

УДК 551

СУЩЕСТВУЮТ ЛИ ОГРАНИЧЕНИЯ ПРИ РЕКОНСТРУКЦИИ КАТЕГОРИЙ РЕК, СВЯЗАННЫЕ С ПОЯВЛЕНИЕМ ВЫСШЕЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ?

© 2023 г. А. В. Маслов^{a, b, *}, О. Ю. Мельничук^{a, **}^aИнститут геологии и геохимии УрО РАН, ул. акад. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620110 Россия^bГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: o.u.melnichuk@mail.ru

Поступила в редакцию 26.07.2021 г.

После доработки 16.09.2021 г.

Принята к публикации 04.08.2022 г.

В статье проанализировано положение фигуративных точек глинистых пород (точки индивидуальных образцов и усредненные) почти 40 осадочных последовательностей неопротерозоя—ордовика (эпоха отсутствия наземной растительности) и девона—голоцена (время появления и широкого распространения высших растений, “зеленая эпоха”) на диаграммах $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$, $(La/Yb)_N-(Eu/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N-Th$ с полями состава алеврито-пелитовой взвеси приустьевых частей разных категорий современных рек. Принципиальных отличий между досилурийскими реками и реками “зеленой эпохи” на указанном материале не выявлено. В совокупности с результатами других исследований это позволяет предполагать, что в отсутствии наземной растительности (и не только в неопротерозое—ордовике) категории рек, дренировавших различные по площади и составу пород водосборы, не были принципиально иными, чем в настоящее время.

Ключевые слова: категории рек, дренировавших различные по площади и составу пород водосборы, неопротерозой, фанерозой, глинистые породы, концентрации Th и редкоземельных элементов.

DOI: 10.31857/S0024497X23010056, EDN: GXENKS

Данные о содержании Th и систематике редкоземельных элементов (РЗЭ) в пелитовых и алеврито-пелитовых осадках приустьевых частей современных рек, дренирующих различные по площади и составу слагающих их пород водосборы [Bayon et al., 2015], позволили показать, что на диаграммах $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$, $(La/Yb)_N-(Eu/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N-Th$ ¹ фигуративные точки тонкой взвеси рек разных категорий² образуют несколько разных областей [Маслов и др., 2017; Маслов, Шевченко, 2019] (рис. 1). Следует иметь в виду, что предложенная в работе [Bayon et al., 2015] классификация категорий рек основана на нескольких, различных по своей сути, параметрах одновременно — на составе слагающих водосбо-

ры комплексов пород (петрофонде), а также на размерах водосборных областей, что несколько снижает ее прогностическое значение.

Указанные диаграммы использовались нами ранее при реконструкции категорий рек, поставивших тонкозернистый материал для осадочных последовательностей верхнего докембрия Башкирского и Кваркушко-Каменногорского мегантиклинориев (Западный Урал) [Маслов, 2019, 2020б], Камско-Бельского авлакогена [Маслов, 2020в] и Учуро-Майского региона [Маслов, Подковыров, 2021а], осадочных толщ верхнего палеозоя Юрюзано-Сылвинской впадины Предуральского предгорного прогиба [Маслов и др., 2021] и ряда других объектов. В публикации [Маслов, Подковыров, 2021б] они были применены и для анализа металавропелитов архея и нижнего протерозоя.

В настоящей работе мы рассматриваем распределение на диаграммах $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$, $(La/Yb)_N-(Eu/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N-Th$ фигуративных точек (как индивидуальных, так и усредненных) тонкозернистых обломочных/глинистых пород (аргиллитов, глинистых сланцев, мелко-

¹ Символ “ $_N$ ” указывает здесь и далее на нормирование содержания РЗЭ на хондрит [Taylor, McLennan, 1985].

² Реки категории 1 — это реки, характеризующиеся сложными построенными водосборами с площадью >100 тыс. км²; реки категории 2 — реки, дренирующие различные/осадочные образования; реки категории 3 — реки, питающиеся продуктами размыва пород “магматических/метаморфических” террейнов; реки категории 4 — реки, дренирующие водосборы, сложенные вулканическими породами.

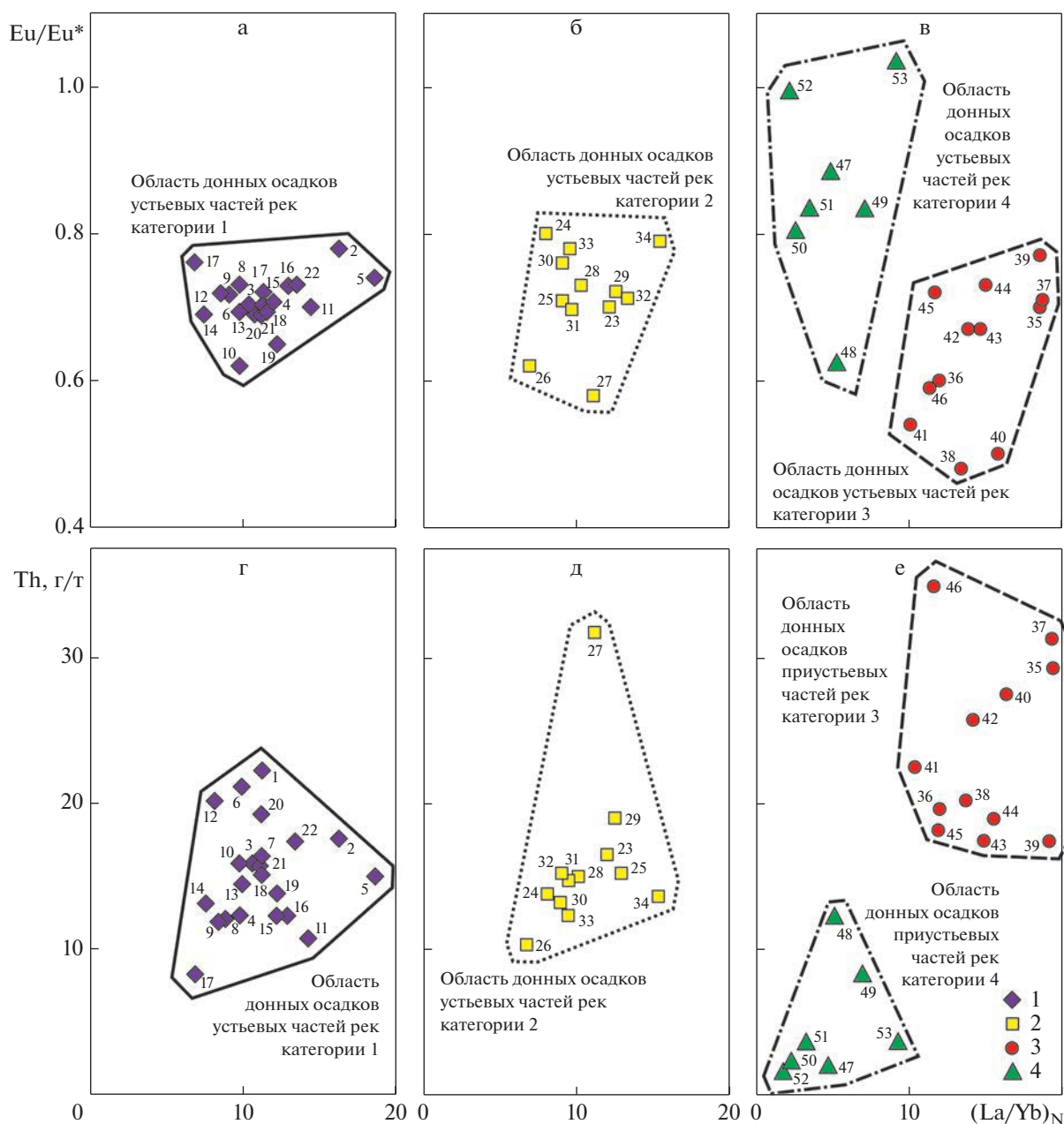


Рис. 1. Положение фигуративных точек донных осадков приустьевых частей современных рек различных категорий (по [Bayon et al., 2015]) на диаграммах $(La/Yb)_N$ - Eu/Eu^* (а, б, в) и $(La/Yb)_N$ -Th (г, д, е) [Маслов и др., 2017; Маслов, Шевченко, 2019].

