежегодник-2024. Тр. ИГГ УрО РАН. — 2024. — № 168. — С. 37–46. — <https://doi.org/10.24930/0371-7291-2024-168-37-46>.
- Мельничук О. Ю. и Маслов А. В. Химический состав глинистых пород венда Среднего Урала и некоторые количественные характеристики палеоклимата // Литология и полезные ископаемые. — 2025а. — Т. 25, № 4. — С. 273–295. — <https://doi.org/10.31857/S0024497X25030026>.

- Мельничук О. Ю. и Маслов А. В. Химический состав глинистых пород стратотипа рифея и некоторые количественные характеристики палеоклимата // *Литосфера*. — 2025b. — Т. 25, № 4. — С. 725–747. — <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2025-25-4-725-747>.
- Мельничук О. Ю., Маслов А. В. и Бадида Л. В. Реконструкция климата на палеоводосборах с использованием геохимических данных для тонкозернистых обломочных пород: современные подходы, возможности и ограничения // *Литосфера*. — 2025. — Т. 25, № 4. — С. 701–724. — <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2025-25-4-701-724>.
- Мизенс А. Г. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего девона Среднего и Южного Урала. — Екатеринбург : РИО УрО РАН, 2012. — 324 с.
- Мизенс А. Г. и Мизенс Л. И. Новые данные по позднефранским брахиоподовым сообществам ровного дна из стратотипа кодинской свиты (восточный склон Среднего Урала) // *Ежегодник-2018*. Тр. ИГГ УрО РАН. — 2019. — Т. 166. — С. 34–38.
- Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). — Уфа : ДизайнПресс, 2010. — 280 с.
- Смирнов В. Н., Ферштатер Г. Б. и Иванов К. С. Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала // *Литосфера*. — 2003. — № 2. — С. 40–56.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А., Ключина М. Л. и др. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 5. Франский век. — М. : Наука, 1974. — 218 с.
- Чумаков Н. М. Общий обзор позднемезозойского климата и событий // *Климат в эпохи крупных биосферных перестроек*. — М. : Наука, 2004. — С. 44–51.
- Юдович Я. Э. и Кетрис М. П. Основы литохимии. — СПб : Наука, 2000. — 479 с.
- Юдович Я. Э., Кетрис М. П. и Рыбина Н. В. Геохимия титана. — Сыктывкар : ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. — 432 с.
- Ясаманов Н. А. Древние климаты Земли. — Л. : Гидрометеиздат, 1985. — 294 с.
- Babechuk M. G., Widdowson M. and Kamber B. S. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India // *Chemical Geology*. — 2014. — Vol. 363. — P. 56–75. — <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.027>.
- Boucot A. J., Shen X., Scotese C. R., et al. Phanerozoic Paleoclimate: An Atlas of Lithologic Indicators of Climate. — Tulsa, Oklahoma : SEPM (Society for Sedimentary Geology), 2013. — <https://doi.org/10.2110/sepmcsp.11>.
- Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., et al. 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*. — Geological Society of America, 2007. — [https://doi.org/10.1130/2006.2420\(06\)](https://doi.org/10.1130/2006.2420(06)).
- Bradley R. S. Paleoclimatology. Reconstructing climates of the Quaternary. — Elsevier, 2015. — 675 p. — <https://doi.org/10.1016/c2009-0-18310-1>.
- Cho T. and Ohta T. A robust chemical weathering index for sediments containing authigenic and biogenic materials // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. — 2022. — Vol. 608. — P. 111288. — <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111288>.
- Condie K. C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // *Chemical Geology*. — 1993. — Vol. 104, no. 1–4. — P. 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. and Wronkiewicz D. J. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // *Earth and Planetary Science Letters*. — 1990. — Vol. 97, no. 3/4. — P. 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. and Guo Y. A global temperature control of silicate weathering intensity // *Nature Communications*. — 2022. — Vol. 13, no. 1. — <https://doi.org/10.1038/s41467-022-29415-0>.
- Echevarria G. Genesis and Behaviour of Ultramafic Soils and Consequences for Nickel Biogeochemistry // *Agromining: Farming for Metals* / ed. by A. Van Der Ent et al. — Cham : Springer International Publishing, 2017. — P. 135–156. — https://doi.org/10.1007/978-3-319-61899-9_8.
- Fedo C. M., Nesbitt H. W. and Young G. M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology*. — 1995. — Vol. 23, no. 10. — P. 921. — [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:uteopm>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:uteopm>2.3.co;2).
- Floyd P. A. and Leveridge B. E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // *Journal of the Geological Society*. — 1987. — Vol. 144, no. 4. — P. 531–542. — <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531>.

