

УДК 550.4+552.52:551.583.7

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА И НЕКОТОРЫЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПАЛЕОКЛИМАТА

© 2025 г. О. Ю. Мельничук^{a,*}, А. В. Маслов^{a,b,**}

^aИнститут геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, ул. Академика Вонсовского, 15,
Екатеринбург, 620110 Россия

^bГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: melnichuk@igg.uran.ru, o.u.melnichuk@mail.ru

**e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 20.10.2024 г.

После доработки 05.11.2024 г.

Принята к публикации 14.01.2025 г.

Установлено, что литогеохимические особенности глинистых пород венда Среднего Урала (серебрянская и сылвицкая серии), не ассоциирующих непосредственно с гляциальными образованиями (диамиктиты и др.), дают основание считать, что во время их накопления среднегодовые температуры на палеоводосборах изменялись от 4 до 21°C. Такие температуры свойственны в основном умеренному и умеренно-теплому, реже теплому климату. Рассчитанные нами величины RW-индекса также предполагают, что палеоклимат на водосборных площадях венда в основном был умеренным. В то же время некоторые образцы глинистых пород гаревской, керносской и первалокской свит, а также кобылоостровской подсвиты чернокаменной свиты обладают значениями RW-индекса, сопоставимыми с теми, что характерны современному континентальному или субарктическому климату. Вариации величин RW-индекса и реконструированные значения СГТ демонстрируют одинаковые тренды похолодания/потепления для глинистых пород неледниковых интервалов венда Среднего Урала.

Ключевые слова: венд, Средний Урал, глинистые породы, петрогенные оксиды, палеоклимат, среднегодовая температура, среднегодовая сумма атмосферных осадков

DOI: 10.31857/S0024497X25030026, **EDN:** IAHWNP

Как показано в публикациях последних лет [Климат..., 2004; Geologic..., 2020; и ссылки в этих работах], чередование ледниковых и безледниковых периодов вело и в позднем докембрии, и в фанерозое к смене теплой биосферы холодной, существенным трансформациям климатической зональности нашей планеты, крупным гляцио-эвстатическим колебаниям уровня океана, перемешиванию глубинных и поверхностных вод, перестройкам систем циркуляции в атмосфере и гидросфере и многим другим, не вполне ординарным событиям. Все вместе это приводило к заметным колебаниям в геохимических циклах различных элементов, запечатленных в осадочных последовательностях второй половины рифея и венда (позднего тония—эдиакария по Международной стратиграфической шкале) разнообразными изотопными аномалиями ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$,

$\delta^{34}\text{S}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{53}\text{Cr}$ и др.), отражающими, несомненно, и крупные климатические процессы. Сильные, частые и весьма быстрые экологические перестройки, в той или иной степени обусловленные оледенениями, влияли, как полагают многие специалисты, и на эволюцию биоты.

Реконструкция всех подобных событий и в первую очередь вариаций палеоклимата, как одного из крупных факторов, контролирующих накопление осадочных последовательностей, сопряжена с существенными трудностями. Многие авторы считают поэтому, что для повышения достоверности палеоклиматических моделей необходимо использование не только литологических, но и разнообразных литогеохимических методов и подходов, в первую очередь расчет по данным валовых химических анализов различных индексов и отношений, позволяющих судить

об интенсивности химического выветривания на палеоводосборах. Краткий обзор некоторых из них можно найти в публикациях [Юдович, Кетрис, 2000, 2011 и др.; Duzgoren-Aydin et al., 2002; Маслов и др., 2016 и др.; Dinis et al., 2020; Маслов, 2022; Маслов, Подковыров, 2023; Fedo, Vabechuk, 2023]. Важно, однако, иметь в виду, что подавляющее большинство, если не все из известных палеоклиматических индикаторов, отражают синтетическую историю выветривания, а не особенности процессов во время формирования каких-то конкретных отложений [Shao, Yang, 2012; Guo et al., 2018]. В случаях крупных водосборов, сложенных разнообразными породами-источниками тонкой алюмосиликокластики, даже накапливающиеся внутри таких водосборов отложения (в частности речные) представлены преимущественно материалом, валовый химический состав которого отражает и современное ему, и предшествующее выветривание [Gaillardet et al., 1999; Dellinger et al., 2014; Garzanti, Resentini, 2016; Guo et al., 2018]. В то же время в морских обстановках климатический сигнал часто теряется в силу разных причин и в тонкозернистых осадках [Dinis et al., 2020]. Еще одна методическая трудность палеоклиматических реконструкции для докембрия, отмеченная Н.М. Чумаковым и В.Н. Сергеевым [2004, с. 272], состоит в том, что "... актуалистическая интерпретация условий образования докембрийских отложений тоже затруднена из-за специфических обстановок седиментации. Эта специфичность порождалась иными формами жизни, другим составом атмосферы, иной скоростью вращения Земли, иной интенсивностью и структурой солнечной инсоляции и т.д."

НЕКОТОРЫЕ ИЗ СУЩЕСТВУЮЩИХ КЛАССИФИКАЦИЙ ПАЛЕОКЛИМАТА

При реконструкциях палеоклимата из-за очевидного отсутствия возможности использования каких бы то ни было метеорологических приборов исследователь вынужден прибегать исключительно к эмпирическим классификациям климата. Последние основаны на типизации наблюдаемых явлений, на которые влияет климат, а не на типизации причин климатообразования, как в генетических разновидностях таких классификаций [Алисов, Полтараус, 1974; Хромов, Петросянц, 2006]. Одной из наиболее популярных классификаций подобного рода является классификация В. Кеппена [Köppen, 1884]. 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. Впоследствии она неоднократно модифицировалась – климатам были присвоены буквенные индексы с различной иерархией, а критерии для их выделения неоднократно пересматривались [Geiger, 1954; Peel et al., 2007; и др.]. Одним из последних вариантов этой классификации, применимым к древним отложениям, является систематика климата Л. Чжана с соавторами [Zhang et al., 2016], представляющая собой модификацию работы [Peel et al., 2007].

Благодаря использованию статистических методов количество характеристик палеоклимата в работе [Zhang et al., 2016] сведено к четырем. Авторы отмечают сильную прямую корреляцию между минимальной температурой самого холодного месяца и среднегодовой температурой у земной поверхности (СГТ), максимальной температурой самого теплого месяца и средней температурой самых теплых месяцев (СТТМ). По такому параметру, как СГТ, климаты разделены на тропический (климат категории А, $СГТ \geq 23^{\circ}\text{C}$), умеренный (С, $9 \leq СГТ < 23^{\circ}\text{C}$), континентальный (D, $-10 \leq СГТ < 9^{\circ}\text{C}$) и полярный (Е, $СГТ < -10^{\circ}\text{C}$). Климаты дождевых лесов (Af/Am) и саванн (As/Aw) отличаются величинами среднегодовой суммы осадков (СГСО) – соответственно более 1.8 м и менее. Умеренный и континентальный климаты подразделены по параметру СТТМ. При значениях СТТМ $\geq 21^{\circ}\text{C}$ климату присваивается литера *a*, от 15 до 21°C – литера *b*, и менее 15°C – литера *c*. Таким образом, можно говорить о гумидном субтропическом (Са), приморском умеренном (Сb) и субарктическом (Сс), континентальном с жарким (Da) либо теплым (Db) летом и континентальном субарктическом (Dc) климатах.

Отечественному исследователю такая типизация может показаться несколько странной, так как субтропический и субарктический климаты в классификации Б.П. Алисова [Алисов, Полтараус, 1974] обособлены. Кроме того, надо иметь в виду, что область континентального климата с теплым летом (Db) во многом пересекается с областью умеренного климата северного полушария Земли. Для подразделения климатов аридного типа (В) в работе [Zhang et al., 2016] используются значения индекса аридности Кеппена ($AI_{\text{Köppen}} = СГСО / (СГТ + 33)$). Для климата типа В в целом характерны значения $AI_{\text{Köppen}} < 10.4$ (для степного подтипа (BS) $5.7 \leq AI_{\text{Köppen}} < 10.4$, для пустынного подтипа (BW) $AI_{\text{Köppen}} < 5.7$). По

величине СГТ каждый из них может быть охарактеризован как теплый (h , СГТ $\geq 18^\circ\text{C}$) либо холодный (k , СГТ $< 18^\circ\text{C}$).

Следует подчеркнуть, что при использовании классификации [Zhang et al., 2016] мы можем говорить лишь о том, что некий палеоклимат был похож или сравним с современным, однако, как справедливо отмечено Н.М. Чумаковым [20046], при рассмотрении палеоклиматов (в частности мезозоя) не всегда климатическая зональность на Земле по широтным характеристикам была сопоставима с ныне существующей. В связи с этим Н.М. Чумаков предложил характеризовать палеоклиматы, используя более однозначные термины. Так, по палеоширотному положению могут быть выделены климаты: высокоширотный – от 90° до 60° палеошироты, среднеширотный – от 60° до 30° , низкоширотный – от 0° до 30° . По степени увлажнения – гумидный, аридный и семиаридный климаты. По величинам СГТ – холодный или ледниковый (при наличии значительных ледниковых покровов или многолетней мерзлоты) с СГТ $< 0^\circ\text{C}$, умеренно-холодный ($0-5^\circ\text{C}$), умеренный ($5-10^\circ\text{C}$), умеренно-теплый ($10-15^\circ\text{C}$), теплый ($15-20^\circ\text{C}$) и жаркий ($> 20^\circ\text{C}$). Несмотря на искусственное деление по СГТ нижняя граница жаркого климата здесь примерно соответствует таковой тропического и теплого аридного в классификации [Zhang et al., 2016]. Объем, в котором понимается холодный и умеренно-холодный климат, примерно 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, 20046] – вопрос будущих исследований.

Отметим также, что классификация климатов [Zhang et al., 2016] наследует, вероятно, один недостаток от классификации В. Кеппена, которая, по сути дела, являлась геоботанической. Достаточно ярко, на наш взгляд, его описывает Б.П. Алисов [Алисов, Полтараус, 1974, с. 231]: “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”. Увы, неизвестно, насколько велико это расхождение. Наконец, для полноценного использования классификации [Zhang et al., 2016] в разрезе необходимо наличие

палеопочв, чтобы “извлечь” из особенностей их геохимии и строения, по крайней мере, три из четырех показателей (подробнее см. в работе [Tabor, Myers, 2015]), либо растительных остатков (листьев), чтобы подсчитать все четыре параметра, например, с использованием программы CLAMP (подробнее см. в работе [Spicer et al., 2021]). С другой стороны, вычислить СГТ и определить качественную характеристику степени увлажнения для различных частей бассейна седиментации с использованием геохимических и литологических критериев несколько проще. Например, по данным валового химического состава глинистых отложений морского генезиса можно рассчитать СГТ для палеоводосборов [Deng et al., 2022]. Методика использования температурного уравнения [Deng et al., 2022] в сочетании с другими индикаторами палеоклимата описана нами на примере глинистых пород стратотипа рифея [Мельничук, Маслов, 2025].

Целью настоящей работы является типизация климатов, существовавших на палеоводосборах во время накопления серебрянской и сылвицкой серий венда Среднего Урала, с использованием классификации Н.М. Чумакова [20046], а также на основе результатов расчета СГТ водосборов, суммы атмосферных осадков и индекса аридизации Кеппена. Указанные вычисления базировались на значениях $СIA_{\text{корр}}$, полученных при корректировке исходных величин $СIA$ с учетом положения точек состава глинистых пород на реальном тренде выветривания гранитов в умеренном климате диаграммы $Al_2O_3-(CaO^* + Na_2O)-K_2O$ [Мельничук, Маслов, 2025]. Мы несколько усовершенствовали этот подход и рассмотрели возможности и ограничения применяемых в нем критериев и индексов.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ СЕРЕБРЯНСКОЙ И СЫЛВИЦКОЙ СЕРИЙ

На западном склоне Среднего Урала (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий) вендскими традиционно считаются хорошо литологически дифференцированные отложения серебрянской и сылвицкой серий. Накопление их происходило как в холодных (ледниковых?), так и более теплых климатических обстановках [Аблизин и др., 1982; Ключина, 1982 и др.; Курбацкая, 1986 и др.; Чумаков, Сергеев, 2004; Гражданкин и др., 2010 и др.; Чумаков, 2015; и др.]. Подробная характеристика состава и строения разрезов обеих серий приведена в работах [Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010], и здесь на ней мы не останавливаемся.

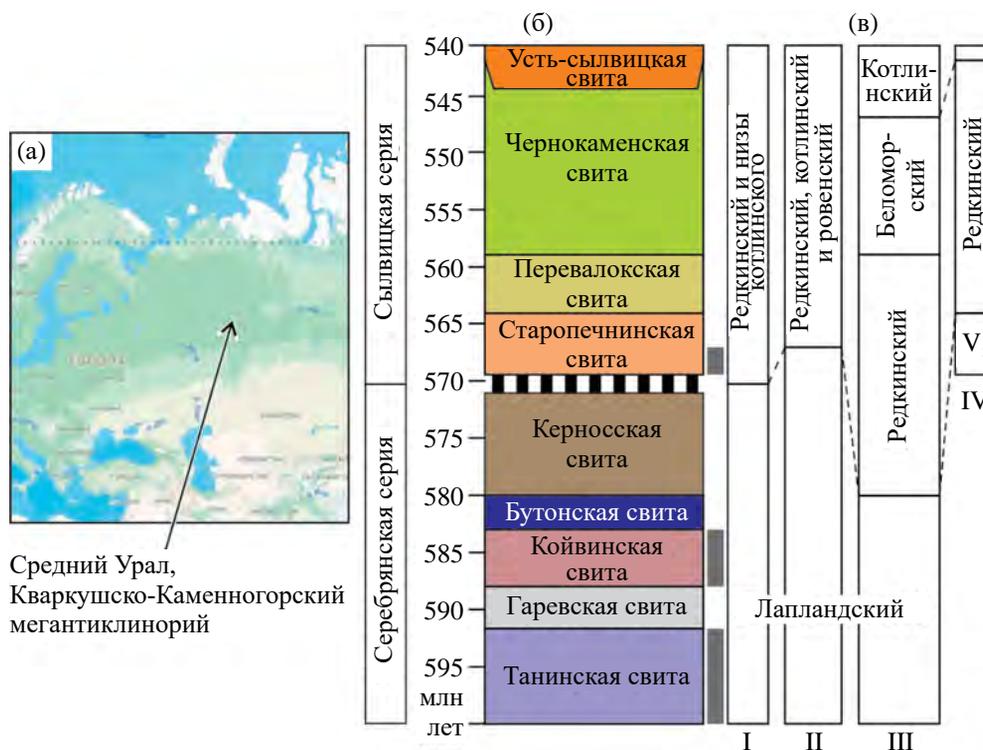


Рис. 1. Обзорная схема (а), сводный разрез серебрянской и сыльвицкой серий западного склона Среднего Урала (б) и варианты корреляции основных их литостратиграфических единиц с региональными подразделениями венды Восточно-Европейской платформы (в) (I – [Вендская..., 1985]; II – [Чумаков, Сергеев, 2004]; III – [Гражданкин, Маслов, 2015]; IV – [Иванцов и др., 2018]).