1 – реки категории 1 (цифры у значков на диаграммах: 1 – Амазонка, 2 – Конго, 3 – Миссисипи, 4 – Нил, 5 – Нигер, 6 – Янцзы, 7 – МакКензи, 8 – Волга, 9 – Мюррей, 10 – Ориноко, 11 – Дунай, 12 – Меконг, 13 – Желтая, 14 – Аму-Дарья, 15 – Дон, 16 – Сев. Двина, 17 – Фрейзер, 18 – Рейн, 19 – Висла, 20 – Красная, 21 – Чаупхрая, река в Таиланде, 22 – Луара); 2 – реки категории 2 (23 – Сена, 24 – Флай, река на о-ве Новая Гвинея, 25 – Гуадиана, река в Испании и Португалии, 26 – Чубут, река на юге Аргентины, 27 – Мэкхлонг, река на западе Таиланда, 28 – Шэннон, река в Ирландии, 29 – Адур, река во Франции, 30 – Сефид Руд, река в Северном Иране, 31 – Майенн, река на западе Франции, 32 – Вар, река на юго-востоке Франции, 33 – Блэкуотер, река в Ирландии, 34 – Мойола, река в Ирландии); 3 – реки категории 3 (35 – Карони, река в Венесуэле, 36 – Нарва, 37 – Каура, река в Венесуэле, 38 – Кюмийоки, река в Финляндии, 39 – Аро, река в Венесуэле, 40 – Уме, река на севере Швеции, 41 – Луле, река в Норвегии, 42 – Тана, река в Норвегии, 43 – Кииминкйюки, река в Финляндии, 44 – Фойл, река в Ирландии, 45 – Илорн, река во Франции, 46 – Суилли, река в Ирландии); 4 – реки категории 4 (47 – Камчатка, 48 – Уайкато, река в Новой Зеландии, 49 – Нижний Бэнн, река в Северной Ирландии, 50 – Мэн, река в Ирландии, 51 – Сикс Майл, река в Ирландии, 52 – Гленариф, река в Ирландии, 53 – Галец, река на о. Реюньон).

зернистых глинистых алевролитов, метапелитов, сформированных под влиянием аллювиальных систем, с одной стороны, неопротерозойско—ордовикского возраста (т.е. систем времени отсутствия наземной растительности³), а с другой — девонско—голоценового (аллювиальные системы в это время находились под влиянием наземной растительности⁴). Следует иметь в виду, что, используя названные диаграммы, мы судим только о возможном петрографическом составе и размерах водосборов, а не о физических параметрах дренировавших их водных артерий.

ОБЪЕКТЫ И ПОДХОДЫ

Для решения поставленной задачи использовались оригинальные авторские и литературные данные о содержании основных пороодообразующих оксидов и ряда редких и рассеянных элементов в глинистых/тонкозернистых обломочных породах различных по обстановкам накопления и возрасту осадочных последовательностей (около 40) из разных регионов мира (рис. 2). Однако перед тем как перейти к характеристике выбранных объектов, необходимо пояснить, почему помимо отложений приустьевых зон рек мы анализировали и осадочные образования других обстановок.

Рассматривая генетически различные осадочные ассоциации, мы учитывали, что примерно три четверти всего терригенного осадочного материала, поступающего с континентов в океаны, приходится на долю речного стока [Лисицын, 1974; Гордеев, 1983, 2012 и др.], и основная его масса локализуется в маргинальных фильтрах — поясах шириной от сотен километров для крупных рек до сотен метров для мелких, где происходит смешение речных и морских вод [Лисицын, 1994]. Площадь маргинальных фильтров (устьевых и приустьевых зон рек) составляет менее 10% поверхности океана, однако в них осаждается более 90% осадочного вещества, поступающего с суши. Изменения уровня океана, приливно-отливные, сгонно-нагонные, вдольбереговые и другие течения способствуют перемещению осадочного материала маргинальных фильтров на шельфы [Гордеев, 2013; Гордеев, Лисицын, 2014 и др.]. Например, известно, что взвешенный тонкозернистый материал концентрируется в области смешения пресной и морской воды в результате падения скорости потока и коагуляции. Под влия-

нием приливов и отливов или волнения, в том числе и штормового, этот материал может вновь переходить во взвешенное состояние и перераспределяться по площади приемного бассейна [Ichaso, Dalrymple, 2009]. В случае активного воздействия на донные осадки штормов возникает большее количество суспензии, чем во время приливов и отливов, а усиленные волнением алевро-глинистые гравитационные потоки достигают проделты и дистальных зон мелководного шельфа, а также более глубоководных обстановок. Кроме того, во время штормов и связанных с ними наводнений в устьевых частях рек формируются гиперпикнальные потоки, несущие тонкую алевроито-пелитовую взвесь (подробнее см., например, [Olariu et al., 2010]). Таким образом, в относительно глубоководные зоны моря пелитовые и алевроитовые частицы попадают с шельфа как при выпадении из взвеси, так и переносятся мутьевыми и обломочными потоками (обзор этого вопроса приведен в публикации [Talling et al., 2012]).

Для подтверждения сказанного ранее нами [Маслов, Подковыров, 2021в] был проанализирован материал по распределению R3Э и Th в осадках: 1) маргинальных фильтров рр. Сев. Двина, Преголя и Волга и 2) прилежащих к ним областях приемных бассейнов. В итоге был сделан вывод о том, что благодаря влиянию ряда перечисленных выше факторов осадочный материал маргинальных фильтров с течением времени перемещается на прилежащие к устьям рек шельфы, осадки которых наследуют ряд литогеохимических характеристик взвешенного материала рек разных категорий. В соответствии с этим есть основания полагать, что “осадки с речным геохимическим сигналом” с течением времени, так или иначе трансформируясь, распространяются на более обширной площади конечных областей стока, чем площадь маргинальных фильтров, и, таким образом, мелководные шельфовые и более глубоководные бассейновые осадки в какой-то (иногда существенной) мере такой сигнал наследуют.

К числу анализируемых нами объектов *неопротерозойско-ордовикского возраста* относятся: 1) неопротерозойские метапелиты/Fe-сланцы Габал Самра (Gabal Samra), Синайский полуостров, Египет (их протолиты формировались в тектонически активном бассейне континентальной островодужной системы) [Abu El-Enen, 2011]; 2) мелководно-морские и “сверхмелководные” глинистые сланцы бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала) [Маслов, 1986, 1987 и др.]; 3) тонкозернистый/алевроитоглинистый матрикс диамиктитов неопротерозойской формации Порт Аскейг (Port Askaig), Шотландия [Panahi, Young, 1997]; 4) мелководно- и прибрежно-морские глинистые сланцы танин-

³ В интересной публикации С.В. Наугольных [2019, с. 1059] указано следующее “... в раннем палеозое (если не раньше) возникли все необходимые предпосылки для колонизации суши высшими растениями. *Volkhoviella primitiva* может рассматриваться как один из таких колонистов”.

⁴ Нам не удалось найти в литературе литогеохимические данные для глинистых пород осадочных последовательностей силурийского возраста.