- Garzanti E., Padoan M., Setti M., et al. Weathering geochemistry and Sr-Nd fingerprints of equatorial upper Nile and Congo muds // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. — 2013. — Vol. 14, no. 2. — P. 292–316. — <https://doi.org/10.1002/ggge.20060>.
- Golonka J. Late Devonian paleogeography in the framework of global plate tectonics // *Global and Planetary Change*. — 2020. — Vol. 186. — P. 103129. — <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103129>.
- Köppen W. *Die Klimate der Erde, Grundriss der klimakunde*. — Berlin : De Gruyter, 1923. — 369 p. — <https://doi.org/10.1515/9783111491530>.
- Laugié M., Michel J., Pohl A., et al. Global distribution of modern shallow-water marine carbonate factories: a spatial model based on environmental parameters // *Scientific Reports*. — 2019. — Vol. 9, no. 1. — <https://doi.org/10.1038/s41598-019-52821-2>.
- McLennan S. M. Weathering and Global Denudation // *The Journal of Geology*. — 1993. — Vol. 101, no. 2. — P. 295–303. — <https://doi.org/10.1086/648222>.
- McLennan S. M., Hemming S., McDaniel D. K., et al. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. — Geological Society of America, 1993. — P. 21–40. — <https://doi.org/10.1130/spe284-p21>.
- Nesbitt H. W., Fedo C. M. and Young G. M. Quartz and Feldspar Stability, Steady and Non-Steady-State Weathering, and Petrogenesis of Siliciclastic Sands and Mudstones // *The Journal of Geology*. — 1997. — Vol. 105, no. 2. — P. 173–192. — <https://doi.org/10.1086/515908>.
- Nesbitt H. W. and Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. — 1982. — Vol. 299, no. 5885. — P. 715–717. — <https://doi.org/10.1038/299715a0>.
- Paleoclimatology* / ed. by G. Ramstein, A. Landais, N. Bouttes, et al. — Springer International Publishing, 2021. — <https://doi.org/10.1007/978-3-030-24982-3>.
- Rudnick R. L. and Gao S. *Composition of the Continental Crust* // *Treatise on Geochemistry*. Vol. 4. — Oxford : Elsevier, 2014. — P. 1–51. — <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-095975-7.00301-6>.
- Somelar P., Kiil E., Lumiste K., et al. Pyroclastic component influence on the weathering indices assessment in marine sediments - Lessons from Upper Ordovician of the Baltic Basin // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. — 2024. — Vol. 642. — P. 112157. — <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2024.112157>.
- Spicer R. A., Yang J., Spicer T. E. V., et al. Woody dicot leaf traits as a palaeoclimate proxy: 100 years of development and application // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. — 2021. — Vol. 562. — P. 110138. — <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110138>.
- Tabor N. J. and Myers T. S. Paleosols as Indicators of Paleoenvironment and Paleoclimate // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. — 2015. — Vol. 43, no. 1. — P. 333–361. — <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105355>.
- Van der Weijden C. H. Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor // *Marine Geology*. — 2002. — Vol. 184, no. 3/4. — P. 167–187. — [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00297-3](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00297-3).
- Warr L. N. Earth's clay mineral inventory and its climate interaction: A quantitative assessment // *Earth-Science Reviews*. — 2022. — Vol. 234. — P. 104198. — <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104198>.
- Yu C., Zhang L., Hou M., et al. Climate paleogeography knowledge graph and deep time paleoclimate classifications // *Geoscience Frontiers*. — 2023. — Vol. 14, no. 5. — P. 101450. — <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101450>.
- Zhang L., Wang C., Li X., et al. A new paleoclimate classification for deep time // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. — 2016. — Vol. 443. — P. 98–106. — <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.11.041>.