Вертикальная штриховка в стратиграфической колонке – перерыв в осадконакоплении. Уровни справа от колонки, выделенные серым цветом, – интервалы, вмещающие ледниковые образования. Обзорная схема России заимствована с сайта <https://yandex.ru/maps/225/russia/?ll=99.505405%2C61.698653&z=3>.

Серебрянская серия в классическом ее понимании включает танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и керносскую свиты (рис. 1). Танинская свита (V_{1tn} , мощность до 800 м) складывается диамиктитами (рис. 2а) с прослоями полевошпатово-кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. U-Pb возраст циркона, выделенного из покрова базальтов, присутствующего в нижней части танинской свиты в бассейне р. Усьвы, равен 598 ± 6 млн лет [Маслов и др., 2013]. Гаревская свита (V_{1gr} , мощность 200–750 м) объединяет песчаники и тонкополосчатые (ленточные?) глинистые сланцы. Койвинская свита (V_{1kv} , мощность 250–300 м) сложена филлитовидными сланцами и алевролитами (см. рис. 2б) с прослоями и пачками пестроцветных известняков; в некоторых ее разрезах присутствуют пачки диамиктитов. Бутонская свита (V_{1bt} , мощность 300–350 м) объединяет темно-серые низкоуглеродистые глинистые сланцы с прослоями алевролитов. Керноская свита (V_{1kn} , мощность 200–350 м), завершающая серебрянскую серию, представлена песчаниками и филлитовидными

глинистыми сланцами (см. рис. 2в). В некоторых разрезах в ее составе также наблюдаются диамиктиты [Аблизин и др., 1982].

Сыльвицкая серия объединяет старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменную и усть-сылвицкую свиты. Старопечнинская свита (V_{2sp} , мощность до 500 м) в нижней части (sp_1) представлена диамиктитами (см. рис. 2г), а в верхней (sp_2) – песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. На подстилающих отложениях серебрянской серии породы старопечнинской свиты залегают с перерывом [Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010]. Перевалокская свита (V_{2pv} , мощность ~300 м) сложена преимущественно глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками (см. рис. 2д). Изотопный U-Pb возраст циркона из вулканических туфов, присутствующих в разрезе свиты в скале “Крутая Гора” на р. Усьва, равен 567 ± 4 млн лет [Гражданкин и др., 2011]. Чернокаменная свита (V_{2ck} , мощность до 1300 м) объединяет песчаники, алевролиты и аргиллиты (см. рис. 2ж). Изотопный U-Pb возраст циркона из вулканических

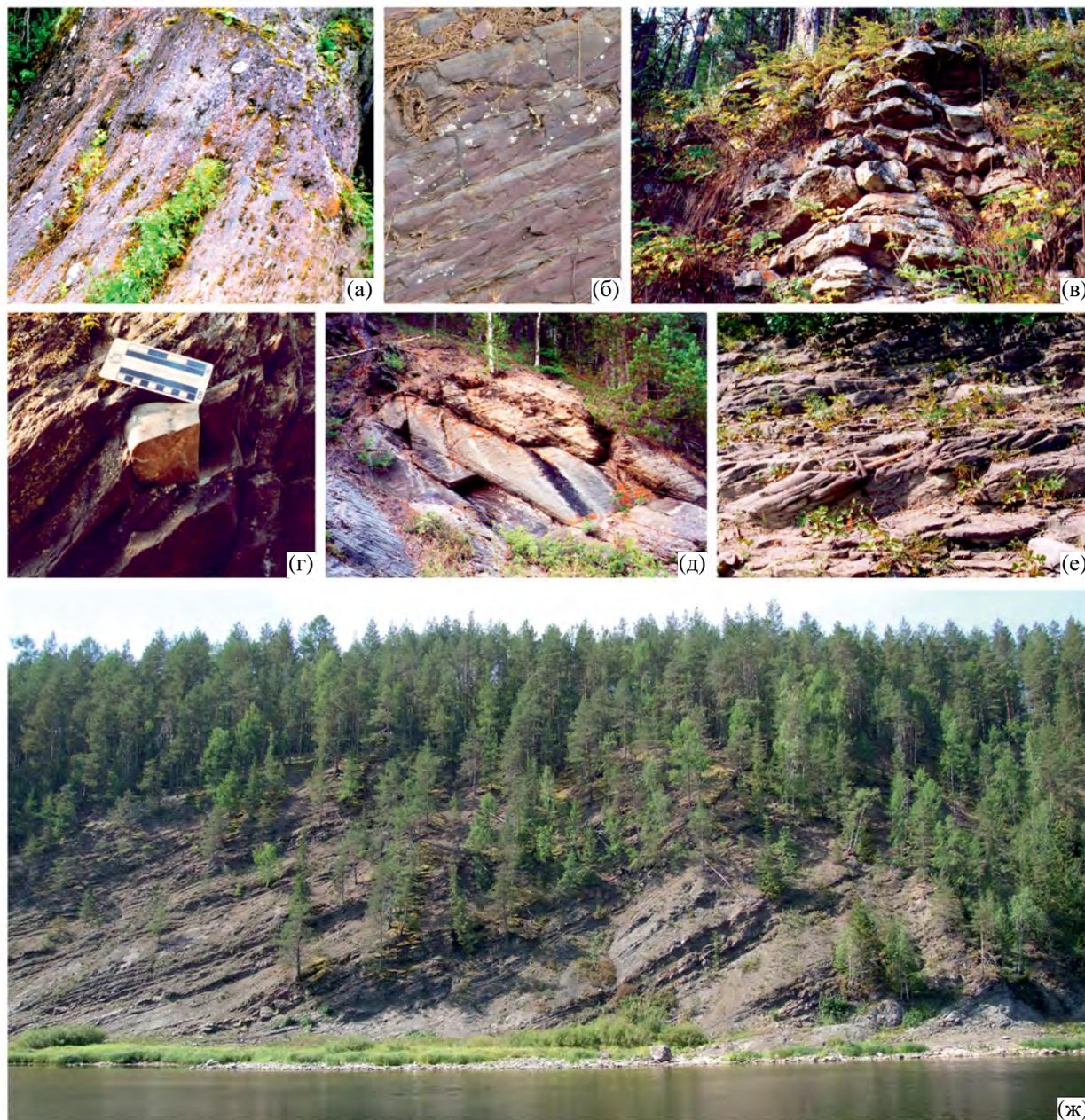


Рис. 2. Некоторые представительные обнажения пород серебрянской и сыльвицкой серий.

а – танинская свита, бассейн р. Усьва; б – койвинская свита, там же; в – керноская свита, бассейн р. Межевая Утка; г – старопечнинская свита, бассейн р. Сыльвицы; д – перевалокская свита, бассейн р. Межевая Утка; е – усть-сыльвицкая свита, р. Чусовая; ж – чернокаменная свита, синемакская подсвита, р. Чусовая.

туфов, присутствующих вблизи подошвы чернокаменной свиты составляет 557 ± 13 млн лет [Ронкин и др., 2006]. Данный стратон расчленяется на несколько подсвит (снизу вверх): вилухинскую (ck_1), шурышскую (ck_2), черемуховскую (ck_3), синемакскую (ck_4), коноваловскую (ck_5), крутихинскую (ck_6) и кобылоостровскую (ck_7) [Гражданкин и др., 2009]. Усть-сыльвицкая свита (V_{2us} , мощность 500–600 м) включает песчаники

с маломощными слоями аргиллитов (см. рис. 2е). Предположительно относимые к этой свите вулканические туфы имеют U-Pb изотопный возраст циркона 564 ± 4 млн лет [Кузнецов и др., 2017].

Соотношение охарактеризованных выше стратонов с региоюрсами венда Восточно-Европейской платформы до настоящего времени понимается по-разному (см. рис. 1). В классической монографии [Вендская..., 1985] в одном случае

(с. 80) указано, что на Среднем Урале к венду относится сылвицкая серия, а в другом (с. 81) написано так: “Обычно к венду на Среднем Урале относят нижележащие отложения серебрянской и басагской серий”. В итоге серебрянская серия авторами названной выше работы сопоставляется с лапландским региоарусом, а сылвицкая — с редкинским и низами котлинского.

Н.М. Чумаковым [Чумаков, 2004а, 2015; Чумаков, Сергеев, 2004] вся серебрянская серия с двумя мощными ледниковыми толщами (танинская и койвинская свиты) и нижняя (sp_1 , с диамиктитами) часть старопечнинской свиты сылвицкой серии отнесены к лапландскому гляциогоризонту нижнего венда (см. рис. 1в, II). Предполагается, что указанные образования отвечают нескольким ледниковым эпохам названного ледникового периода, а накопление их происходило в зоне распространения шельфовых ледников и отложений айсбергового разноса [Чумаков, Сергеев, 2004]. Верхняя часть старопечнинской свиты (sp_2) и перевалокско-усть-сылвицкий интервал считаются Н.М. Чумаковым средне-верхневендскими (редкинский, котлинский и ровенский/немакит-далдынский горизонты).

Появление U-Pb изотопных датировок циркона из вулканических туфов и пиллоу-лав, присутствующих в разрезах серебрянской и сылвицкой серий, позволило предположить принадлежность всего танинско-нижнестаропечнинского интервала к гляциальному эпизоду Гаскье [Маслов и др., 2013]. Однако следует иметь в виду, что относительно недавние работы по выяснению продолжительности и времени наступления субглобального оледенения Гаскье, в частности [Pu et al., 2016], делают невозможным на данный момент подобное сопоставление, так как, вероятно, указанному событию отвечает только один интервал с ледниковыми отложениями в составе серебрянской либо сылвицкой серии, тогда как другие — каким-либо иным, региональным, проявлениям. Иными словами, этот вопрос все еще нуждается в более детальных исследованиях.

В работе [Гражданкин, Маслов, 2015] танинская, гаревская, койвинская и бутонская свиты отнесены к лапландскому климатолиту (см. рис. 1в, III). Керноская, старопечнинская и перевалокская свиты считаются принадлежащими редкинскому региоарусу. К новому, беломорскому региоарусу, отвечающему интервалу, который охарактеризован богатыми комплексами ископаемых остатков мягкотелых организмов в разрезах северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Подолии

[Grazhdankin, 2014; Гражданкин, Маслов, 2015], отнесены вилухинская (в ее основании присутствуют вулканические туфы с U-Pb изотопным возрастом циркона 557 ± 13 млн лет), шурышская, черемуховская, синемакская и коноваловская подсвиты чернокаменной свиты, а к котлинскому — крутихинская и кобылоостровская подсвиты той же свиты.

В монографии [Иванцов и др., 2018] старопечнинская свита имеет нижневендский возраст. Перевалокская и чернокаменная свиты рассматриваются как принадлежащие редкинскому горизонту, а усть-сылвицкая — котлинскому (см. рис. 1в, IV).

Исходя из сказанного мы показываем далее на ряде иллюстраций и близкое к традиционному сопоставление различных свит серебрянской и сылвицкой серий с региоарусами венда Восточно-Европейской платформы (к лапландскому региоарусу/климатолиту отнесен танинско-нижнестаропечнинский интервал, к редкинскому региоарусу — верхнестаропечнинско-коноваловский, а к котлинскому — крутихинско-усть-сылвицкий) и вариант, предложенный в работе [Гражданкин, Маслов, 2015].

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ НАКОПЛЕНИЯ СЕРЕБРЯНСКОЙ И СЫЛВИЦКОЙ СЕРИЙ

До начала 2000-х гг. собственно палеоклиматических исследований серебрянской и сылвицкой серий западного склона Среднего Урала, по-видимому, не проводилось. Опираясь на общегеологические и формационные построения ряда авторов, можно наметить следующую канву представлений о палеоклимате венда. Так, в работе [Ключина, 1982] только танинская свита рассматривалась как формация редкогалечных тиллитовидных конгломератов (соответственно, танинское время — это время достаточно холодного климата), а все остальные литостратиграфические единицы серебрянской и сылвицкой серий считались принадлежащими фалаховой, терригенно-карбонатной, черносланцевой, флишоидной и нижнемолассовой, т.е. по сути дела — аклиматическим формациям. Позднее [Ключина, 1991] на основании присутствия в разрезах танинской, гаревской и койвинской свит тиллитовидных конгломератов и ленточнослоистых филлитовидных сланцев, они были отнесены к спарагмитовой формации, т.е. интервал существования холодного климата был заметно увеличен.

По мнению авторов публикаций [Курбацкая, 1986, 1995; Ибламинов и др., 1996 и др.], осадочные толщи серебрянской серии принадлежат к спарагмитовой, тогда как сылвицкой – к флиш-идно-молассоидной формациям. В соответствии с этим климат времени формирования отложений серебрянской серии был, вероятно (за исключением, быть может, бутонского века), более холодным, чем сылвицкого.