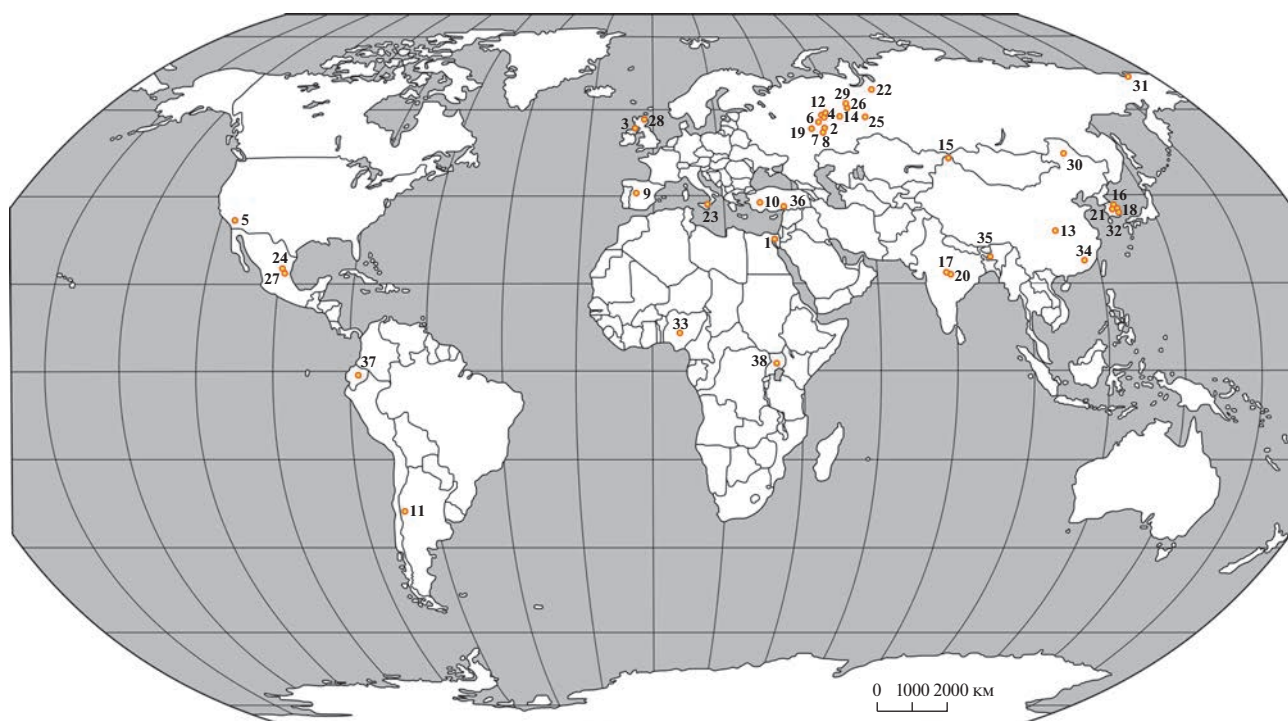


Рис. 2. Схема расположения рассмотренных в настоящей работе объектов (номера объектов соответствуют номерам в таблицах 1 и 2). Географическая основа — по [Verma, Armstrong-Altrin, 2013] с некоторыми изменениями.

1–12 — неопротерозой–ордовик (1 — неопротерозойские метапелиты/Fe-сланцы Габал Самра (Gabal Samra), Синайский полуостров, Египет; 2 — глинистые сланцы бедершинской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея Южного Урала; 3 — тонкозернистый/алеврито-глинистый матрикс диамиктитов неопротерозойской формации Порт Аскейг (Port Askaig), Шотландия; 4 — глинистые сланцы танинской, гаревской, койвинской и бутонской свит нижнего венда Среднего Урала; 5 — глинистые породы неопротерозойской формации Джонни (Johnnie), ЮВ Калифорния; 6 — аргиллиты чернокаменной свиты верхнего венда Среднего Урала; 7 — аргиллиты старопетровской, салиховской и карлинской свит верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины Волго-Уральской области; 8 — глинистые породы басинской и зиганской свит верхнего венда Южного Урала; 9 — глинистые сланцы верхнего венда-нижнего кембрия Центрально-Иберийской зоны Испании; 10 — глинистые породы верхнекембрийско-нижнеордовикской формации Сейдишехир (Seydishehir), ЮВ Турция; 11 — глинистые породы формации Понон Трехуэ (Ponón Trehué), средний–верхний ордовик, Центральная Аргентина; 12 — глинистые сланцы и филлиты безгодовской свиты/серии? ордовика, Средний Урал); 13–38 — девон–голоцен (13 — отложения серий Сиханьшуй (Xihanshui), Шуцзяба (Shujiaba) и Дакаоань (Dacaotan), девон, орогенный пояс Циньлин (Qinling), Центральный Китай; 14 — аргиллиты и мелкозернистые глинистые алевролиты устькодинской и кодинской свит, верхний девон, Средний Урал; 15 — глинистые породы формации Нанминшуй (Nanmingshui), нижний карбон, СВ Джунгар, Китай; 16 — глинистые породы формаций Манханг (Manhang) и Кымчхонг (Geumcheon), средний карбон, Республика Корея; 17 — глинистые породы формаций Талчир (Talchir), Баракар (Barakar), Мотур (Motur) и Биджори (Bijori), пермь, бассейн Сатпура (Satpura), Индия; 18 — глинистые породы формаций Чансон (Jangseong), Хамбагсан (Hambaegsan), Дозагог (Dosagog) и Гохан (Gohan), надсерия Пхенган (Pyeongang), пермь, Республика Корея; 19 — аргиллиты и мелкозернистые глинистые алевролиты, асфель-кунгур, Юрюзано-Сылвинская депрессия Предуральяского предгорного прогиба; 20 — аргиллиты формаций Пачмархи (Pachmarhi) и Денва (Denwa), триас, бассейн Сатпура (Satpura), Индия; 21 — глинистые породы формации Донгго (Donggo), нижний–низы среднего? триаса, надсерия Пхенган (Pyeongang), Республика Корея; 22 — глинистые сланцы триаса, север Западно-Сибирского мегабассейна; 23 — глинистые породы района Монте-ди-Джойоза (Monte di Gioiosa), верхний триас–низы нижней юры, Сицилия; 24 — глинистые сланцы формации Уаякокотла (Huayacocotla), нижняя юра, Сьерра Мадре Ориентал (Sierra Madre Oriental), Мексика; 25 — мелкозернистые глинистые алевролиты и аргиллиты, средняя юра, Покачевская площадь Западной Сибири; 26 — аргиллиты тюменской свиты, средняя юра, Шаимский нефтегазоносный район, Западно-Сибирский мегабассейн; 27 — глинистые сланцы формации Пимиента (Pimienta), верхняя юра, Сьерра Мадре Ориентал, Мексика; 28 — глинистые породы, валунные слои Хелмсдейл (Helmsdale) и Кинтрейдвелл (Kintradwell), верхняя юра, СВ Шотландия; 29 — глинистые породы верхней юры, Шаимский нефтегазоносный район, Западная Сибирь; 30 — аргиллиты формации Мулинг (Muling), нижний мел, бассейн Лаохэйшань (Laoheishan), СВ Китай; 31 — глинистые породы, нижний мел, Певекская впадина, Западная Чукотка; 32 — глинистые породы серии Хаянг (Hayang), верхний мел, бассейн Кёнсан (Gyeongsang), Республика Корея; 33 — аргиллиты и глинистые сланцы формации Патти (Patti), верхний мел, бассейн Южная Биди (Southern Bida), Нигерия; 34 — глинистые породы верхнего мела-раннего палеогена, формации Дафенг (Dafeng), Чжунтянь (Zhutian), Чженьшуй (Zhenshui), Пинглинг (Pingling), Шанху (Shanghu) и Нуншань (Nongshan), бассейн Нансю (Nanxiong), Южный Китай; 35 — глинистые сланцы формации Верхний Дисанг (Upper Disang), средний–верхний эоцен, бассейн Ассам-Аракан (Assam-Arakan), восток Индии; 36 — глинистые породы формаций Килисечик (Kilisecik), Текир (Tekir), Каратас (Karatas) и Гуредин (Guredin), миоцен, бассейн Кахраманмараш (Kahramanmaraş), Южная Турция; 37 — аргиллиты формаций Чалкана (Chalcana), Араджуну (Arajuno), Курару (Curaçu) и Мера (Mera), миоцен–голоцен, ретродуговой форландовый бассейн Ориенте Амазониян (Oriente Amazonian), Эквадор и Перу; 38 — глины и аргиллиты/продуктами химического выветривания метаосадочных пород “системы” Буганда-Торо (Buganda-Toro) и ассоциирующих гранитоидов, Центральная Уганда).

ской, гаревской, койвинской и бутонской свит нижнего венда Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (западный склон Среднего Урала) [Маслов и др., 2007б; Гражданкин, Маслов, 2015]; 5) глинистые породы неопротерозойской формации Джонни (Johnnie), ЮВ Калифорния, накапливавшиеся в мелководно-морских обстановках под влиянием низкоградиентной разветвленной речной системы [Summa, 1993; Fedo, Cooper, 2014; Schoenborn, Fedo, 2011]; 6) мелководно-морские и продельтовые аргиллиты чернокаменной свиты верхнего венда Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (западный склон Среднего Урала) [Гражданкин и др., 2009; Гражданкин, Маслов, 2015]; 7) прибрежно- и мелководно-морские аргиллиты старопетровской, салиховской и карлинской свит верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины Волго-Уральской области [Лагутенкова, Чепикова, 1982; Маслов, Ишерская, 2005; Маслов и др., 2006]; 8) мелководно- и прибрежно-морские глинистые породы басинской и зиганской свит верхнего венда Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала) [Беккер, 1968; Вендская ..., 1985; Маслов, 2014]; 9) бассейновые, склоновые и мелководно-морские глинистые сланцы Нижней (Lower) и Верхней (Upper) серий, верхний венд-нижний кембрий, Центрально-Иберийская зона Иберийского массива, Испания [Valladares, 1995; Ugidos et al., 1997]; 10) накапливавшиеся в шельфовых обстановках, в том числе при выпадении из турбулентных потоков, глинистые породы верхнекембрийско-нижеордовикской формации Сейдишехир (Seydisheir), ЮВ Турция [Karadag, 2014]; 11) глинистые породы формации Понон Трехуэ (Ponón Trehué), средний-верхний ордовик, блок Сан Рафаэль (San Rafael), Центральная Аргентина [Abre et al., 2011], сформированные в предостроводужных обстановках; 12) мелководно-морские (?) глинистые сланцы и филлиты безгодовской свиты (серии?) ордовика, Безгодовский аллохтон (западный склон Среднего Урала) [Маслов, 2009; Водолазская и др., 2015; Снитко и др., 2016].