CATCHMENT AREAS CLIMATE RECONSTRUCTION ATTEMPT BY THE EXAMPLE OF UPPER FRASNIAN KODINKA FORMATION IN THE MIDDLE URALS

O. Yu. Melnichuk^{*,1}  and L. V. Badida¹ 

¹ A. N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg, Russian Federation

**Correspondence to: Oleg Melnichuk, melnichuk@igg.uran.ru

Abstract: Kodinka Formation mudstones (mainly silty claystones) in the Middle Urals are the main research subject. They have source rocks from Upper Frasnian accretionary orogen in the East European Platform (EEP) east margin. We studied mineral and chemical (major oxides and some trace elements) composition of the claystones for source rocks and watersheds climate reconstructions. During that we traced back to multiple source shift, which was the key to physical weathering improvement and chemical weathering weakening, which, in turn, facilitated delta progradation to the discharge area, also led to the presence of a more distinct geochemical signal of mafic and ultramafic rocks in the erosion products: an increase in the amount of Ni, Cr, Mg and Na in mud deposits. Most likely, this phenomenon was associated with episodes of tectonic activity (and not, for example, with the mountain glaciers buildup), which “obscured” climatic factors, rather than with something else. In this reason, deltaic and associated deposits were excluded from dataset as unreliable when reconstructing climate using the equation of K. Deng et al. and the chemical index of alteration, as well as the robust weathering index and mafic index of alteration. The near-surface mean annual air temperatures values (about 15–20 °C) calculated for samples taken from littoral and sublittoral facies, and the characteristics of titanium accumulation in them allow us to assume the existence of a warm humid low latitude climate for the catchment areas of the Kodinka Formation. Apparently, such a climate on the eastern periphery of the EEP began to exist not from the Tournaisian age, as shown on global paleoclimatic maps, but somewhat earlier.

Keywords: Geochemistry, mudrocks, alteration indices, source area, source shift, Late Devonian, Middle Urals

Received: April 21, 2025

Accepted: December 11, 2025

Published: April 17, 2026



© 2026. The Authors.

Citation: Melnichuk O. Yu. and Badida L. V. (2026), Catchment Areas Climate Reconstruction Attempt by the Example of Upper Frasnian Kodinka Formation in the Middle Urals, *Russian Journal of Earth Sciences*, 26, ES1016, <https://doi.org/10.2205/2026ES001096>, EDN: HCXTNR

References

- Alisov B. P. and Poltarau B. V. *Climatology*. — M.: MSU, 1984. — 298 p. — (In Russian).
- Babechuk M. G., Widdowson M. and Kamber B. S. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India // *Chemical Geology*. — 2014. — Vol. 363. — P. 56–75. — <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.027>.
- Boucot A. J., Shen X., Scotese C. R., et al. *Phanerozoic Paleoclimate: An Atlas of Lithologic Indicators of Climate*. — Tulsa, Oklahoma : SEPM (Society for Sedimentary Geology), 2013. — <https://doi.org/10.2110/sepmcsp.11>.
- Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., et al. *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*. — Geological Society of America, 2007. — [https://doi.org/10.1130/2006.2420\(06\)](https://doi.org/10.1130/2006.2420(06)).
- Bradley R. S. *Paleoclimatology. Reconstructing climates of the quaternary*. — Elsevier, 2015. — 675 p. — <https://doi.org/10.1016/c2009-0-18310-1>.