В монографии [Гражданкин и др., 2010] проанализирован существенный массив данных по валовому химическому составу глинистых сланцев и алевроаргиллитов сылвицкой серии. На основе значений гидролизатного модуля ($GM = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$ [Юдович, Кетрис, 2000 и др.]) сделан вывод, что слагающая их тонкая алюмосиликокластика испытала перед окончательным захоронением не-однократное переотложение или представляет собой продукт размыва в основном осадочных образований. Это согласуется с преобладанием среди глинистых пород разностей со значениями $K_2O/Al_2O_3 < 0.3$. Определенных тенденций в изменении величин ГМ и индекса химического изменения ($CIA = Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)$ [Nesbitt, Young, 1982]) в разрезе сылвицкой серии не выявлено. Установлено, что $CIA_{\text{медиана}}$ для алевроаргиллитов старопечнинской свиты, перекрывающих диамиктиты данного уровня, составляет ~ 70 . Алевроаргиллиты чернокаменской, а также усть-сылвицкой свит имеют медианные значения CIA от 67 до 71. Таким образом, если интерпретировать полученные величины CIA без каких-либо оговорок, то климат сылвицкого времени можно считать близким к семиаридному-семигумидному [Гражданкин и др., 2010]. Показано, что для тонкозернистого матрикса диамиктитов нижней части старопечнинской свиты характерен широкий разброс значений CIA (49–50...70–74). Это может указывать на вовлечение в размыв в начале сылвицкого времени различного по степени преобразования процессами выветривания материала.

В 2011 г. А.В. Масловым также установлено, что значения CIA матрикса тиллитовидных конгломератов серебрянской серии достаточно высокие (65–77). Это дало основание предполагать поступление в область седиментации в основном зрелого/неоднократно переотложенного/литогенного материала и считать, что климат серебрянского времени был близок к семиаридному-семигумидному. Если первое из сказанного вполне правдоподобно, то второе, исходя из известных на сегодня материалов, представляется излишне

оптимистичным, если не ошибочным. В этой же заметке, опубликованной в материалах научных чтений памяти П.Н. Чирвинского, для реконструкции палеоклиматических обстановок формирования верхневендских осадочных последовательностей Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория и ряда других регионов использованы диаграммы $CIA_{\text{molar}}-K_2O/Na_2O$ и $CIA_{\text{molar}}-Al_2O_3$, где $CIA_{\text{molar}} = Al_2O_{3\text{molar}}/(CaO^*_{\text{molar}} + Na_2O_{\text{molar}} + K_2O_{\text{molar}})$, предложенные в работе [Goldberg, Humayun, 2010]. В результате установлено, что максимальный разброс величин CIA_{molar} (47–94) характерен для тонкозернистых обломочных пород серебрянской серии. Это может свидетельствовать о присутствии в составе осадочных пород данного стратона в том числе слабо или почти не преобразованной процессами химического выветривания тонкой алюмосиликокластики.

Тремя годами позже в статье, увидевшей свет в Ежегоднике ИГГ УрО РАН–2013, А.В. Маслов показал, что положение фигуративных точек глинистых пород крутихинской подсвиты чернокаменской свиты на диаграмме $K/Al-Mg/Al$ [Turgeon, Brumsack, 2006], как и свойственные им значения ГМ и CIA, позволяют предполагать слабую преобразованность слагающей их тонкой алюмосиликокластики процессами химического выветривания. В пользу такого предположения указывает и распределение точек аргиллитов данного стратиграфического уровня на диаграмме $K_2O/Al_2O_3-Ga/Rb$ [Roy, Roser, 2013], где они локализованы в поле образований холодного/сухого климата.

Наконец, в работе [Маслов, 2022] по данным о содержании основных породообразующих оксидов в глинистых породах серебрянской и сылвицкой серий (всего ~ 180 образцов) с величинами потерь при прокаливании менее 6 мас. % рассчитаны средние, минимальные и максимальные значения различных индексов выветривания. В результате установлено, что осадочные последовательности названных серий, в которых, как показано выше, на нескольких уровнях присутствуют диамиктиты/тиллитовидные конгломераты, не обладают заметной контрастностью значений различных химических индексов изменения пород на палеоводоборах. Так, с учетом величин стандартных отклонений ($\pm 1\sigma$) значения коэффициента Ракстона для глинистых пород всех девяти свит венда западного склона Среднего Урала являются статистически сопоставимыми. Это же характерно средним для глинистых пород разных свит величинам CIA, CIW, PIA, ICV и MIA(o). Вариации значений $CRA_{\text{среднее}}$ показывают, что с учетом стандартных отклонений только породы

старопечнинской, гаревской и перевалокской свит можно считать статистически различающимися, а глинистые породы бутонской свиты по среднему значению Mg-индекса значительно отличаются от тонкозернистых обломочных пород гаревской и керносской свит. Глинистые породы танинской и керносской свит обладают слабой или умеренной положительной корреляцией значений TiO_2/Al_2O_3 и индексов Ракстона, PIA, ICV и ГМ. По-видимому, сказанное предполагает зависимость перечисленных индикаторов интенсивности выветривания от состава пород на палеоводосборах. Все вместе это позволяет считать, что при осреднении индивидуальных аналитических данных на уровне свит (даже если в составе каких-то стратонов есть несомненно гляциогенные образования) мы не фиксируем вклад собственно отложений холодного климата и в итоге получаем некую интегральную картину, в которой запечатлены климатические характеристики не только последней, но и многочисленных предшествующих эпох.

Приведенный краткий обзор публикаций, посвященных исследованию палеоклиматических особенностей эпох накопления серебрянской и сыльвицкой серий западного склона Среднего Урала, показывает, что традиционными литогеохимическими методами к началу 2020-х гг. удалось почти достичь максимума. Соответственно, для движения вперед в этом направлении необходимы новые подходы. Ряд из них обсуждаются в настоящей работе.

На мелкомасштабных палеогеографических схемах, составленных Н.М. Чумаковым [Чумаков, Сергеев, 2004] на основе реконструкций [Smith, 2001; Smith, Pickering, 2003], Северо-Восточная Европа (Балтика) в раннем (лапландское/варангерское время) и среднем (редкинско-котлинское время) венде расположена вблизи Южного полюса, а к концу венда (немакит-далдынский, начало томотского века) смещается примерно на $25^\circ-30^\circ$ в сторону экватора. В работе [Li et al., 2013] Балтика ~580 млн лет назад расположена почти посередине между Южным полюсом и экватором. Примерно такое же ($15^\circ-20^\circ$ ю.ш. для ее северной окраины) положение она занимает и через 40 млн лет. Почти такая же позиция Балтики показана в публикации [Li et al., 2023]. В работах [Levashova et al., 2013; Федорова и др., 2013] для завершающей разрез ашинской серии западного склона Южного Урала зиганской свиты (U-Pb-изотопный возраст циркона вулканических туфов, присутствующих в разрезе этой свиты, составляет 566 ± 5 млн лет [Рязанцев и др., 2023])

установлено, что среднее направление высокотемпературной намагниченности обломочных пород соответствует палеошироте $7.8^\circ \pm 2.5^\circ$ ($10^\circ \pm 3^\circ$), т.е. в середине венда Балтика могла находиться, по всей видимости, в приэкваториальных широтах. Все сказанное дает в какой-то мере основание считать, что на протяжении значительной части венда Балтика располагалась в основном в умеренных (и низких?) широтах. Соответственно, с актуалистической точки зрения господствовавший на ее территории климат должен был быть не слишком холодным и не был в существенной мере похож на гумидный тропический.

ОСОБЕННОСТИ ИСПОЛЬЗУЕМОЙ БАЗЫ ДАННЫХ

Реконструкция СГТ у земной поверхности, по данным валовых химических анализов глинистых пород серебрянской и сыльвицкой серий западного склона Среднего Урала, для палеоводосборов времени накопления осадков этих серий основывается на выборке, включающей 244 образца. В качестве привлеченной информации для оценки вариации состава пород источников сноса и вклада переотложенного/литогенного материала в петрофонд по возможности использованы данные о концентрации в этих образцах Zr, Sc, Cr, Th, La и Hf. Перечисленные аналитические материалы получены в разные годы рентгенофлуоресцентным методом и методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитики – Н.П. Горбунова, О.А. Березикова, Г.М. Ятлук, В.П. Власов, Л.А. Тараринова, Г.С. Неупокоева, Н.В. Чередниченко, Д.В. Киселева, Н.Н. Адамович и Л.К. Дерюгина). Отбор образцов выполнен из естественных обнажений в бассейнах рек Чусовая, Серебрянка, Сыльвица, Межевая Утка, Усьва и Койва М.Т. Крупениным и А.В. Масловым.

Содержание SiO_2 в глинистых породах рассматриваемой выборки варьирует от 50.92 до 66.65 мас. % (среднее – 60.55 ± 2.68 мас. %). Среднее содержание TiO_2 составляет 0.86 ± 0.11 мас. %. Величина Al_2O_3 среднее равна 17.56 ± 1.79 мас. % (минимум – 14.59, максимум – 26.75 мас. %). Минимальное количество суммарного железа ($Fe_2O_3^*$) в виде Fe_2O_3 составляет 1.86 мас. %, максимальное достигает 10.88 мас. % ($Fe_2O_3^*$ среднее = 7.25 ± 1.36 мас. %). Среднее содержание оксидов магния и кальция составляет соответственно 2.33 ± 0.39 и 0.48 ± 0.28 мас. % (пределы вариаций – 1.35–4.89 и 0.10–4.89 мас. %). Величина Na_2O среднее равна 1.46 ± 0.52 , а K_2O среднее – 4.29 ± 0.90 мас. %. Потери

Таблица 1. Среднее, минимальное и максимальное содержание основных породообразующих оксидов и значения некоторых их индикаторных отношений в глинистых породах ряда свит венда (лапландский и редкинский регионарусы по [Гражданкин, Маслов, 2015]) Среднего Урала

Компонент (мас. %), модуль	Лапландский регионарус				Редкинский регионарус		
	Танинская	Гаревская	Койвинская	Бутонская	Керноская	Старопеч- нинская	Перева- локская
SiO ₂	<u>59.71 ± 2.89</u> 54.58–64.47	<u>64.21 ± 3.43</u> 59.12–66.38	<u>59.92 ± 3.57</u> 51.65–66.18	<u>60.26 ± 5.21</u> 54.54–65.72	<u>62.27 ± 3.05</u> 57.16–66.65	<u>59.82 ± 2.38</u> 55.22–63.70	<u>61.04 ± 0.94</u> 59.72–63.92
TiO ₂	<u>0.85 ± 0.15</u> 0.66–1.26	<u>0.96 ± 0.19</u> 0.71–1.17	<u>0.80 ± 0.14</u> 0.65–1.29	<u>0.82 ± 0.14</u> 0.63–0.94	<u>0.77 ± 0.11</u> 0.59–0.95	<u>0.80 ± 0.14</u> 0.69–1.25	<u>0.82 ± 0.03</u> 0.76–0.91
Al ₂ O ₃	<u>18.40 ± 1.45</u> 15.55–20.60	<u>16.14 ± 1.19</u> 14.89–17.75	<u>19.15 ± 2.65</u> 15.20–26.75	<u>19.26 ± 2.13</u> 16.63–21.33	<u>17.71 ± 1.87</u> 14.77–21.39	<u>18.73 ± 1.87</u> 15.32–22.07	<u>16.41 ± 1.26</u> 14.90–18.87
Fe ₂ O ₃ *	<u>7.10 ± 0.65</u> 6.23–8.15	<u>6.95 ± 1.33</u> 5.09–8.04	<u>6.95 ± 1.83</u> 1.86–10.28	<u>6.88 ± 2.72</u> 4.33–10.29	<u>6.37 ± 2.41</u> 2.57–9.90	<u>7.47 ± 1.01</u> 5.07–8.82	<u>7.56 ± 0.57</u> 6.05–8.53
MnO	<u>0.05 ± 0.02</u> 0.03–0.13	<u>0.04 ± 0.02</u> 0.02–0.07	<u>0.05 ± 0.02</u> 0.01–0.11	<u>0.04 ± 0.05</u> 0.01–0.11	<u>0.06 ± 0.05</u> 0.01–0.20	<u>0.05 ± 0.04</u> 0.00–0.14	<u>0.11 ± 0.05</u> 0.00–0.19
MgO	<u>2.43 ± 0.93</u> 1.43–4.89	<u>2.24 ± 0.30</u> 1.89–2.61	<u>2.13 ± 0.33</u> 1.74–3.42	<u>1.77 ± 0.24</u> 1.52–2.10	<u>2.05 ± 0.43</u> 1.35–3.29	<u>2.23 ± 0.21</u> 1.98–2.72	<u>2.77 ± 0.12</u> 2.51–2.95
CaO	<u>0.48 ± 0.38</u> 0.12–1.38	<u>0.25 ± 0.21</u> 0.14–0.56	<u>0.33 ± 0.15</u> 0.15–0.91	<u>0.39 ± 0.25</u> 0.18–0.76	<u>0.39 ± 0.33</u> 0.15–1.75	<u>0.39 ± 0.40</u> 0.10–1.47	<u>0.84 ± 0.47</u> 0.19–2.20
Na ₂ O	<u>1.39 ± 0.58</u> 0.50–2.61	<u>2.00 ± 0.41</u> 1.50–2.50	<u>1.20 ± 0.44</u> 0.50–2.05	<u>2.52 ± 0.97</u> 1.12–3.33	<u>1.62 ± 0.80</u> 0.25–3.10	<u>1.24 ± 0.48</u> 0.69–2.10	<u>1.90 ± 0.21</u> 1.50–2.20
K ₂ O	<u>4.68 ± 0.98</u> 3.40–6.36	<u>3.39 ± 0.59</u> 2.64–4.03	<u>4.73 ± 1.52</u> 2.66–9.63	<u>3.92 ± 1.13</u> 3.01–5.50	<u>4.37 ± 1.09</u> 2.96–7.88	<u>4.89 ± 0.91</u> 3.13–6.61	<u>3.47 ± 0.28</u> 2.97–4.07
P ₂ O ₅	<u>0.26 ± 0.20</u> 0.08–0.86	<u>0.16 ± 0.07</u> 0.09–0.25	<u>0.17 ± 0.10</u> 0.08–0.60	<u>0.33 ± 0.13</u> 0.16–0.45	<u>0.17 ± 0.15</u> 0.05–0.74	<u>0.21 ± 0.18</u> 0.00–0.69	<u>0.22 ± 0.28</u> 0.00–1.32
п.п.п.	<u>4.06 ± 0.82</u> 3.00–6.59	<u>3.49 ± 0.75</u> 2.70–4.50	<u>3.86 ± 0.58</u> 2.90–5.10	<u>4.19 ± 0.69</u> 3.50–5.14	<u>3.91 ± 0.87</u> 2.80–5.80	<u>4.11 ± 0.36</u> 3.40–4.90	<u>4.30 ± 0.46</u> 3.50–4.90
ГМ (TiO ₂ /Al ₂ O ₃)	<u>0.05 ± 0.01</u> 0.04–0.06	<u>0.06 ± 0.01</u> 0.05–0.07	<u>0.04 ± 0.01</u> 0.04–0.06	<u>0.04 ± 0.00</u> 0.04–0.05	<u>0.04 ± 0.01</u> 0.03–0.06	<u>0.04 ± 0.01</u> 0.04–0.06	<u>0.05 ± 0.00</u> 0.04–0.06
ЩМ (Na ₂ O/K ₂ O)	<u>0.32 ± 0.18</u> 0.08–0.77	<u>0.59 ± 0.03</u> 0.55–0.62	<u>0.29 ± 0.16</u> 0.09–0.74	<u>0.71 ± 0.34</u> 0.20–0.91	<u>0.41 ± 0.23</u> 0.03–0.87	<u>0.27 ± 0.14</u> 0.14–0.61	<u>0.55 ± 0.08</u> 0.43–0.66
n	15	4	22	4	26	15	18