Девонско-голоценовые осадочные последовательности в нашем банке данных представлены (нумерация объектов во всей работе сквозная): 13) накапливавшимися в преддуговом бассейне отложениями серий Сиханшуй (Xihanshui), Шуцзяба (Shujiaba) и Дакаотань (Dacaotan), бассейн Ксиченг (Xicheng), девон, орогенный пояс Циньлин (Qinling), Центральный Китай [Yan et al., 2006]; 14) дельтовыми, продельтовыми и относительно глубоководными (бассейновыми) аргиллитами и мелкозернистыми глинистыми алевролитами устькодинской и кодинской свит, верхний девон Восточно-Уральской мегазоны (восточный склон Среднего Урала) [Мельничук, 2016, 2018а, 2018б; Мельничук, Рянская, 2017];

15) накапливавшиеся в задуговом бассейне породами нижнего карбона, формация Нанминшуй (Nanmingshui), СВ Джунгар, Китай [Tao et al., 2014]; 16) глинистыми породами паралических и прибрежно-морских (?) обстановок, формации Манханг (Manhang) и Кымчхонг (Geumcheon), надсерия Пхенган (Pyeongang), средний карбон, Центральная часть Республика Корея [Lee, 2002]; 17) аллювиальными, аллювиально-дельтовыми и озерными породами пермского возраста (формации Талчир (Talchir), Баракар (Barakar), Мотур (Motur) и Биджори (Bijori)), бассейн Сатпура (Satpura), Центральная Индия [Ray, Chakraborty, 2002; Chakraborty, Sarkar, 2005; Ghosh et al., 2004; Ghosh, Sarkar, 2010; и др.]; 18) паралическими породами формации Чансон (Jangseong), Хамбагсан (Hambaegsan), Дозагог (Dosagog) и Гохан (Gohan), надсерия Пхенган (Pyeongang), пермь, Республика Корея [Lee, 2002]; 19) мелководно- и относительно глубоководными (бассейновыми) аргиллитами и мелкозернистыми глинистыми алевролитами, ассель-кунгур, Юрюзано-Сылвинская депрессия Предуральского предгорного прогиба [Маслов и др., 2015]; 20) накапливавшимися в обстановках аллювиально-дельтовых и многорусловых рек аргиллитами формаций Пачмархи (Pachmarhi) и Денва (Denwa), триас, бассейн Сатпура (Satpura), Центральная Индия [Maulik et al., 2000; Ghosh et al., 2006; Ghosh, Sarkar, 2010; и др.]; 21) преимущественно паралическими глинистыми породами формации Донгго (Donggo), нижний-низы среднего(?) триаса, серия Кванджу (Hwangji), надсерия Пхенган (Pyeongang), Центральная часть Республика Корея [Lee, 2002]; 22) глинистыми породами рифтогенных впадин триаса северной части Западно-Сибирского мегабассейна (витютинская, варенгахинская, пурская, трыбьхская, хадуттейская и коротчаевская свиты) [Ехлаков и др., 2012; Карасева и др., 2016; и др.]; 23) накапливавшимися на фоне процессов рифтогенеза в разветвленных аллювиальных обстановках породами района Монте-ди-Джойоза (Monte di Gioiosa), верхний триас-низы нижней юры, Сицилия, Южная Италия [Peggi et al., 2011]; 24) морскими глинистыми сланцами формации Уаякокотла (Huayacocotla), нижняя юра, антиклинорий Уаякокотла (Huayacocotla), Сьерра Мадре Ориентал (Sierra Madre Oriental), Мексика [Armstrong-Altrin et al., 2013]; 25) паралическими мелкозернистыми глинистыми алевролитами и аргиллитами, средняя юра (пласты ЮВ₇–ЮВ₂), Покачевская площадь Западной Сибири [Федоров и др., 2007; Маслов, 2007]; 26) такого же генезиса породами тюменской свиты, средняя юра, Шаимский нефтегазовый район, Западно-Сибирский мегабассейн [Маслов, Алексеев, 2007; Маслов и др., 2007а; Алексеев и др., 2007]; 27) глинистыми сланцами формации Пимиента (Pimienta), верхняя юра, антиклинорий

рий Уаякокотла (Huayacocotla), Сьерра Мадре Ориентал (Sierra Madre Oriental), Мексика [Armstrong-Altrin et al., 2013], формировавшимися на фоне процессов рифтогенеза; 28) глинистыми породами, ассоциирующими преимущественно с гравитационными отложениями, валунные слои Хелмсдейл (Helmsdale) и Кинтрейдвелл (Kintradwell), верхняя юра, СВ Шотландия [Davies, Pickering, 1999]; 29) прибрежно- и мелководно-морскими, а также умеренно глубоководными глинистыми породами верхней юры (абалакская свита), Шаимский нефтегазоносный район, Западная Сибирь [Атлас ..., 1976; Амон и др., 2010]; 30) преимущественно паралическими породами формации Мулинг (Muling), нижний мел, бассейн Лаохэйшань (Laoheishan), СВ Китая [Song et al., 2017]; 31) глинистыми породами в составе турбидитовых отложений, нижний мел (берриас-валанжин), Певекская впадина, Западная Чукотка [Ватрушкина, 2021]; 32) породами аллювиально-озерного генезиса, серия Хаянг (Hayang), верхний мел, бассейн Кёнсан (Gyeongsang), суббассейн Ёнъян (Yeongyang), СВ часть Республики Кореи [Chang, 2002; Lee, 2009]; 33) бассейновыми аргиллитами и глинистыми сланцами формации Патти (Patti), верхний мел, бассейн Южная Бида (Southern Bida), Нигерия [Okunlola, Idowu, 2012]; 34) породами верхнего мела—раннего палеоцена (серии Нанксю (Nanxiong) и Луофузай (Luofuzai): формации Дафэнг (Dafeng), Чжутянь (Zhutian), Чженьшуй (Zhenshui), Пинглинг (Pingling), Шанху (Shanghu) и Нуншань (Nongshan)), накапливавшимися в аллювиальных и озерных обстановках, межгорный бассейн Нанксю (Nanxiong), Южный Китай [Yan et al., 2007]; 35) глинистыми сланцами формации Верхний Дисанг (Upper Disang), средний—верхний эоцен (бартон—приабон), бассейн Ассам-Аракан (Assam-Arakan), восточная часть Индии. Они формировались в активно-окаинных обстановках на мелководном шельфе морского бассейна под влиянием дельт [Acharyya et al., 1986; Imchen et al., 2014]; 36) породами относительно глубоководных (области накопления гравитационных отложений) и паралических обстановок, миоцен (формации Килисечик (Kilisecik), Текир (Tekir), Каратас (Karatas) и Гуредин (Guredin)), периферический форландовый бассейн Кахраманмараш (Kahramanmaras), Южная Турция [Gul et al., 2011]; 37) мелководно-и прибрежно-морскими, приливно-отливными и аллювиальными (меандрирующих рек и конусов выноса) глинистыми породами миоцен-голоценового возраста (формации Чалкана (Chalcana), Араджуну (Arajuño), Курапу (Curaray) и Мера (Mera)), ретродуговой форландовый бассейн Ориенте Амазониан (Oriente Amazonian), Эквадор и Перу [Roddaz et al., 2010, 2012; Bes de Berc et al., 2005]; 38) плейстоцен-голоценовыми породами аллювиального и озерного генезиса — про-

дуктами интенсивного химического выветривания метаосадочных пород докембрийской “системы” Буганда-Торо (Buganda-Toro) и ассоциирующих с ними гранитоидов, Центральная Уганда [Nyakairu, Koeberl, 2001].