- Cho T. and Ohta T. A robust chemical weathering index for sediments containing authigenic and biogenic materials // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. — 2022. — Vol. 608. — P. 111288. — <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111288>.
- Chumakov N. M. General overview of the late Mesozoic climate and events // *Climate in the epochs of major biospheric transformations*. — M. : Nauka, 2004. — P. 44–51. — (In Russian).
- Condie K. C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // *Chemical Geology*. — 1993. — Vol. 104, no. 1–4. — P. 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. and Wronkiewicz D. J. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // *Earth and Planetary Science Letters*. — 1990. — Vol. 97, no. 3/4. — P. 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. and Guo Y. A global temperature control of silicate weathering intensity // *Nature Communications*. — 2022. — Vol. 13, no. 1. — <https://doi.org/10.1038/s41467-022-29415-0>.
- Echevarria G. Genesis and Behaviour of Ultramafic Soils and Consequences for Nickel Biogeochemistry // *Agromining: Farming for Metals* / ed. by A. Van Der Ent et al. — Cham : Springer International Publishing, 2017. — P. 135–156. — https://doi.org/10.1007/978-3-319-61899-9_8.
- Fedo C. M., Nesbitt H. W. and Young G. M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology*. — 1995. — Vol. 23, no. 10. — P. 921. — [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:uteopm>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:uteopm>2.3.co;2).
- Floyd P. A. and Leveridge B. E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // *Journal of the Geological Society*. — 1987. — Vol. 144, no. 4. — P. 531–542. — <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531>.
- Garzanti E., Padoan M., Setti M., et al. Weathering geochemistry and Sr-Nd fingerprints of equatorial upper Nile and Congo muds // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. — 2013. — Vol. 14, no. 2. — P. 292–316. — <https://doi.org/10.1002/ggge.20060>.
- Golonka J. Late Devonian paleogeography in the framework of global plate tectonics // *Global and Planetary Change*. — 2020. — Vol. 186. — P. 103129. — <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103129>.
- Köppen W. *Die Klimate der Erde, Grundriss der klimakunde*. — Berlin : De Gruyter, 1923. — 369 p. — <https://doi.org/10.1515/9783111491530>.
- Korovko A. V., Postoyalko M. V., Stepanova T. I., et al. Stratigraphy and Fauna of Devonian and Carboniferous Formations of the Safyanovsky Ore Field (Middle Urals) // *Problems of Stratigraphy and Paleontology of the Urals*. — Yekaterinburg : Ministry of Natural Resources of the RF, JSC UGSE, 1999. — P. 136–141. — (In Russian).
- Laugié M., Michel J., Pohl A., et al. Global distribution of modern shallow-water marine carbonate factories: a spatial model based on environmental parameters // *Scientific Reports*. — 2019. — Vol. 9, no. 1. — <https://doi.org/10.1038/s41598-019-52821-2>.
- McLennan S. M. Weathering and Global Denudation // *The Journal of Geology*. — 1993. — Vol. 101, no. 2. — P. 295–303. — <https://doi.org/10.1086/648222>.
- McLennan S. M., Hemming S., McDaniel D. K., et al. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*. — Geological Society of America, 1993. — P. 21–40. — <https://doi.org/10.1130/spe284-p21>.
- Melnichuk O. Yu. Upper Devonian terrigenous deposits of the middle segment of the East Ural megazone: features of material composition and sedimentation conditions : Candidate thesis / Melnichuk O. Yu. — M. : GIN RAS, 2022. — 241 p. — (In Russian).
- Melnichuk O. Yu. The first traces of destruction of the late Paleozoic accretionary orogen in the Middle Urals eastern slope // *Yezhegodnik-2024. Tr. IGG UrO RAN*. — 2024. — No. 168. — P. 37–46. — <https://doi.org/10.24930/0371-7291-2024-168-37-46>. — (In Russian).
- Melnichuk O. Yu. and Maslov A. V. Chemical Composition of Vendian Mudrocks (Middle Urals) and Some Quantitative Features of Paleoclimate // *Lithology and Mineral Resources*. — 2025a. — Vol. 60, no. 3. — P. 267–287. — <https://doi.org/10.1134/s0024490225700063>.
- Melnichuk O. Yu. and Maslov A. V. Riphean stratotype mudrocks composition and some paleoclimate quantitative characteristics // *Lithosphere (Russia)*. — 2025b. — Vol. 25, no. 4. — P. 725–747. — <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2025-25-4-725-747>. — (In Russian).