Примечание. В числителе здесь и в табл. 2 – среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальное значение; n – число проанализированных образцов; Fe₂O₃* – суммарное железо в виде Fe₂O₃; п.п.п. – потери при прокаливании.

при прокаливании (п.п.п.) варьируют от 2.7 до 7.3 мас. %. Величины ГМ составляют от 0.32 до 0.60.

Таким образом, вся используемая нами аналитическая выборка отвечает критериям, характеризующим глинистые породы [Юдович и др., 2020], а именно – содержание SiO₂ < 65–67 мас. %, содержание Al₂O₃ > 15 мас. %, значения ГМ > 0.30. И только для величины Na₂O/K₂O (ЩМ, щелочной модуль) мы использовали более “мягкий”, нежели в публикации [Юдович и др., 2020], критерий – глинистыми породами считали породы не с ЩМ < 0.50, а с ЩМ < 1.0 ± 0.1 [Юдович, Кетрис, 2000]. Основные статистические характеристики – среднее, минимальное и максимальное

содержание породообразующих оксидов и значения некоторых индикаторных отношений, обобщенные для свит, приведены в табл. 1 и 2.

Подавляющее большинство фигуративных точек глинистых пород серебрянской и сыльвицкой серий на диаграмме lg(SiO₂/Al₂O₃)–lg(Fe₂O₃*/K₂O) [Herron, 1988] сконцентрировано в полях сланцев и вакк (рис. 3а). На диаграмме (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃–(Fe₂O₃* + MgO)/SiO₂ (диаграмма НКМ–ФМ [Юдович, Кетрис, 2000], см. рис. 3б) они локализованы в основном в поле V (хлорит-сметит-иллитовые глины) и в области перекрытия полей V и VI (иллитовые глины со значительной примесью тонкорастертых полевых

Таблица 2. Среднее, минимальное и максимальное содержание основных породообразующих оксидов и значения некоторых их индикаторных отношений в глинистых породах ряда свит венда (беломорский и котлинский региоярус по [Гражданкин, Маслов, 2015]) Среднего Урала

Компонент (мас. %), модуль	Беломорский региоярус				Котлинский региоярус		
	Вилухин- ская	Шурыш- ская	Синека- менская	Конова- ловская	Крутихин- ская	Кобыло- островская	Усть- сылвицкая
SiO ₂	59.06 ± 3.42 50.92–62.08	59.03	60.50 ± 2.06 55.50–65.46	61.59 ± 1.10 59.72–64.25	59.71 ± 1.72 56.33–63.07	61.66 ± 2.41 59.47–65.10	62.82
TiO ₂	0.96 ± 0.12 0.78–1.23	0.91	0.88 ± 0.08 0.67–1.10	0.91 ± 0.05 0.81–1.08	0.90 ± 0.03 0.85–0.98	0.87 ± 0.07 0.76–0.92	0.76
Al ₂ O ₃	18.10 ± 1.83 16.37–22.53	17.87	17.11 ± 1.17 14.59–20.76	16.28 ± 0.54 15.24–17.14	17.19 ± 16.38 18.42–0.58	16.40 ± 0.84 15.18–17.02	17.23
Fe ₂ O ₃ *	6.68 ± 0.48 5.66–7.58	6.22	7.09 ± 0.57 5.77–8.47	8.02 ± 0.41 7.52–9.08	8.25 ± 1.20 6.26–10.88	7.46 ± 0.62 6.66–8.16	5.31
MnO	0.07 ± 0.04 0.04–0.15	0.03	0.09 ± 0.04 0.04–0.20	0.12 ± 0.06 0.03–0.32	0.06 ± 0.06 0.03–0.35	0.09 ± 0.07 0.06–0.20	0.03
MgO	2.32 ± 0.11 2.17–2.55	2.35	2.52 ± 0.15 2.08–2.96	2.53 ± 0.18 2.09–2.75	2.14 ± 0.24 1.77–2.56	2.24 ± 0.22 1.94–2.46	2.18
CaO	0.49 ± 0.23 0.34–1.36	0.25	0.60 ± 0.17 0.22–0.98	0.44 ± 0.15 0.23–0.87	0.39 ± 0.10 0.17–0.57	0.39 ± 0.05 0.33–0.44	0.25
Na ₂ O	1.79 ± 0.31 1.38–2.42	1.70	1.44 ± 0.47 0.60–2.41	1.10 ± 0.41 0.40–1.85	1.34 ± 0.32 0.60–1.80	1.76 ± 0.41 1.15–2.00	1.80
K ₂ O	4.66 ± 0.71 4.01–6.81	4.85	4.24 ± 0.50 3.46–5.81	3.77 ± 0.32 2.99–4.27	4.29 ± 0.47 3.19–5.26	3.85 ± 0.49 3.16–4.30	4.42
P ₂ O ₅	0.22 ± 0.12 0.16–0.66	0.18	0.18 ± 0.03 0.13–0.27	0.16 ± 0.02 0.12–0.19	0.16 ± 0.05 0.08–0.35	0.15 ± 0.01 0.14–0.17	0.11
п.п.п.	5.09 ± 0.67 3.60–6.50	7.30	4.53 ± 0.72 3.30–7.20	5.22 ± 0.49 4.20–6.60	5.46 ± 0.56 4.30–6.70	4.25 ± 0.68 3.30–4.90	4.50
ТМ (TiO ₂ /Al ₂ O ₃)	0.05 ± 0.00 0.04–0.06	0.05	0.05 ± 0.00 0.05–0.06	0.06 ± 0.00 0.05–0.06	0.05 ± 0.00 0.05–0.06	0.05 ± 0.00 0.05–0.05	0.04
ЩМ (Na ₂ O/ K ₂ O)	0.39 ± 0.05 0.30–0.46	0.35	0.35 ± 0.13 0.15–0.70	0.30 ± 0.12 0.10–0.52	0.32 ± 0.10 0.11–0.50	0.47 ± 0.14 0.29–0.63	0.41
n	17	1	56	23	30	4	1

шпатов). Лишь небольшое число точек составов глинистых пород койвинской и танинской свит присутствует в поле II (преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита глины). Преобладание глинистых пород иллитового состава в рассматриваемой нами выборке хорошо видно и по распределению фигуративных точек глинистых сланцев, мелкозернистых алевролитов и аргиллитов серебрянской и сылвицкой серии на диаграмме K/Al–Mg/Al [Turgeon, Brumsack, 2006] (см. рис. 3в).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Ввиду того, что примитивные палеопочвы в разрезах сылвицкой и серебрянской серий венда

Среднего Урала установлены только в верхней части крутихинской свиты, а среди неледниковых отложений в основном преобладают мелководно-морские [Гражданкин и др., 2009, 2010], для определения палеотемператур в настоящей работе использовано уравнение [Deng et al., 2022], которое было разработано с использованием базы данных (~3.8 тыс. образцов) по литохимии речной взвеси и глинистой составляющей наносов современных рек:

$$СГТ = (СИА - 59.23)/1.02 (\pm \Delta), \quad (1)$$

где $\Delta < 1-3^{\circ}\text{C}$ – расхождение с другими палеотемпературными индикаторами, выявленное указанными авторами при реконструкции СГТ

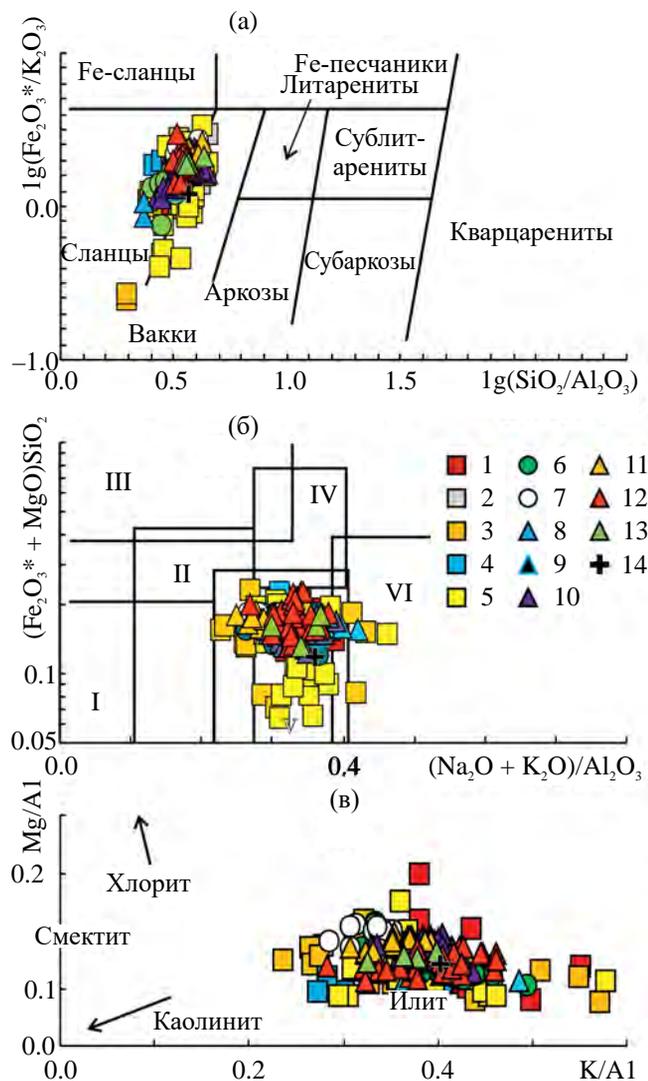


Рис. 3. Положение фигуративных точек глинистых пород серебрянской и сыльвицкой серий на классификационных диаграммах $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ [Heron, 1988] (а), $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ [Юдович, Кетрис, 2000] (б) и $\text{K}/\text{Al} - \text{Mg}/\text{Al}$ [Turgeon, Brumsack, 2006] (в).

Свиты и подсвиты: 1 – танинская; 2 – гаревская; 3 – койвинская; 4 – бутонская; 5 – керносская; 6 – старопечнинская; 7 – перевалокская; 8 – вилухинская; 9 – шурышская; 10 – синекаменская; 11 – коноваловская; 12 – крутихинская; 13 – кобылоостровская; 14 – усть-сылвицкая.

(б) – глинистые отложения: I – преимущественно каолинитовые; II – преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита; III – преимущественно хлоритовые с примесью Fe-иллита; IV – хлорит-иллитовые; V – хлорит-смектит-иллитовые; VI – иллитовые со значительной примесью тонкорастертых полевых шпатов.

для четвертичных, неогеновых, палеогеновых и пограничных пермь–триасовых отложений, фиксирующих яркие климатические события.

Рассматриваемое уравнение пригодно для температурного диапазона от 0 до 30°C [Deng et al., 2022], то есть для величин CIA от ~59 до 90 и априори не применимо при рассмотрении холодного или ледникового климата по классификации Н.М. Чумакова [20046]. При этом в работе [Deng et al., 2022] сформулирован ряд других ограничений/требований к образцам силикокластических отложений (и разрезам), используемым для реконструкции СГТ прошлых эпох.

Во-первых, для снижения эффекта минералогической дифференциации авторы рекомендуют использовать только глинистые образования, так как величины CIA для более грубозернистых осадков/пород приближены к CIA петрофонда [Nesbitt et al., 1997]. Данное требование было полностью учтено нами при составлении базы данных. Следует подчеркнуть, что по этой причине количество образцов, отобранных из гляциальных отложений в нашей выборке мало, так как, например, матрикс тиллитов не удовлетворяет этому ограничению по своему гранулометрическому составу и соответствующим геохимическим характеристикам.