К сожалению, несмотря на собранную нами обширную базу данных, распределение использованных в настоящей работе материалов “в пространстве” достаточно неравномерное. Особенно скудно представлена информация по осадочным последовательностям Австралии и Южной Америки. Заметно меньше данных приходится также на отложения неопротерозоя—ордовика, чем на более молодые толщи.

Основным подходом при анализе указанного обширного аналитического материала в данной работе являлось исследование особенностей распределения индивидуальных и средних фигуративных точек тонкозернистых обломочных/глинистых пород различных осадочных последовательностей на диаграммах $(La/Yb)_N$ — Eu/Eu^* , $(La/Yb)_N$ — $(Eu/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ — Th , на которых по данным работы [Bayon et al., 2015] показаны поля алеврито-пелитовых осадков приустьевых зон современных рек различных категорий (см. рис. 1). Так как помещение всех индивидуальных фигуративных точек глинистых пород девонско-голоценового возраста на одну диаграмму затрудняет визуальное восприятие материала, мы вынуждены были разделить их на несколько диаграмм. На одной показано распределение индивидуальных фигуративных точек глинистых пород, входящих в состав осадочных последовательностей девонско-триасового возраста, на другой — осадочных последовательностей верхнетриасово-нижнеюрско-голоценового возраста (какого-либо определенного геологического смысла это разделение не имеет).

В пользу корректности использования данных по систематике R3Э и Th свидетельствует и то, что в конце 1980-х—начале 1990-х гг. было показано, что эффективным методом реконструкции состава пород на палеоводосборах является анализ присущих тонкозернистым обломочным образованиям/глинистым породам индикаторных отношений редких и рассеянных элементов (La, Th, Co, Sc, Cr, Ni, V, Zr и др.). В основу такого подхода легли представления о том, что: 1) содержания и соотношения этих элементов в глинистых породах существенно не меняются в процессах литогенеза и метаморфизма, 2) определенные типы магматических пород/источники кластики характеризуются определенными ассоциациями редких и рассеянных элементов. Перечисленные элементы слабо растворимы в воде и вследствие этого, как предполагают многие специалисты, почти без потерь перемещаются из областей сноса в бассейны осадконакопления [Nesbitt, 1979;

Taylor, McLennan, 1985; McLennan, 1989; Condie, Wronkiewicz, 1990; Condie, 1993; Cullers, 1995, 2002; Lentz, 2003; и др.]. Состав пород источников сноса и тип размывавшейся верхней континентальной коры в определенной степени контролируют и разнообразие нормированных по хондриту спектров распределения редкоземельных элементов в осадочных породах [McLennan et al., 1990].

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВАЛОВОГО ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НЕОПРОТЕРОЗОЯ И ФАНЕРОЗОЯ

Данные о содержании основных породообразующих оксидов, ряда редких и рассеянных элементов, а также о величинах некоторых индикаторных отношений в индивидуальных образцах (всего более 900) всех проанализированных осадочных последовательностей в этой работе не приводятся. Они могут быть получены при запросе по электронной почте на имя первого автора. В табл. 1 и 2 даны их усредненные значения для каждой последовательности. Ряд особенностей этого массива аналитических и расчетных данных рассмотрен ниже.

Среднее содержание оксида кремния в тонкозернистых обломочных породах *неопротерозойско-ордовикского* возраста из нашего банка данных варьирует от ~54 до ~66 мас. % (см. табл. 1). В среднем постархейском австралийском глинистом сланце (PAAS [Taylor, McLennan, 1985]), широко используемом при различных литогеохимических исследованиях референтном объекте, содержание SiO_2 составляет около 63 мас. %. Заметные вариации среднего содержания присущи также оксиду алюминия (~9...~19 мас. %, в PAAS — около 19 мас. %). Сумма средних содержаний оксидов кальция и магния в глинистых породах неопротерозоя—ордовика варьирует от ~1.5 до 13.8 мас. %, для PAAS этот параметр равен 3.5 мас. %. Среднее содержание K_2O составляет от ~2.7 до ~6.4 мас. %, а Na_2O — 0.6...3.1 мас. % (в PAAS соответственно 3.7 и 1.2 мас. %).

Среднее содержание Sc, Cr, Co и Th в неопротерозойско-ордовикских глинистых породах также изменяется в широких пределах (соответственно 8.1...19.6, 23.0...172.5, 9.6...51.0 и 7.2...16.7 г/т). Содержание этих же элементов в PAAS составляет 16, 110, 23 и 14.6 г/т.

Средние величины классификационных параметров $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ и $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$, используемых при построении известной диаграммы М. Хиррона [Herron, 1988], изменяются в досилурийских тонкозернистых обломочных породах нашей выборки в пределах 0.51...0.78 и -0.04...0.37. Соответственно фигуративные точки глини-

стых пород исследуемых нами осадочных последовательностей расположены преимущественно в полях глинистых сланцев и вакк (рис. 3а).

На диаграмме $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ [Юдович, Кетрис, 2000] точки состава глинистых пород неопротерозойско—ордовикского возраста сосредоточены преимущественно в поле V (хлорит-сметит-иллитовые глины), небольшая часть их присутствует также в полях II (преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита глины), IV (хлорит-иллитовые глины) и VI (иллитовые глины со значительной примесью дисперсных полевых шпатов) (рис. 4а).

Средние величины параметра $(\text{La}/\text{Yb})_N$ для глинистых пород осадочных последовательностей данного возраста изменяются от ~7.6 до ~15.6; по данным [Condie, 1993], значение этого отношения в архейских гранитоидах составляет ~16.9, в протерозойских гранитоидах ~9.3, в среднепротерозойских андезитах и известково-щелочных базальтах — примерно 6.8 и 3.1.

Средняя величина Eu аномалии, рассчитанной по формуле $\text{Eu}_N/\sqrt{(\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)}$ [Taylor, McLennan, 1985], варьирует в тонкозернистых обломочных породах неопротерозоя—ордовика в интервале 0.64...0.74, а рассчитанная по формуле Eu_N/Sm_N [Дубинин, 2006] изменяется от 0.46 до 0.58.

Параметр $\text{La}/\text{Sc}_{\text{среднее}}$ для глинистых пород неопротерозоя—ордовика, представленных в нашем банке данных, изменяется от 2.01 до 4.16. Для гранитоидов архея, по данным [Condie, 1993], он равен 12.5; для гранитоидов протерозоя это отношение снижается до 9.6; кислые вулканические породы позднего протерозоя характеризуются значением La/Sc 2.06, а раннепротерозойские известково-щелочные базальты — 0.28. Средний австралийский постархейский глинистый сланец имеет значение La/Sc 2.38.

Величина отношения $\text{Th}/\text{Co}_{\text{среднее}}$ для глинистых пород неопротерозоя—ордовика изменяется от 0.14 до 2.38. Для PAAS этот параметр составляет 0.63, для архейских гранитоидов — 4.29, для кислых вулканических пород позднего протерозоя — 1.42, а для раннепротерозойских известково-щелочных базальтов — 0.06.

Минимальное среднее значение отношения Cr/Th для тонкозернистых обломочных пород неопротерозоя—ордовика в нашем банке данных составляет 2.67, максимальное — примерно в 6 раз больше (19.64).

На диаграмме $\text{La}/\text{Sc} - \text{Th}/\text{Co}$ [Cullers, 2002] практически все фигуративные точки индивидуальных образцов данного возраста сосредоточены в области продуктов эрозии магматических пород кислого состава (рис. 5а). На диаграмме

⁵ Fe_2O_3^* — суммарное железо в виде Fe_2O_3 .