- Melnichuk O. Yu., Maslov A. V. and Badida L. V. Paleoclimate reconstructions in source area by using mud rocks geochemical composition: modern approach, possibilities and constrains // *Lithosphere (Russia)*. — 2025. — Vol. 25, no. 4. — P. 701–724. — <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2025-25-4-701-724>. — (In Russian).
- Misens A. G. and Misens L. I. New data on the late Frasnian flat-bottom brachiopod communities from the Kodinskaya Formation stratotype (eastern slope of the Middle Urals) // *Yezhegodnik-2018. Tr. IGG UrO RAN*. — 2019. — Vol. 166. — P. 34–38. — (In Russian).
- Mizens A. G. Brachiopods and biostratigraphy of the Upper Devonian of the Middle and Southern Urals. — Yekaterinburg : RIO UB RAS, 2012. — 324 p. — (In Russian).
- Nesbitt H. W., Fedo C. M. and Young G. M. Quartz and Feldspar Stability, Steady and Non-Steady-State Weathering, and Petrogenesis of Siliciclastic Sands and Muds // *The Journal of Geology*. — 1997. — Vol. 105, no. 2. — P. 173–192. — <https://doi.org/10.1086/515908>.
- Nesbitt H. W. and Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. — 1982. — Vol. 299, no. 5885. — P. 715–717. — <https://doi.org/10.1038/299715a0>.
- Paleoclimatology* / ed. by G. Ramstein, A. Landais, N. Bouttes, et al. — Springer International Publishing, 2021. — <https://doi.org/10.1007/978-3-030-24982-3>.
- Puchkov V. N. Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). — Ufa : Dizayn Press, 2010. — 280 p. — (In Russian).
- Rudnick R. L. and Gao S. Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry*. Vol. 4. — Oxford : Elsevier, 2014. — P. 1–51. — <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-095975-7.00301-6>.
- Smirnov G. A., Smirnova T. A., Klyuzhina M. L., et al. Materials for the paleogeography of the Urals. Essay 5. The Frankish Age. — M. : Nauka, 1974. — 218 p. — (In Russian).
- Smirnov V. N., Fershtatter G. B. and Ivanov K. S. The scheme of the tectonic-magmatic zonation of the eastern slope of the Middle Urals // *Lithosphere (Russia)*. — 2003. — No. 2. — P. 40–56. — (In Russian).
- Somelar P., Kiil E., Lumiste K., et al. Pyroclastic component influence on the weathering indices assessment in marine sediments - Lessons from Upper Ordovician of the Baltic Basin // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. — 2024. — Vol. 642. — P. 112157. — <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2024.112157>.
- Spicer R. A., Yang J., Spicer T. E. V., et al. Woody dicot leaf traits as a palaeoclimate proxy: 100 years of development and application // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. — 2021. — Vol. 562. — P. 110138. — <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110138>.
- State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Ural Series. Sheet O-41 - Yekaterinburg. Explanatory Note. — St. Petersburg : VSEGEI Map Factory, 2011. — 492 p. — (In Russian).
- Tabor N. J. and Myers T. S. Paleosols as Indicators of Paleoenvironment and Paleoclimate // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. — 2015. — Vol. 43, no. 1. — P. 333–361. — <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105355>.
- Van der Weijden C. H. Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor // *Marine Geology*. — 2002. — Vol. 184, no. 3/4. — P. 167–187. — [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00297-3](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00297-3).
- Warr L. N. Earth's clay mineral inventory and its climate interaction: A quantitative assessment // *Earth-Science Reviews*. — 2022. — Vol. 234. — P. 104198. — <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104198>.
- Yasamanov N. A. Ancient climates of the Earth. — L. : Gidrometeoizdat, 1985. — 294 p. — (In Russian).
- Yu C., Zhang L., Hou M., et al. Climate paleogeography knowledge graph and deep time paleoclimate classifications // *Geoscience Frontiers*. — 2023. — Vol. 14, no. 5. — P. 101450. — <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101450>.
- Yudovich Ya. E. and Ketris M. P. Fundamentals of lithochemistry. — St. Petersburg : Nauka, 2000. — 479 p. — (In Russian).
- Yudovich Ya. E., Ketris M. P. and Rybina N. V. Geochemistry of Titanium. — Syktyvkar : IG Komi SC UB RAS, 2018. — 432 p. — (In Russian).
- Zhang L., Wang C., Li X., et al. A new paleoclimate classification for deep time // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. — 2016. — Vol. 443. — P. 98–106. — <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.11.041>.