Во-вторых, вариация состава петрофонда для исследуемого разреза(-ов) должна быть минимальная, и это следует продемонстрировать с использованием независимых показателей (например, индикаторов, рассчитанных из величин по содержанию редких и рассеянных элементов). Лучше всего, если влияние этого фактора на величины CIA не будет меняться во времени для исследуемого(-ых) разреза(-ов). Изученные нами образования в основном сформировались за счет размыва кислых магматических пород, с той или иной примесью рециклированного материала [Маслов, Подковыров, 2021], однако в некоторых образцах (свитях), по-видимому, присутствует заметная доля лито- и/или пирокластике основного состава. Диагностика с последующим (как правило) исключением из выборки таких образцов проведена с учетом следующих критериев: 1) повышенная магнезиальность (>3 мас. % по [Юдович, Кетрис, 2000]), не показывающая положительной корреляции с CaO; 2) положение точек состава глинистых пород на диаграммах $\text{Zr}/\text{Sc} - \text{Th}/\text{Sc}$ [McLennan et al., 1993], $\text{Th}/\text{Sc} - \text{Cr}/\text{Th}$ [Condie, Wronkiewicz, 1990] и $\text{Hf} - \text{La}/\text{Th}$ [Floyd, Leveridge, 1987].

Другим фактором, который может исказить величины CIA, является присутствие переотложенного материала. Мы предполагаем, что данный фактор может исказить и величину RW-индекса. Для верификации высказанного ограничения

был проанализирован ряд различных индикаторов, позволяющих судить о вкладе рециклированного материала в петрофонд. В частности, такими индикатором является обогащение пород Hf и Zr, которое выявляется на диаграммах Hf–La/Th [Floyd, Leveridge, 1987] и Zr/Sc–Th/Sc [McLennan et al., 1993]. При анализе выборки с ее подразделением на свиты и подсвиты также принималось во внимание, что для толщ, сложенных материалом первого цикла седиментации, характерно сохранение зависимостей, типичных для магматических пород петрофонда, а именно – положительная корреляция между титанистостью ($TM = TiO_2/Al_2O_3$) и железистостью ($JM = (Fe_2O_3^* + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$) и отрицательная корреляция между общей нормированной щелочностью ($HKM = (Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$) и гидролизатностью (ГМ) [Юдович, Кетрис, 2000].

В-третьих, исследуемые отложения должны охватывать временной интервал минимум в тысячи–десятки тыс. лет, так как именно столько времени необходимо для ощутимого влияния изменений СГТ на интенсивность выветривания. Последнее требование достаточно легко выполнить при изучении ископаемых отложений, так как один образец, представляющий условный 1 см мощности разреза, с учетом средних скоростей накопления осадков и коэффициента уплотнения глинистых образований, может охватывать временной промежуток около 3 тыс. лет (см., например, [Algeo, Li, 2020]).

Впрочем, это не единственные проблемы при калькуляции СГТ через величины CIA. Формула расчета последнего с использованием мольных долей оксидов, согласно [Nesbitt, Young, 1982], выглядит следующим образом:

$$CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO^*), \quad (2)$$

где CaO^* – мольная доля этого оксида в силикокластической матрице. Так как далеко не все образцы были изучены с применением рентгеноструктурного и термического анализа, для вычисления CaO^* мы предпочли методику, описанную в работе [McLennan, 1993], когда величине CaO^* присваивается минимальное из значений – $(CaO - 10/3 \times P_2O_5)$ или Na_2O . При ее использовании только в четырех образцах отношение $(CaO - 10/3 \times P_2O_5)/Na_2O$ было > 1 .

Для решения другой известной проблемы – постседиментационного обогащения пород калием, была построена треугольная диаграмма A–CN–K, или диаграмма соотношения $Al_2O_3 - (CaO^* + Na_2O) - K_2O$ [Fedo et al., 1995], на

которой показаны фигуративные точки глинистых пород венда и их проекции на линию тренда выветривания гранитов в умеренном климате, взятого из работы [Meunier et al., 2013]. Данная диаграмма позволяет в итоге получить значения $CIA_{корр}$ – скорректированные с учетом влияния K-метасоматоза. При этом отдельные образцы, точки состава которых находились очень близко к стороне $Al_2O_3 - K_2O$ треугольной диаграммы, были исключены из выборки, так как величины $CIA_{корр}$ для них с высокой долей вероятности являются завышенными. К сожалению, в нашем распоряжении имелись не вполне представительные результаты изучения минерального состава глинистых пород серебрянской и сыльвицкой серий, что не позволило нам решить еще одну проблему, связанную с постседиментационным замещением ионов Ca и Na на ионы K при иллитизации смектита. В данном случае значение CIA не меняется, как и в случае с замещением плагиоклаза аутигенным КПШ [Fedo et al., 1995]. Однако это приводит к смещению фигуративных точек таких образцов на диаграмме A–CN–K вправо от линии тренда выветривания, параллельно оси CN–K, и последующему завышению значения $CIA_{корр}$. Это значит, что такие образцы не нуждаются в корректировке с использованием вышеупомянутых трендов выветривания.

Таким образом, при расчетах СГТ с использованием величин CIA возникает ряд трудностей, способствующих сокращению базы данных, в связи с чем мы также использовали RW-индекс как более “надежный” индекс выветривания [Cho, Ohta, 2022]. Авторами работы [Cho, Ohta, 2022] составлена база данных, включающая стандартизированные образцы и усредненные составы основных (104), средних (88) и кислых (108) магматических пород, а также образцы (всего 273) из профилей выветривания этих пород. Эта база данных была проанализирована методом независимых компонент в сочетании с изометрическим преобразованием на основе логарифмических соотношений (isometric logratio (ilr) transformation). В итоге авторами выделены две независимые компоненты, одна из которых (IC1) отвечает степени выветрелости пород, а другая (IC2) характеризует вариацию петрофонда. Для представления результатов исследования в виде треугольной диаграммы “Кислый петрофонд–Основной петрофонд–RW” эти компоненты были инвертированы путем вычисления экспонент. Последнее и обуславливает всю громоздкость формулы RW-индекса:

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

где $m = 0.051 \times \ln(\text{TiO}_2) - 0.120 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.018 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) + 0.33 \times \ln(\text{MgO}) + 0.193 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) - 0.392 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) + 0.330$,
 $f = -0.204 \times \ln(\text{TiO}_2) - 0.0002 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) - 0.166 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.177 \times \ln(\text{MgO}) + 0.311 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.236 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) + 0.176$, $rw = 0.152 \times \ln(\text{TiO}_2) + 0.198 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.148 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.152 \times \ln(\text{MgO}) - 0.503 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.156 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) - 0.506$. Значение каждого петрогенного оксида в формулах рассчитывается как доля от ($\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), умноженная на 100 (подробнее см. Supplementary S2 к работе [Cho, Ohta, 2022]). В этом же приложении представлен весьма удобный шаблон для расчетов, в котором автоматически вычисляется как сам RW-индекс, так и два других компонента — M (mafic apex) и F (felsic apex), необходимые для построения треугольной диаграммы).

Подчеркнем, что RW-индекс в какой-то степени весьма удобен, так как при его применении нет необходимости пересчета оксидов в мольные доли и он не учитывает концентрации кремнезема, оксидов кальция и фосфора в образцах. Предполагается также, что на значение RW-индекса не влияют вариации петрофонда. Увеличение доли K_2O в породах в ходе постседиментационных преобразований глинистых минералов способствует увеличению RW-индекса, а не уменьшению, как это происходит с CIA, что в некоторой степени роднит RW-индекс с $\text{CIA}_{\text{корр}}$ [Мельничук, Маслов, 2025].

В настоящем исследовании мы отказались от численных характеристик степени увлажнения в области палеоводосборов в пользу качественных, которые можно получить при анализе геохимических данных. Нами опробованы индикаторы, приведенные в работах [Юдович, Кетрис, 2000, 2011; Юдович и др., 2018]. Для образцов из глинистых толщ областей гумидного климата характерны следующие особенности: 1) присутствие каолинита, выражающееся в локализации фигуративных точек в полях I и II диаграммы НКМ–ФМ, и сопряженная с его присутствием повышенная титанистость; 2) положительная корреляция между TiO_2 и Al_2O_3 и отрицательная корреляция между TiO_2 и SiO_2 или между TiO_2 и Na_2O , что наиболее отчетливо проявляется для величин модулей НКМ и АМ ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$) вследствие накопления титана именно в глинистой части пород. Для аридных (и семиаридных) климатов характерно накопление в глинистых толщах калия в форме полевых шпатов (ПШ), в результате в них могут возникать необычные корреляции, например, отрицательная взаимосвязь TiO_2 с K_2O . Высокие величины ГМ

(>0.55) и высокое (>5–6 мас. %) содержание K_2O в породах указывают на накопление исходных осадков в аридных условиях. Для диагностики существенного количества КПШ в образцах нами использованы диаграммы Al_2O_3 – K_2O и K/Al – K/Rb [van de Kamp, 2016].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Тип увлажнения на палеоводосборах. Среди свит серебрянской и сылвицкой серий накопление титана в глинистой составляющей характерно для танинской свиты (в ледниковых и неледниковых образованиях), а также койвинской, бутонской (значения очень близки к геохимически значимым) свит, верхнестаропечнинской подсвиты, вилухинской, синекаменской, коноваловской и кобылоостровской подсвит чернокаменской свиты. В то же время для глинистых пород гаревской свиты и крутихинской подсвиты чернокаменской свиты положительная корреляция TiO_2 и Al_2O_3 и отрицательная TiO_2 и SiO_2 не являются геохимически значимыми, а для пород крутихинской подсвиты наблюдается значимая отрицательная корреляция между TiO_2 и Na_2O (табл. 3). Глинистые породы перевалокской свиты характеризуются слабой отрицательной корреляцией между титаном и кремнеземом, титаном и натрием. Повышенная титанистость, присутствие каолинита в породах серебрянской и сылвицкой серий по литохимическим данным не диагностируются.

Тем не менее, особенности химического состава, характерные для глинистых толщ аридных и семиаридных областей, в рассматриваемой выборке проявлены слабо. Обогащение K_2O (>5 мас. %) иногда проявлено (всего 41 обр.) в глинистых породах танинской, койвинской, бутонской и керносской свит, но при этом гидролизаты среди них единичны — это 3 образца из койвинской, 1 — из бутонской свиты, 1 — из верхнестаропечнинской и 2 — из вилухинской подсвит. Редко встречаются глинистые породы с признаками обогащения КПШ, согласно положению фигуративных точек на диаграммах Al_2O_3 – K_2O и K/Al – K/Rb (рис. 4). Так, к линии $\text{K}/\text{Al} = 0.8$ и полю магматических и обломочных КПШ на этих диаграммах отклоняются лишь немногочисленные точки состава глинистых пород танинской свиты (ледниковых), а также койвинской и керносской свит, редко верхнестаропечнинской и вилухинской подсвит. Кроме того, образцы глинистых пород, отобранные из красноцветных интервалов койвинской и керносской свит, а также синекаменской, крутихинской и кобылоостровской подсвит чернокаменской свиты не показывают обогащения калием.

Таблица 3. Некоторые корреляционные связи между породообразующими оксидами и/или петрохимическими модулями для исследуемых толщ венда Среднего Урала

Стратиграфический уровень	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
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
V_{igr}	4	–0.21	0.45	0.59	0.54	0.65	0.33	0.53	–0.51
ΣV_{1kv}	30	–0.81	0.73	–0.17	0.76	0.40	0.77	0.28	0.28
V_{1kv}	29	–0.81	0.72	–0.13	0.75	0.43	0.76	0.36	0.28
V_{1bt}	4	–0.82	0.91	–0.09	0.61	–0.18	0.86	–0.48	–0.09
V_{1kn}	26	–0.52	0.30	–0.23	0.31	–0.04	0.41	–0.20	0.60
V_{2sp_2}	15	–0.66	0.62	0.34	0.43	0.31	0.67	0.19	–0.01
V_{2pv}	18	–0.33	0.08	–0.25	0.20	–0.07	0.12	–0.65	0.57
V_{2ck_1}	17	–0.95	0.91	0.62	0.89	0.46	0.94	0.45	–0.21
V_{2ck_4}	56	–0.94	0.90	–0.01	0.86	0.16	0.93	0.25	0.20
V_{2ck_5}	23	–0.63	0.68	–0.39	0.54	–0.23	0.72	0.10	0.01
V_{2ck_6}	30	–0.34	0.33	–0.53	0.34	–0.20	0.42	–0.17	0.45
V_{2ck_7}	4	–0.97	0.93	–0.22	0.98	0.24	0.95	0.12	0.80

Примечание. ΣV_{1tn} – все отложения танинской свиты, в том числе V_{1tn}^* – глициогенные и ассоциирующиеся с ними и V_{1tn} – неледниковые, то же для койвинской свиты. Жирным шрифтом отмечены геохимически значимые (по [Юдович и др., 2018]) корреляционные связи ($r \geq r_{0.05}$); n – число проанализированных образцов. Стратоны, из которых отобрано менее 2 образцов, не включены в таблицу.

Таким образом, мы можем предполагать, что изучаемые отложения были образованы за счет материала, который выветривался преимущественно в условиях гумидного климата на водосборах.

Источники обломочного материала. В исследуемой выборке количество образцов с содержанием MgO > 3 мас. % невелико. Они представлены неледниковыми образованиями танинской свиты (3 обр.), и глинистыми породами койвинской (1 обр.) и керносской (1 обр.) свит. Заметно больше образцов (20 обр.), отобранных из койвинской, керносской, перевалокской и чернокаменной свит, в которых значение отношения Th/Sc < 0.64 и/или отношения Cr/Th > 30, что соответствует доле основных пород > 25% в составе петрофонда на диаграмме Cr/Th–Th/Sc [Condie, Wronkiewicz, 1990; Bracciali et al., 2007] (рис. 5а). Точки состава этих образцов на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc [McLennan et al., 1993] (см. рис. 5б) отклоняются от основной массы глинистых пород серебрянской и сыльвицкой серий и от состава верхней континентальной коры [Rudnick, Gao, 2014] и приближаются к средним точкам

протерозойского андезита и базальта. Как правило, фигуративные точки таких составов из поля пород, возникших за счет разрушения кислых магматических образований, смещены в направлении полей, соответствующих продуктам дезинтеграции пород более основного состава, т.е. вверх или влево на диаграмме Hf–La/Th [Floyd, Leveridge, 1987] (см. рис. 5в).