Таблица 1. Среднее арифметическое и стандартное отклонение содержания основных породообразующих оксидов (мас. %), редких и рассеянных элементов (г/т) и их индикаторных соотношений в тонкозернистых обломочных/глинистых породах неопротерозоя—ордовика

Компоненты, индикаторные отношения	Объекты исследования					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	64.50 ± 1.91	62.76 ± 5.50	54.08 ± 12.35	60.88 ± 4.47	61.86 ± 12.04	60.47 ± 2.36
TiO ₂	0.80 ± 0.08	0.76 ± 0.13	0.51 ± 0.15	0.80 ± 0.16	1.08 ± 0.97	0.90 ± 0.09
Al ₂ O ₃	15.39 ± 0.48	15.19 ± 1.93	8.85 ± 1.49	17.79 ± 3.00	15.33 ± 4.50	17.23 ± 1.36
Fe ₂ O ₃ *	6.34 ± 0.65	5.79 ± 1.39	5.42 ± 2.67	6.75 ± 1.97	5.66 ± 2.40	7.30 ± 0.75
MnO	0.09 ± 0.01	0.11 ± 0.06	0.07 ± 0.02	0.05 ± 0.03	0.03 ± 0.03	0.09 ± 0.04
CaO	1.83 ± 0.16	1.03 ± 0.38	8.53 ± 5.05	0.61 ± 0.93	2.24 ± 4.82	0.52 ± 0.20
MgO	2.84 ± 0.19	3.21 ± 1.02	5.23 ± 2.36	2.27 ± 0.63	2.70 ± 2.82	2.52 ± 0.18
K ₂ O	2.72 ± 0.23	6.42 ± 1.84	2.85 ± 0.66	4.28 ± 1.49	4.89 ± 1.39	4.19 ± 0.62
Na ₂ O	3.11 ± 0.35	1.09 ± 0.64	0.59 ± 0.61	1.59 ± 0.89	0.67 ± 0.61	1.37 ± 0.46
P ₂ O ₅	0.18 ± 0.03	0.18 ± 0.09	0.17 ± 0.16	0.21 ± 0.15	0.13 ± 0.12	0.18 ± 0.06
ппп	1.72 ± 0.25	3.80 ± 1.09	12.90 ± 6.68	3.95 ± 0.85	5.43 ± 6.29	4.73 ± 0.72
Sc	10.73 ± 1.97	13.78 ± 2.57	8.11 ± 3.17	13.35 ± 6.65	13.26 ± 4.89	19.60 ± 5.10
Cr	83.40 ± 12.25	102.04 ± 25.50	23.05 ± 11.73	128.28 ± 38.03	73.29 ± 27.74	164.07 ± 80.21
Co	50.96 ± 6.60	13.34 ± 4.95	9.62 ± 3.40	13.33 ± 5.52	9.84 ± 6.08	17.19 ± 3.77
La	20.90 ± 2.63	38.74 ± 17.12	27.32 ± 6.89	39.85 ± 18.89	43.66 ± 15.85	46.05 ± 14.22
Sm	4.27 ± 2.10	6.47 ± 1.09	4.68 ± 1.15	5.54 ± 2.76	6.54 ± 2.14	7.74 ± 2.34
Eu	—	1.32 ± 0.26	0.90 ± 0.24	1.12 ± 0.58	1.21 ± 0.41	1.52 ± 0.46
Gd	—	5.73 ± 1.24	3.73 ± 0.94	4.01 ± 2.19	5.14 ± 1.81	6.74 ± 2.11
Yb	3.54 ± 1.03	3.00 ± 0.57	2.11 ± 0.53	1.82 ± 0.92	3.16 ± 1.25	3.12 ± 0.75
Th	7.23 ± 1.25	11.63 ± 2.35	8.90 ± 2.98	11.63 ± 5.79	15.39 ± 13.52	15.01 ± 4.09
log(SiO ₂ /Al ₂ O ₃)	0.62 ± 0.03	0.62 ± 0.09	0.78 ± 0.11	0.54 ± 0.10	0.62 ± 0.16	0.55 ± 0.05
log(Fe ₂ O ₃ */K ₂ O)	0.37 ± 0.03	−0.04 ± 0.16	0.25 ± 0.16	0.20 ± 0.25	0.01 ± 0.30	0.24 ± 0.09
HKM	0.38 ± 0.03	0.49 ± 0.10	0.39 ± 0.07	0.33 ± 0.05	0.38 ± 0.11	0.32 ± 0.03
ΦM	0.14 ± 0.02	0.15 ± 0.04	0.21 ± 0.09	0.15 ± 0.04	0.16 ± 0.13	0.16 ± 0.01
(La/Yb) _N	4.32 ± 1.43	8.95 ± 4.82	8.63 ± 0.90	15.57 ± 5.26	9.69 ± 2.20	9.88 ± 1.67
Eu/Eu*	—	0.67 ± 0.07	0.66 ± 0.07	0.74 ± 0.08	0.65 ± 0.09	0.65 ± 0.04
(Eu/Sm) _N	—	0.54 ± 0.04	0.51 ± 0.04	0.54 ± 0.06	0.50 ± 0.08	0.52 ± 0.04
La/Sc	2.01 ± 0.50	2.81 ± 1.08	4.16 ± 1.53	3.30 ± 1.60	3.57 ± 1.42	2.42 ± 0.67
Th/Co	0.14 ± 0.02	0.98 ± 0.42	1.08 ± 0.66	1.25 ± 1.56	2.38 ± 2.72	0.89 ± 0.24
Cr/Th	11.62 ± 1.30	8.80 ± 1.27	2.67 ± 2.09	15.96 ± 16.60	5.41 ± 1.28	12.05 ± 8.11
<i>n</i>	9	38	21	51	31	92

Таблица 1. Окончание

Компоненты, индикаторные отношения	Объекты исследования					
	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	60.24 ± 4.40	59.03 ± 4.48	60.40 ± 1.86	55.54 ± 6.52	66.10 ± 7.55	—
TiO ₂	0.79 ± 0.13	0.89 ± 0.22	0.84 ± 0.08	0.89 ± 0.18	1.46 ± 0.06	—
Al ₂ O ₃	16.10 ± 1.82	16.63 ± 1.66	18.77 ± 1.08	17.97 ± 4.14	16.21 ± 3.66	—
Fe ₂ O ₃ *	7.32 ± 1.24	9.09 ± 2.32	7.20 ± 0.40	7.11 ± 2.50	5.88 ± 1.83	—
MnO	0.11 ± 0.10	0.09 ± 0.04	0.07 ± 0.03	0.04 ± 0.02	0.04 ± 0.03	—
CaO	0.88 ± 0.77	0.98 ± 0.81	0.42 ± 0.20	3.11 ± 4.75	0.23 ± 0.05	—
MgO	2.81 ± 0.51	3.49 ± 0.94	2.70 ± 0.30	2.44 ± 0.30	1.28 ± 0.19	—
K ₂ O	3.89 ± 0.89	4.17 ± 0.95	3.56 ± 0.41	3.76 ± 1.08	3.57 ± 0.91	—
Na ₂ O	2.16 ± 0.48	1.08 ± 0.69	1.92 ± 0.29	1.09 ± 0.35	0.85 ± 0.31	—
P ₂ O ₅	0.20 ± 0.24	0.17 ± 0.05	0.19 ± 0.03	0.15 ± 0.08	0.11 ± 0.05	—
ппп	4.76 ± 1.32	—	3.66 ± 0.32	7.66 ± 3.53	4.07 ± 0.90	—
Sc	15.11 ± 5.94	17.89 ± 4.60	10.49 ± 0.73	16.90 ± 4.58	17.00 ± 3.13	11.91 ± 14.78
Cr	110.03 ± 47.45	108.67 ± 28.48	—	—	172.50 ± 45.00	130.42 ± 101.15
Co	18.41 ± 8.05	21.29 ± 5.48	14.88 ± 3.99	20.27 ± 13.95	—	14.96 ± 4.96
La	45.56 ± 24.71	36.34 ± 12.31	41.47 ± 10.83	46.65 ± 18.36	38.75 ± 5.44	20.73 ± 6.79
Sm	8.11 ± 5.46	7.18 ± 2.52	7.21 ± 1.07	7.66 ± 2.52	8.45 ± 1.77	3.93 ± 1.11
Eu	1.58 ± 0.97	1.48 ± 0.52	1.57 ± 0.19	1.57 ± 0.49	1.45 ± 0.34	0.70 ± 0.21
Gd	7.12 ± 5.19	6.23 ± 2.32	5.93 ± 0.85	6.38 ± 1.89	—	2.80 ± 0.81
Yb	3.13 ± 1.87	3.21 ± 0.57	3.06 ± 0.26	3.18 ± 0.77	4.95 ± 0.45	1.71 ± 0.46
Th	13.72 ± 6.39	12.79 ± 1.80	12.54 ± 1.44	16.70 ± 5.22	12.50 ± 1.73	7.68 ± 2.63
log(SiO ₂ /Al ₂ O ₃)	0.57 ± 0.08	0.55 ± 0.07	0.51 ± 0.04	0.50 ± 0.11	0.62 ± 0.15	—
log(Fe ₂ O ₃ */K ₂ O)	0.28 ± 0.10	0.34 ± 0.18	0.31 ± 0.05	0.27 ± 0.23	0.21 ± 0.14	—
HKM	0.38 ± 0.05	0.32 ± 0.03	0.29 ± 0.01	0.28 ± 0.07	0.27 ± 0.01	—
ФМ	0.17 ± 0.04	0.22 ± 0.06	0.16 ± 0.01	0.17 ± 0.05	0.11 ± 0.04	—
(La/Yb) _N	10.63 ± 3.79	7.57 ± 1.91	9.29 ± 2.67	9.76 ± 1.48	5.27 ± 0.28	8.18 ± 1.30
Eu/Eu*	0.66 ± 0.08	0.68 ± 0.04	0.74 ± 0.04	0.69 ± 0.04	—	0.64 ± 0.07
(Eu/Sm) _N	0.54 ± 0.06	0.55 ± 0.04	0.58 ± 0.03	0.55 ± 0.04	0.46 ± 0.02	0.47 ± 0.03
La/Sc	2.96 ± 0.95	2.10 ± 0.74	3.96 ± 1.02	2.76 ± 0.50	11.69 ± 1.69	2.40 ± 0.69
Th/Co	0.79 ± 0.39	0.63 ± 0.15	0.89 ± 0.20	1.17 ± 0.81	—	0.55 ± 0.18
Cr/Th	11.88 ± 14.69	8.50 ± 1.96	—	—	14.22 ± 5.25	19.64 ± 15.96
<i>n</i>	40	50	17	10	4	18