Примечательны еще несколько особенностей перечисленных образцов, для которых мы предполагаем заметную долю основных пород в петрофонде. Во-первых, все они в разной степени удалены от линии выветривания кислых пород на диаграмме “Кислый петрофонд–Основной петрофонд–RW-индекс” (рис. 6а–6д). Это особенно хорошо выражено для нижневендских пород, тогда как для верхневендских проявлено не так отчетливо. Сказанное в той или иной мере подталкивает нас рассматривать и другие танинско–нижнестаропечнинские составы, в значительной степени отстоящие от тренда выветривания кислых пород, в качестве продуктов эрозии нескольких совокупностей пород петрофонда. В первую очередь это относится к тем образцам, для которых

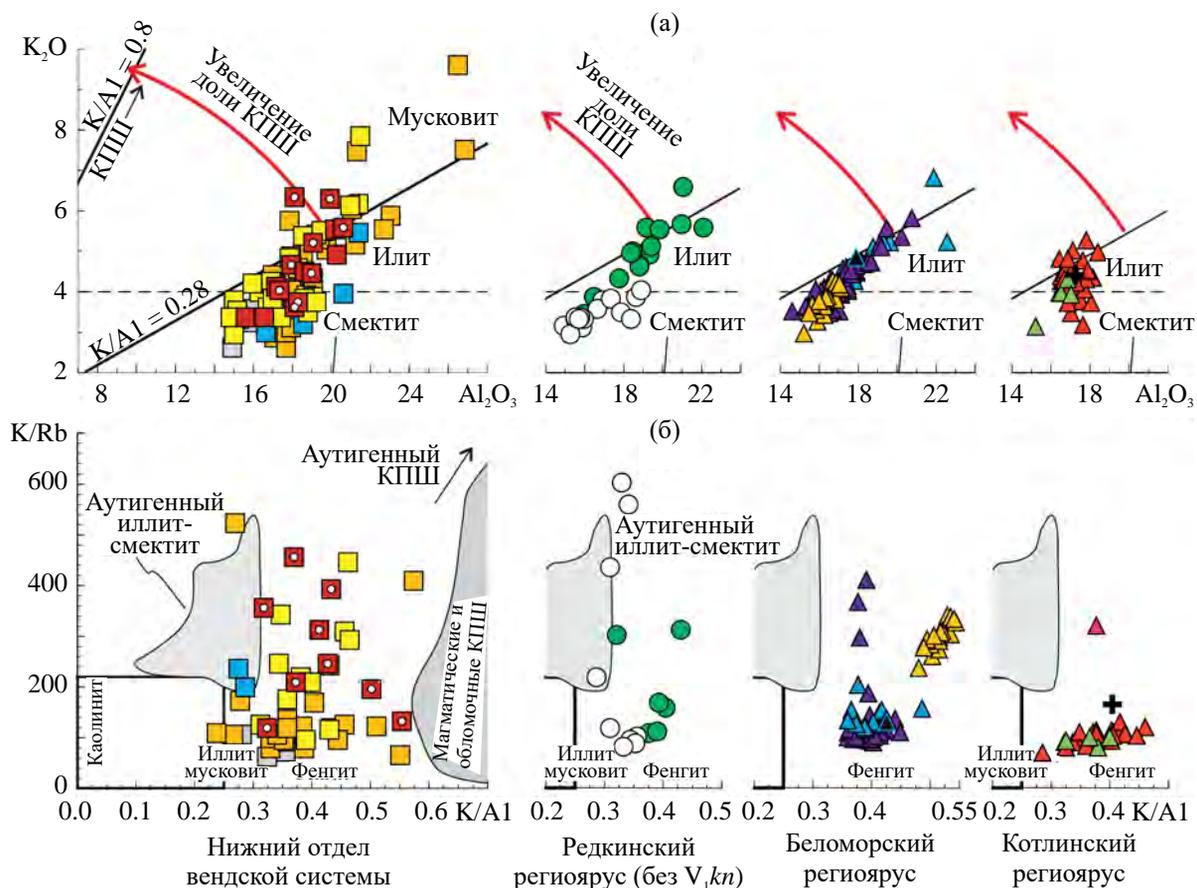


Рис. 4. Положение точек состава глинистых пород серебрянской и сыльвицкой серий на диаграммах $Al_2O_3-K_2O$ (а) и $K/Al-K/Rb$ (б) [van de Kamp, 2016].
 Квадраты с белыми кружками внутри – ледниковые и ассоциирующие с ними образования в составе танинской и ковинской свит.
 Условные обозначения см. рис. 3.

нет данных по содержанию редких и рассеянных элементов.

Во-вторых, на диаграммах П.К. ван де Кампа [van de Kamp, 2016] большинство выявленных продуктов разрушения смешанного петрофонда обладают значениями $K/Rb > 200$, а концентрации K_2O для них составляют (за редким исключением) менее 4.5 мас. %. И то, и другое в большей степени характерно для образцов с существенным количеством смектита/смешанослойных образований ряда иллит–сметит в их составе. Тем не менее, следует подчеркнуть, что и в этом случае образцы глинистых пород перевалокской свиты, ведут себя иначе: составы, для которых нами не подтверждено наличие существенного вклада основного петрофонда, отклоняются в сторону вершины “Основной петрофонд” несколько сильнее прочих образцов этой свиты (см. рис. 6г).

Такое “поведение” не является поводом к исключению тех или иных образцов из аналитической выборки при использовании RW -индекса и

соответствующей диаграммы. Однако при корректировке значений CI_A для нижневендских отложений, содержащих в своем составе том числе и продукты дезинтеграции пород основного петрофонда, заметно отличие этих образцов от основной части выборки – они отклоняются от тренда выветривания гранита влево (рис. 7), тогда как для верхневендских образований подобный тренд почти не выражен.

Наличие рециклированного материала в составе глинистых пород предполагается практически для всех стратонов, так как они не демонстрируют положительной корреляции между ТМ и ЖМ и отрицательной корреляции между НКМ и ГМ (см. табл. 3). Исключение составляют глинистые сланцы и аргиллиты перевалокской и, возможно, керносской свит, а также крутихинской подсвиты чернокаменской свиты. Однако оценить этот вклад с использованием данных о содержании в них редких и рассеянных элементов достаточно сложно.

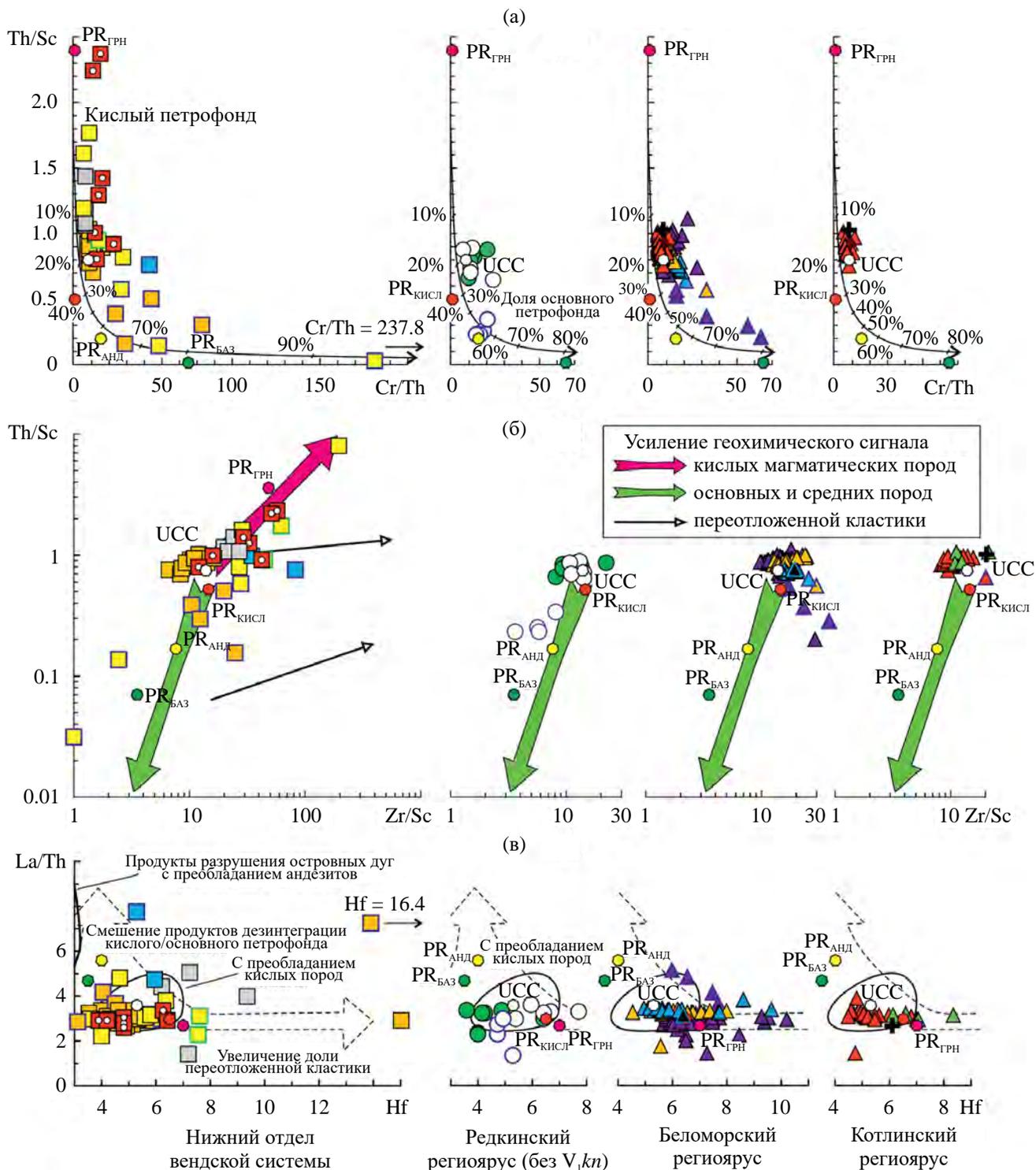


Рис. 5. Положение фигуративных точек глинистых пород серебрянской и сьлвицкой серий на диаграммах, предназначенных для диагностики петрофонда (а, в) и рециклированной компоненты (б, в).

UCC – средний состав верхней континентальной коры, по [Rudnick, Gao, 2014]. Средние составы протерозойского (PR) базальта (БАЗ), андезита (АНД), гранита (ГРН) и кислых магматических пород (КИСЛ) приведены по [Condie, 1993]. Синим цветом на диаграммах выделены составы, отвечающие критериям присутствия в глинистых образованиях заметной примеси продуктов размыва основных магматических пород, зеленым – переотложенного/литогенного материала (также см. текст).

Условные обозначения см. рис. 3 и 4.

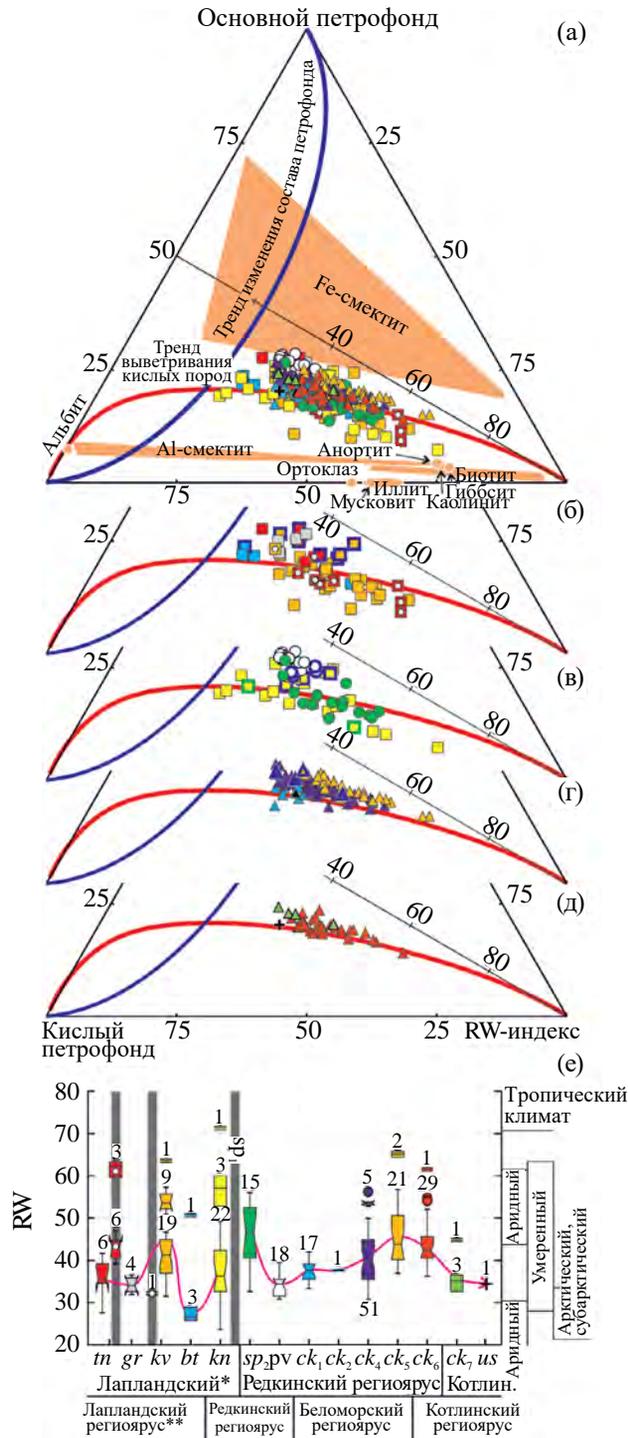


Рис. 6. Диаграммы “Кислый петрофонд–Основной петрофонд–RW” [Cho, Ohta, 2022] (а–д) и сравнение значений индекса RW, рассчитанного для глинистых пород венда западного склона Среднего Урала (е). а – вся выборка, б – лапландский, в – редкинский, г – беломорский, д – котлинский региоярус по [Гражданкин, Маслов, 2015]; На треугольных диаграммах точки составов с более широким темно-синим контуром, вероятно, отличает присутствие продуктов размыва основных магматических пород, с более широким зеленым – заметное количество рециклированного материала (см. текст). На графике с коробчатыми диаграммами: границы “ящиков” – 25-й (внизу) и 75-й (вверху) перцентили, линия внутри “ящика” – 50-й процентиль, вырезы – 95% доверительный интервал для медианы. “Усы” маркируют допустимый интервал данных (менее чем 1.5- кратное межквартильное расстояние), точки – выбросы, цифры возле выбросов либо “усов” – количество проб. Приведены две схемы регионального стратиграфического подразделения венда: * – близкая к опубликованной в работе [Чумаков, Сергеев, 2004], ** – по [Гражданкин, Маслов, 2015]. Серые полосы – уровни распространения ледниковых образований, розовая линия соединяет медианные значения индекса RW для неледниковых образований каждого стратона. Условные обозначения см. рис. 3–5.