Примечание. Здесь и далее прочерк — нет данных, значения не рассчитывались. *n* — число индивидуальных образцов в выборке.

Таблица 2. Среднее арифметическое и стандартное отклонение содержания основных породообразующих оксидов (мас. %) и ряда редких и рассеянных элементов (г/т) и их индикаторных отношений в тонкозернистых обломочных/глинистых породах девона—голоцена

Компоненты, индикаторные отношения	Объекты исследования									
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
SiO ₂	58.37 ± 3.65	55.95 ± 1.58	59.90 ± 1.54	50.81 ± 12.02	56.96 ± 3.70	57.85 ± 7.08	—	56.38 ± 5.28	63.62 ± 1.89	
TiO ₂	0.76 ± 0.10	0.93 ± 0.06	0.81 ± 0.07	1.49 ± 0.78	0.95 ± 0.20	0.94 ± 0.32	—	0.72 ± 0.13	0.59 ± 0.09	
Al ₂ O ₃	17.49 ± 3.04	17.93 ± 1.59	16.91 ± 0.68	22.86 ± 4.40	19.89 ± 4.09	23.91 ± 7.18	—	18.06 ± 2.83	16.21 ± 1.45	
Fe ₂ O ₃ *	6.34 ± 1.10	8.52 ± 1.21	7.17 ± 0.75	9.04 ± 6.77	6.24 ± 3.05	5.12 ± 3.10	—	6.35 ± 1.21	5.35 ± 0.97	
MnO	0.05 ± 0.03	0.13 ± 0.06	0.05 ± 0.02	0.01 ± 0.01	0.07 ± 0.06	0.03 ± 0.04	—	0.11 ± 0.09	0.04 ± 0.01	
CaO	2.58 ± 4.32	1.06 ± 0.53	1.27 ± 0.60	0.16 ± 0.14	0.84 ± 0.86	0.14 ± 0.21	—	3.05 ± 4.17	1.13 ± 0.69	
MgO	2.92 ± 0.71	4.78 ± 1.09	3.01 ± 0.39	0.60 ± 0.55	1.84 ± 1.12	0.75 ± 0.55	—	1.73 ± 0.54	1.20 ± 0.53	
K ₂ O	4.23 ± 1.11	2.66 ± 0.74	3.11 ± 0.61	3.58 ± 2.45	2.81 ± 0.92	3.66 ± 1.18	—	3.76 ± 0.90	5.84 ± 0.49	
Na ₂ O	1.07 ± 0.68	1.21 ± 0.44	2.47 ± 0.86	0.06 ± 0.03	0.48 ± 0.54	0.18 ± 0.24	—	0.21 ± 0.20	0.93 ± 0.38	
P ₂ O ₅	0.13 ± 0.02	0.15 ± 0.04	0.37 ± 0.43	0.14 ± 0.11	0.10 ± 0.13	0.11 ± 0.13	—	0.07 ± 0.07	0.07 ± 0.05	
ppm	—	6.77 ± 1.03	5.12 ± 0.80	4.15 ± 0.67	10.40 ± 3.05	5.41 ± 1.82	—	10.25 ± 4.92	2.95 ± 0.23	
Sc	16.86 ± 2.61	22.54 ± 8.38	19.26 ± 2.34	21.59 ± 11.52	19.66 ± 10.52	19.02 ± 5.80	22.41 ± 6.05	13.24 ± 1.10	11.37 ± 1.99	
Cr	102.07 ± 24.63	199.17 ± 78.59	100.20 ± 32.26	71.82 ± 36.49	131.89 ± 89.67	87.12 ± 105.49	126.74 ± 49.06	96.71 ± 73.73	23.71 ± 4.96	
Co	16.31 ± 4.67	29.31 ± 10.89	12.03 ± 3.43	26.82 ± 9.67	34.65 ± 34.47	22.07 ± 15.68	19.54 ± 5.83	17.16 ± 4.59	7.33 ± 0.82	
La	41.38 ± 6.90	15.75 ± 7.74	23.15 ± 3.95	76.85 ± 30.94	80.64 ± 43.19	83.21 ± 71.08	18.35 ± 4.88	69.07 ± 35.47	68.91 ± 10.36	
Sm	5.93 ± 1.12	3.48 ± 1.63	5.49 ± 0.99	12.45 ± 5.82	12.71 ± 7.37	10.85 ± 7.87	4.17 ± 1.04	11.49 ± 3.54	10.07 ± 1.55	
Eu	1.22 ± 0.19	0.93 ± 0.45	1.37 ± 0.41	2.57 ± 1.29	2.55 ± 1.47	1.92 ± 1.11	1.14 ± 0.29	2.32 ± 0.59	1.54 ± 0.16	
Gd	5.11 ± 1.00	3.36 ± 1.63	5.02 ± 1.04	12.57 ± 5.11	11.24 ± 6.96	11.34 ± 7.71	4.02 ± 0.96	10.54 ± 3.87	11.34 ± 2.02	
Yb	2.29 ± 0.60	1.82 ± 0.71	2.76 ± 0.35	3.47 ± 1.20	5.79 ± 3.04	3.29 ± 1.46	2.21 ± 0.55	6.15 ± 2.26	4.10 ± 1.32	
Th	14.41 ± 2.31	6.25 ± 2.39	5.45 ± 0.90	24.43 ± 4.14	25.82 ± 10.49	37.45 ± 38.51	4.72 ± 1.45	31.44 ± 12.95	29.33 ± 7.59	
log(SiO ₂ /Al ₂ O ₃)	0.53 ± 0.07	0.50 ± 0.04	0.55 ± 0.02	0.34 ± 0.12	0.47 ± 0.10	0.40 ± 0.17	—	0.50 ± 0.04	0.59 ± 0.05	
log(Fe ₂ O ₃ */K ₂ O)	0.18 ± 0.11	0.52 ± 0.17	0.37 ± 0.11	0.36 ± 0.59	0.28 ± 0.31	0.06 ± 0.38	—	0.23 ± 0.17	−0.04 ± 0.05	
HKM	0.31 ± 0.07	0.21 ± 0.03	0.33 ± 0.02	0.15 ± 0.10	0.18 ± 0.10	0.18 ± 0.07	—	0.22 ± 0.04	0.42 ± 0.02	
ΦM	0.16 ± 0.02	0.24 ± 0.04	0.17 ± 0.02	0.22 ± 0.19	0.14 ± 0.07	0.10 ± 0.07	—	0.14 ± 0.02	0.10 ± 0.02	
(La/Yb) _N	12.73 ± 2.39	5.70 ± 1.76	5.68 ± 0.64	15.24 ± 3.95	9.90 ± 3.72	14.15 ± 7.18	5.71 ± 1.10	8.30 ± 3.93	12.01 ± 2.71	
Eu/Eu*	0.69 ± 0.09	0.84 ± 0.05	0.79 ± 0.07	0.62 ± 0.10	0.68 ± 0.18	0.60 ± 0.21	0.85 ± 0.05	0.66 ± 0.07	0.45 ± 0.06	
(Eu/Sm) _N	0.55 ± 0.07	0.71 ± 0.06	0.65 ± 0.06	0.55 ± 0.10	0.56 ± 0.16	0.55 ± 0.21	0.73 ± 0.04	0.54 ± 0.05	0.41 ± 0.06	
La/Sc	2.46 ± 0.31	0.70 ± 0.30	1.23 ± 0.29	4.10 ± 1.69	4.83 ± 2.75	4.93 ± 4.81	0.85 ± 0.23	5.16 ± 2.49	6.17 ± 1.14	
Th/Co	0.93 ± 0.23	0.24 ± 0.12	0.48 ± 0.15	1.05 ± 0.47	1.34 ± 0.98	3.42 ± 6.01	0.26 ± 0.11	1.99 ± 0.91	4.03 ± 1.10	
Cr/Th	7.18 ± 1.72	35.16 ± 18.58	18.80 ± 6.90	2.99 ± 1.58	5.23 ± 3.82	4.05 ± 6.63	27.84 ± 9.20	3.47 ± 2.85	0.89 ± 0.37	
n	15	49	20	11	20	26	54	10	7	