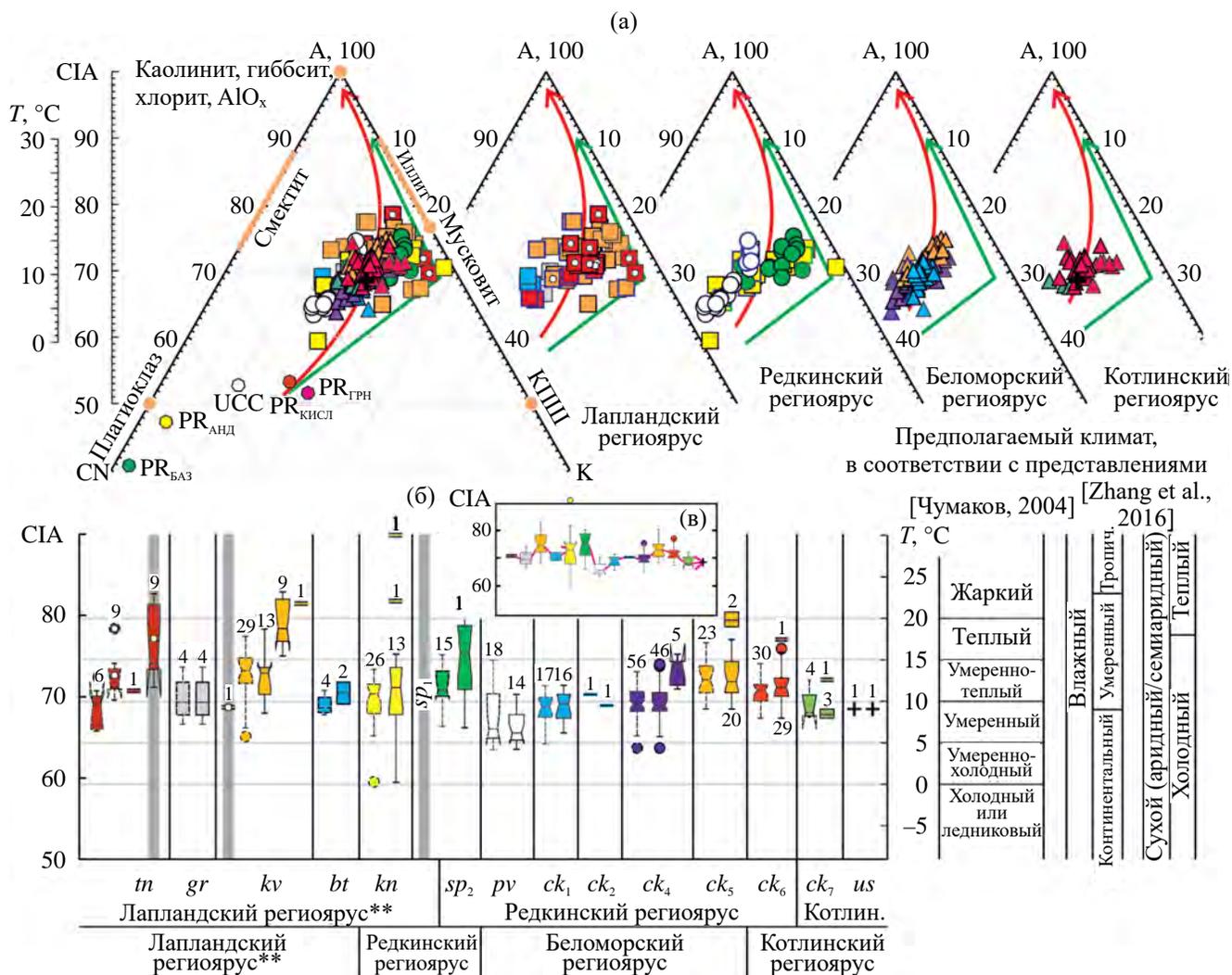


Рис. 7. Диаграммы А–CN–К [Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995] для глинистых пород серебрянской и сыльвицкой серий (вся выборка и региоярус по [Гражданкин, Маслов, 2015]) (а) и сравнение значений индексов CIA и $\text{CIA}_{\text{корр}}$ (б, в) с интерпретацией климата.

На треугольных диаграммах: красная линия – тренд выветривания гранитов в приморском умеренном климате по [Meunier, 1980]; зеленая – тренд выветривания гранодиорита в умеренном (гумидном субтропическом) климате по [White et al., 2002]

На графике (б): с пунктирными контурами – диаграммы, построенные по распределению значений CIA до корректировки, со сплошными контурами – после корректировки ($\text{CIA}_{\text{корр}}$). Цифры над наблюдаемым максимумом или под наблюдаемым минимумом – число образцов, попадающих в подвыборку по величине RW индекса. Тропич. – тропический, Котлин. – Котлинский. Приведены две схемы регионального стратиграфического подразделения венда: * – близкая к опубликованной в работе [Чумаков, Сергеев, 2004], ** – по [Гражданкин, Маслов, 2015].

На графике (в) показаны коробчатые диаграммы без разделения свит по RW индексу.

Условные обозначения см. рис. 3–6.

Например, если принять в качестве индикаторов наличия в петрофонде осадочных/метаосадочных образований выполнение одновременно двух условий: 1) величина концентрации Hf в образце выше, чем таковая в усредненном составе протерозойского гранита по [Condie, 1993] ($\text{Hf} > 7 \text{ г/т}$), и 2) заметное отклонение состава от линии “UCC–протерозойский гранит” на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc [McLennan et al., 1993],

то такие образцы в керноской свите единичны. В других случаях оба указанных условия не соблюдаются.

Иными словами, можно достаточно уверенно определить вклад продуктов разрушения пород основного петрофонда с использованием данных о содержании редких и рассеянных элементов для образцов, отобранных из серебрянской серии, и, в том числе, экстраполировать эту зависимость на

породы, для которых есть только сведения о содержании основных породообразующих оксидов, чтобы в дальнейшем не использовать их для расчета $СIA_{корр}$. Применительно к сыльвицкой серии мы можем исключить только некоторые образцы. Оценить вклад переотложенного материала в петрофонд и его влияние на величины RW -индекса и $СIA$ по предложенным индикаторам, использующим концентрации редких и рассеянных элементов, не представляется возможным, однако следует, по-видимому, считать, что для большинства изучаемых толщ такой вклад имел место.

Среднегодовые температуры и палеоклимат. Значения $СIA_{корр}$, характерные для негляциальных глинистых образований серебрянской и сыльвицкой серии позволяют предполагать, что во время их накопления $СГТ$ на палеоводосборах изменялись в диапазоне от ~ 4 до $\sim 21^\circ\text{C}$ и только для редких образцов глинистых пород койвинской и керносской свит расчеты дают $СГТ$ в областях мобилизации вещества $\sim 22\text{--}23^\circ\text{C}$ (максимум 30°C). Для одного образца глинистых пород керносской свиты получена величина $СГТ$, приближающаяся к 0°C . Такие температуры отвечают в основном умеренному и умеренно-теплому, реже теплому, значительно реже умеренно-холодному либо жаркому гумидному климату по классификации [Чумаков, 2004б] (см. рис. 7). Принимая во внимание палеогеографические реконструкции [Levashova et al., 2013; Федорова и др., 2013; Li et al., 2013, 2023], можно допустить, что это был климат низких (в большей степени применимо к сыльвицкой серии) и средних (время формирования отложений серебрянской серии) широт. При сравнении с современными почвами с использованием RW -индекса и классификации [Zhang et al., 2016] можно весьма осторожно предполагать, что палеоклимат на водосборных площадях в основном был умеренным, реже похожим на современный континентальный либо субарктический. Последнее актуально для части образцов, отобранных из гаревской, керносской, перевалокской свит и кобылоостровской подсвиты чернокаменной свиты. Только один образец глинистых пород из керносской свиты отвечает по своему валовому химическому составу отложениям, сформированным в условиях тропического климата.

Вариации величин RW -индекса и вычисленных по данным о $СIA$ значений $СГТ$ демонстрируют одинаковые тренды похолодания/потепления в отношении неледниковых глинистых отложений венда Среднего Урала (см. рис. 6е, 7б). Во-первых, следует подчеркнуть, что в койвинское ($9\text{--}23^\circ\text{C}$, медианное значение $\sim 15^\circ\text{C}$) и

керносское (минимум 0°C , максимум 30°C , в основном $8\text{--}22^\circ\text{C}$, медианное значение 14°C) время в среднем было теплее, чем в другие неледниковые эпохи раннего венда. Во-вторых, позднестаропечнинское время отличается наибольшим медианным значением $СГТ$ среди поздневендских интервалов: медианная величина для него составляет $\sim 17^\circ\text{C}$ при максимальной и минимальной величинах порядка 21 и 7°C соответственно. В-третьих, в перевалокское время происходит, по-видимому, существенное похолодание — интервалы реконструируемых $СГТ$ для верхней подсвиты старопечнинской свиты (см. выше) и перевалокской свиты ($4\text{--}11^\circ\text{C}$, медианное значение $\sim 6^\circ\text{C}$) пересекаются слабо. В-четвертых, после этого феномена фиксируется постепенное потепление с максимумом $СГТ$ в коноваловское ($9\text{--}21^\circ\text{C}$, медиана — 13°C) время; затем наступает похолодание — образцы глинистых пород кобылоостровской подсвиты чернокаменной свиты и усть-сылвицкой свиты демонстрируют $СГТ$ ($8\text{--}13^\circ\text{C}$, медиана — 9°C соответственно), сопоставимые с теми, что получены для глинистых пород перевалокской свиты.

Использование RW -индекса и уравнения для расчета $СГТ$ [Deng et al., 2022] для реконструкции палеоклимата времени формирования танинской свиты, приводит нас, к сожалению, к неутешительным результатам — оба метода применимы к ледниковым образованиям, но не демонстрируют ожидаемые результаты: гляциогенные и ассоциирующиеся с ними глинистые породы названной свиты обладают значениями RW -индекса равными $39\text{--}63$, что отвечает почвам умеренного климата, а не субарктического и арктического (см. рис. 6). К тому же, эти значения выше, чем таковые для негляциогенных образований той же свиты ($28\text{--}42$). Подобное соотношение характерно и для величин $СIA_{корр}$ ($71\text{--}83$ против 71), на основе которых рассчитаны $СГТ$. Возможно, свою роль играет наличие в их составе литогенного компонента. Однако для того, чтобы сделать вывод о состоятельности или несостоятельности применения RW -индекса в отношении подобного рода образований, необходима существенно большая по объему выборка, и этот вопрос нуждается в более тщательном рассмотрении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования позволяют сделать ряд выводов. Доля магматических пород основного состава на палеоводосборах была, по всей видимости, несколько выше в раннем венде,

чем в позднем. При корректировке величин $СIA$ для глинистых пород это принято во внимание.

Отсутствие для исследованных глинистых пород (за исключением перевалокской и керносской свит, а также крутихинской подсвиты чернокаменной свиты) положительной корреляции между $TМ$ и $ЖМ$, с одной стороны, и отрицательной взаимосвязи между $НКМ$ и $ГМ$, с другой, предполагает наличие в их составе переотложенной/литогенной тонкой алюмосиликокластики. Оценить же ее долю и влияние на величины RW -индекса и $СIA$ по данным о содержании и соотношении редких и рассеянных элементов в глинистых породах достаточно сложно.

Литогеохимические особенности глинистых пород большинства литостратиграфических подразделений венда Среднего Урала дают основание считать, что во время накопления исходных для них осадков на палеоводосборах существовал климат, близкий к гумидному. Рассчитанные нами для негляциальных глинистых образований серебрянской и сылвицкой серии значения $СIA_{корр}$, позволяют предполагать, что во время их накопления $СГТ$ на палеоводосборах изменялись в основном в интервале $4...21^{\circ}C$. Такие температуры свойственны умеренному и умеренно-теплому, реже теплому, значительно реже умеренно-холодному либо жаркому гумидному климату [Чумаков, 2004б]. Учитывая имеющиеся на сегодня данные палеомагнитных исследований [Levashova et al., 2013; Федорова и др., 2013; Li et al., 2023], можно думать, что исследуемый в данной работе бассейн осадконакопления располагался в достаточно низких (сылвицкое время) и средних (серебрянское время) широтах. Полученные нами величины RW -индекса для глинистых пород серебрянской и сылвицкой серий также дают основание считать, что палеоклимат на водосборных площадях венда в основном был умеренным; в то же время некоторые образцы глинистых пород гаревской, керносской и перевалокской свит, а также кобылоостровской подсвиты чернокаменной свиты, обладают значениями RW -индекса, сопоставимыми с теми, что свойственны современному континентальному или субарктическому климату.

Значения RW -индекса для глинистых пород, ассоциирующих с гляциогенными отождениями танинской свиты, составляют 39–63. Такие величины характерны для почв умеренного климата, и являются более высокими, по сравнению с присущими глинистым породам в интервалах разрезом названного стратона, лишенных диамиктитов (28–42). Это же свойственно и величинам

$СIA_{корр}$. Первое напрашивающееся объяснение данного феномена, – “бульдозерный” эффект фронта наступающего ледника при формировании диамиктитов, но, возможно, могут быть предложены и другие. Вариации величин RW -индекса и значений $СГТ$ демонстрируют одинаковые тренды похолодания/потепления для глинистых пород неледниковых интервалов венда Среднего Урала. Наибольшие медианные величины $СГТ$ установлены для койвинского, керносского и позднестаропечнинского времени. Для времени накопления глинистых пород перевалокской свиты реконструируется заметное похолодание. Еще один период роста и снижения величин $СГТ$ – это коноваловско-усть-сылвицкий интервал. Величина $СГТ$ для глинистых пород усть-сылвицкой свиты сопоставима с той, что рассчитана нами для таких же по гранулометрическому составу пород перевалокской свиты. Примечательно, что реконструированные нами значения $СГТ$ для венда западного склона Среднего Урала практически не опускаются ниже тех, что характерны для современного среднеширотного континентального климата Северного полушария (например, $СГТ$ окрестностей Екатеринбурга или Перми ($\sim 3-4^{\circ}C$), согласно показаниям местных метеостанций) и в целом не выше $СГТ$ среднеширотного субтропического климата окрестностей, например, Бургоса (Испания, $\sim 23^{\circ}C$).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны рецензентам, работа которых с рукописью способствовала ее существенному улучшению, а также Н.С. Глушковой, оказавшей помощь при подготовке иллюстраций к данной работе. При составлении базы данных авторы использовали также ряд аналитических и полевых материалов М.Т. Круппенина.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования проведены в соответствии с темами госзадания ИГГ УрО РАН (№ государственной регистрации 123011800013-6) и ГИН РАН (ФММГ-2023-0004).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы декларируют отсутствие конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
- Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. М.: МГУ, 1974. 298 с.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. 238 с.

- Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж. и др.* Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 2. С. 201–206.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Место венда в международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т.* Строение и этапы формирования вендских отложений сыльвицкой серии западного склона Среднего Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 20–40.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л.* Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.
- Ибламинов Р.Г., Курбацкая Ф.А., Лебедев Г.В.* Металлогения рифея и венда западного склона Северного и Среднего Урала // Геология и минерагения докембрия северо-востока Европейской платформы и севера Урала. Сыктывкар: Геопринт, 1996. С. 76–77.
- Иванцов А.Ю., Разумовский А.А., Закревская М.А.* Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы. Средний и Южный Урал. М.: ПИН РАН, 2018. 190 с.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Отв. ред. М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 2004. 299 с.
- Клюжина М.Л.* Вендская система Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 60 с.
- Клюжина М.Л.* Этапы осадконакопления докембрийской и раннепалеозойской истории Урала // Стратиграфия и литология докембрийских и раннепалеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 9–22.
- Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т. и др.* Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из туфов сыльвицкой серии (западный склон Среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 341–345.
- Курбацкая Ф.А.* Магматизм, метаморфизм и металлогения ранневендского интракратонного рифта на Урале // Магматизм и геодинамика. Материалы 1-го Всерос. петрограф. совещания. Т. 1. Уфа: УНЦ РАН, 1995. С. 116–117.
- Курбацкая Ф.А.* О строении и развитии зоны сочленения западного Урала и Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ РАН, 1986. С. 50–59.
- Маслов А.В.* Венд Среднего Урала: палеоклиматические реконструкции на основе химических индексов изменения состава пород // Литосфера. 2022. Т. 22. № 2. С. 153–178.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Киселева Д.В.* Литогеохимия тонкозернистых алюмосиликокластических пород себриянской серии венда Среднего Урала // Геохимия. 2011. № 10. С. 1032–1062.
- Маслов А.В., Меерт Дж., Левашова Н.М. и др.* Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала // Докл. РАН. 2013. Т. 449. № 3. С. 322–327.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н.* Индексы химического выветривания и их использование для палеоклиматических реконструкций (на примере разреза венда-нижнего кембрия Подольского Приднестровья) // Литология и полез. ископаемые. 2023. № 3. С. 249–273.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н.* Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей венда северной и восточной частей Восточно-Европейской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2021. № 1. С. 3–27.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Граунов О.В.* Изменения палеоклимата в позднем докембрии (по данным изучения верхнедокембрийского разреза Южного Урала) // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 2. С. 129–149.
- Мельничук О.Ю., Маслов А.В.* Химический состав глинистых пород стратотипа рифея и некоторые количественные характеристики палеоклимата // Литосфера. 2025. Т. 25. № 4. С. 27–42.
- Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др.* U-Pb (SHRIMP-II)-возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменной свиты сыльвицкой серии венда (Средний Урал) // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 3. С. 354–359.
- Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Новиков И.А. и др.* Возраст вулканических туфов в разрезах басинской и зиганской свит ашинской серии венда (эдиакария) на Южном Урале: результаты U-Th-Pb (SIMS и La-ICP-MS) датирования акцессорного циркона // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 1. С. 68–78.
- Федорова Н.М., Левашова Н.М., Баженов М.Л. и др.* Восточно-Европейская платформа в конце эдиакария: новые палеомагнитные и геохронологические данные // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 11. С. 1782–1794.
- Хромов С.П., Петросяц М.А.* Метеорология и климатология. М.: Изд-во МГУ, 2006. 582 с.
- Чумаков Н.М.* Ледниковый и безледниковый климат в докембрии // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004а. С. 259–270.
- Чумаков Н.М.* Общий обзор позднемезозойского климата и событий // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004б. С. 44–51.
- Чумаков Н.М.* Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с.
- Чумаков Н.М., Сергеев В.Н.* Проблема климатической зональности в позднем докембрии. Климат и биосферные события // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 271–289.

- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В.* Геохимия титана. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. 432 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В.* Геохимия фосфора. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 512 с.
- Algeo T.J., Li C.* Redox classification and calibration of redox thresholds in sedimentary systems // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2020. V. 287. P. 8–26.
- Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S.* 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* / Eds J. Arribas, S. Critelli, M. Johnsson. *J. Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2007. № 420. P. 73–93.
- Cho T., Ohta T.* A robust chemical weathering index for sediments containing authigenic and biogenic materials // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2022. V. 608. 111288.
- Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1–37.
- Condie K.C., Wronkiewicz D.A.* The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 97. P. 256–267.
- Dellinger M., Gaillardet J., Bouchez J. et al.* Lithium isotopes in large rivers reveal the cannibalistic nature of modern continental weathering and erosion // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 401. P. 359–372.
- Deng K., Yang S., Guo Y.* A global temperature control of silicate weathering intensity // *Nat. Commun.* 2022. V. 13. № 1. P. 1781.
- Dinis P.A., Garzanti E., Hahn A. et al.* Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds // *Earth-Sci. Rev.* 2020. V. 201. 103039.
- Duzgoren-Aydin N.S., Aydin A., Malpas J.* Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong // *Engineering Geol.* 2002. V. 63. P. 99–119.
- Fedo C.M., Babechuk M.G.* Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks explored in three-dimensional Al_2O_3 – CaO^* – Na_2O – K_2O – FeO – MgO (A–CN–K–FM) compositional space // *Can. J. Earth Sci.* 2023. V. 60. P. 818–838.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M.* Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology*. 1995. V. 23. P. 921–924.
- Floyd P.A., Leveridge B.E.* Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // *J. Geol. Soc. (London)*. 1987. V. 144. P. 531–542.
- Gaillardet J., Dupré B., Louvat P., Allègre C.J.* Global silicate weathering and CO_2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers // *Chem. Geol.* 1999. V. 159. P. 3–30.
- Garzanti E., Resentini A.* Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands) // *Sediment. Geol.* 2016. V. 336. P. 81–95.
- Geiger R.* Klassifikation der Klimate nach W. Köppen // *Landolt-Börnstein – Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik, alte Serie V. 3.* Berlin: Springer, 1954. P. 603–607.
- Geologic Time Scale 2020.* V. 1 / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2020. 562 p.
- Goldberg K., Humayun M.* The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2010. V. 293. P. 175–183.
- Grazhdankin D.V.* Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota // *J. Paleontol.* 2014. V. 88. P. 269–283.
- Guo Y., Yang S., Su N. et al.* Revisiting the effects of hydrodynamic sorting and sedimentary recycling on chemical weathering indices // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2018. V. 227. P. 48–63.
- Herron M.M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sed. Petrol.* 1988. V. 58. P. 820–829.
- Köppen W.* 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.* 1884. Z. 1. P. 215–226. (Translated and edited by E. Volken and S. Brönnimann. *Meteorol.* 2011. Z. 20. P. 351–360).
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G. et al.* Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // *Precambrian Res.* 2013. V. 236. P. 16–30.
- Li Z.-X., Evans D.A.D., Halverson G.P.* Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland // *Sediment. Geol.* 2013. V. 294. P. 219–232.
- Li Z.-X., Liu Y., Ernst R.* A dynamic 2000–540 Ma Earth history: From cratonic amalgamation to the age of supercontinent cycle // *Earth-Sci. Rev.* 2023. V. 238. 104336.
- McLennan S.M.* Weathering and Global Denudation // *J. Geol.* 1993. V. 101. P. 295–303.
- Meunier A.* Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystèmes: étude des arènes du massif granitique de Parthenay (Deux-Sèvres) // *Mém. Soc. Géol. Fr.* 1980. V. 140. P. 1–80.
- Meunier A., Caner L., Hubert F. et al.* The weathering intensity scale (WIS): An alternative approach of the Che-

- mical Index of Alteration (CIA) // *Am. J. Sci.* 2013. V. 313. P. 113–143.
- Nesbitt H.W., Fedo C.M., Young G.M.* Quartz and Feldspar Stability, Steady and Non-Steady-State Weathering, and Petrogenesis of Siliciclastic Sands and Muds // *J. Geol.* 1997. V. 105. P. 173–192.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. 1982. V. 299. P. 715–717.
- Peel M.C., Finlayson B.L., McMahon T.A.* Updated world map of the Koppen-Geiger climate classification // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2007. V. 11. P. 1633–1644.
- Pu J.P., Bowring S.A., Ramezani J. et al.* Dodging snowballs: geochronology of the Gaskiers glaciation and the first appearance of the Ediacaran biota // *Geology*. 2016. V. 44. P. 955–958.
- Roy D.K., Roser B.P.* Climatic control on the composition of Carboniferous–Permian Gondwana sediments, Khaspi basin, Bangladesh // *Gondwana Res.* 2013. V. 23. P. 1163–1171.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust // *Treatise on Geochemistry* / Eds H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2014. P. 1–51.
- Shao J.Q., Yang S.Y.* Does chemical index of alteration (CIA) reflect silicate weathering and monsoonal climate in the Changjiang River basin? // *Chin. Sci. Bull.* 2012. V. 57. P. 1178–1187.
- Smith A.G.* Paleomagnetically and tectonically based global maps for Vendian to Mid-Ordovician time // *The ecology of the Cambrian radiation*. N.Y.: Columbia University press, 2001. P. 11–16.
- Smith A.G., Pickering K.T.* Oceanic gateways as critical factor to initiate icehouse Earth // *J. Geol. Soc. (London)*. 2003. V. 160. P. 337–340.
- Spicer R.A., Yang J., Spicer T.E.V., Farnsworth A.* Woody dicot leaf traits as a palaeoclimate proxy: 100 years of development and application // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2021. V. 562. 110138.
- Tabor N.J., Myers T.S.* Paleosols as Indicators of Paleoenvironment and Paleoclimate // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2015. V. 43. P. 333–361.
- Turgeon S., Brumsack H.-J.* Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche basin of central Italy // *Chem. Geol.* 2006. V. 234. P. 321–339.
- van de Kamp P.C.* Potassium Distribution and Metasomatism in Pelites and Schists: How and When, Relation to Postdepositional Events // *J. Sediment. Res.* 2016. V. 86. P. 683–711.
- White A.F., Blum A.E., Schultz M.S. et al.* 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.* 2002. V. 7. P. 37–59.
- Zhang L., Wang C., Li X. et al.* A new paleoclimate classification for deep time // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2016. V. 443. P. 98–106.

VENDIAN MUDROCKS CHEMICAL COMPOSITION AND SOME PALEOCLIMATE QUANTITATIVE FEATURES IN THE MIDDLE URALS

O. Yu. Melnichuk^{1,*}, A. V. Maslov^{1,2,**}

¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, Akademika Vonsovsky str., 15, Yekaterinburg, 620110 Russia

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

*e-mail: melnichuk@igg.uran.ru, o.u.melnichuk@mail.ru

**e-mail: amas2004@mail.ru

It is shown that the litho-geochemical features of the Vendian non-glacial mudrocks in the Middle Urals (Serebryanka and Sylvitsa groups) give reason to believe that the average annual temperatures in paleo-catchments during their accumulation varied from 4 to 21°C. Such temperatures mainly comply to temperate and warmly temperate less often warm climates. Calculated RW-index values also suggest that the paleoclimate in the Vendian catchment areas was generally temperate. At the same time, some mudrock samples of the Garevka, Kernos, and Perevalok formations, as well as the Kobyl'ii Ostrov Member of the Chernyi Kamen Formation, have RW-index values comparable to those of modern continental or subarctic climate. Variations in RW-index values and reconstructed MAP values demonstrate similar cooling/warming trends for clay rocks of non-glacial intervals of the Vendian in the Middle Urals.

Keywords: Vendian, Middle Urals, mudrocks, major oxides, paleoclimate, mean annual temperature, mean annual precipitation