Таблица 2. Продолжение

Компоненты, индикаторные отношения	Объекты исследования									
	22	23	24	25	26	27	28	29	30	
SiO ₂	—	61.48 ± 3.67	62.71 ± 2.71	—	—	64.10 ± 3.11	58.42 ± 6.26	—	—	
TiO ₂	—	0.83 ± 0.09	0.84 ± 0.08	—	—	0.91 ± 0.04	0.52 ± 0.11	—	—	
Al ₂ O ₃	—	19.69 ± 1.78	17.53 ± 1.52	—	—	18.34 ± 1.58	10.90 ± 2.46	—	—	
Fe ₂ O ₃ [*]	—	6.78 ± 1.14	5.96 ± 0.96	—	—	5.23 ± 0.82	4.79 ± 1.99	—	—	
MnO	—	0.01 ± 0.01	0.01 ± 0.03	—	—	—	0.02 ± 0.01	—	—	
CaO	—	0.05 ± 0.05	1.05 ± 0.11	—	—	0.86 ± 0.13	9.43 ± 7.23	—	—	
MgO	—	1.48 ± 0.31	1.28 ± 0.50	—	—	0.31 ± 0.31	0.66 ± 0.16	—	—	
K ₂ O	—	5.10 ± 0.88	0.90 ± 0.11	—	—	0.89 ± 0.08	1.91 ± 0.44	—	—	
Na ₂ O	—	0.29 ± 0.10	2.86 ± 0.32	—	—	2.98 ± 0.28	0.39 ± 0.09	—	—	
P ₂ O ₅	—	0.04 ± 0.02	0.19 ± 0.10	—	—	—	0.17 ± 0.08	—	—	
ппп	—	4.23 ± 0.48	6.38 ± 0.52	—	—	5.93 ± 0.63	—	—	—	
Sc	22.71 ± 7.33	16.06 ± 3.04	15.55 ± 1.84	13.94 ± 3.05	16.26 ± 5.04	16.44 ± 1.31	—	25.78 ± 15.09	13.05 ± 5.36	
Cr	221.33 ± 92.39	88.23 ± 15.84	116.19 ± 24.43	141.29 ± 30.25	87.70 ± 30.18	119.16 ± 15.56	89.64 ± 30.44	196.39 ± 38.68	—	
Co	29.96 ± 25.90	18.03 ± 3.39	14.17 ± 1.01	15.77 ± 13.09	25.07 ± 19.41	9.61 ± 3.48	13.80 ± 4.97	29.50 ± 35.66	12.04 ± 8.99	
La	27.02 ± 13.27	51.90 ± 9.14	31.33 ± 4.18	32.95 ± 11.09	36.11 ± 10.66	33.97 ± 2.52	42.03 ± 4.72	33.00 ± 16.41	35.30 ± 15.62	
Sm	7.64 ± 7.17	8.33 ± 1.67	6.31 ± 1.80	6.17 ± 1.44	6.17 ± 1.70	6.49 ± 0.88	7.81 ± 1.08	7.30 ± 3.28	6.13 ± 2.53	
Eu	2.06 ± 1.43	1.70 ± 0.41	1.37 ± 0.48	1.92 ± 0.55	1.34 ± 0.36	1.35 ± 0.21	1.61 ± 0.27	1.72 ± 0.80	1.21 ± 0.47	
Gd	7.44 ± 7.32	—	6.79 ± 2.33	6.05 ± 1.44	5.41 ± 1.33	6.50 ± 0.92	6.83 ± 1.12	6.97 ± 3.21	5.46 ± 2.09	
Yb	4.08 ± 2.71	3.77 ± 0.67	2.72 ± 0.31	2.87 ± 0.53	2.99 ± 0.88	3.06 ± 0.24	2.37 ± 0.44	4.08 ± 1.93	3.40 ± 1.48	
Th	7.38 ± 4.96	12.89 ± 1.79	9.30 ± 1.34	11.01 ± 2.67	11.08 ± 3.02	10.79 ± 0.82	7.67 ± 2.31	9.09 ± 3.80	14.25 ± 5.14	
log(SiO ₂ /Al ₂ O ₃)	—	0.50 ± 0.06	0.55 ± 0.06	—	—	0.54 ± 0.06	0.74 ± 0.14	—	—	
log(Fe ₂ O ₃ [*] /K ₂ O)	—	0.13 ± 0.08	0.82 ± 0.10	—	—	0.77 ± 0.11	0.37 ± 0.15	—	—	
HKM	—	0.27 ± 0.04	0.21 ± 0.01	—	—	0.21 ± 0.01	0.22 ± 0.06	—	—	
ΦM	—	0.14 ± 0.03	0.12 ± 0.02	—	—	0.09 ± 0.02	0.09 ± 0.03	—	—	
(La/Yb) _N	4.88 ± 1.36	9.46 ± 1.51	7.78 ± 0.41	7.68 ± 1.72	8.17 ± 1.43	7.51 ± 0.29	12.15 ± 1.50	5.87 ± 1.69	8.05 ± 4.00	
Eu/Eu [*]	0.94 ± 0.25	—	0.64 ± 0.03	0.99 ± 0.31	0.71 ± 0.05	0.63 ± 0.01	0.68 ± 0.10	0.74 ± 0.04	0.65 ± 0.09	
(Eu/Sm) _N	0.80 ± 0.20	0.54 ± 0.06	0.57 ± 0.04	0.84 ± 0.24	0.58 ± 0.05	0.55 ± 0.01	0.55 ± 0.08	0.63 ± 0.05	0.54 ± 0.08	
La/Sc	1.19 ± 0.39	3.31 ± 0.67	2.01 ± 0.10	2.37 ± 0.61	2.32 ± 0.74	2.07 ± 0.18	—	1.57 ± 0.88	3.04 ± 1.45	
Th/Co	0.95 ± 1.89	0.74 ± 0.16	0.66 ± 0.12	0.94 ± 0.49	0.59 ± 0.29	1.24 ± 0.41	0.60 ± 0.20	0.53 ± 0.19	1.94 ± 1.57	
Cr/Th	32.88 ± 12.59	6.94 ± 1.32	12.55 ± 2.13	13.39 ± 3.88	7.13 ± 3.70	11.05 ± 1.21	13.06 ± 5.42	25.62 ± 11.68	—	
<i>n</i>	12	30	10	29	28	8	14	17	35	

Таблица 2. Окончание

Компоненты, индикаторные отношения	Объекты исследования									
	31	32	33	34	35	36	37	38		
SiO ₂	58.71 ± 2.93	64.82 ± 5.40	62.13 ± 3.78	57.55 ± 3.81	63.80 ± 1.10	39.92 ± 7.04	56.87 ± 16.46	57.86 ± 5.10		
TiO ₂	0.88 ± 0.11	0.60 ± 0.11	1.83 ± 0.26	0.66 ± 0.05	0.96 ± 0.11	0.56 ± 0.13	1.01 ± 0.47	1.17 ± 0.17		
Al ₂ O ₃	18.50 ± 1.38	15.02 ± 2.17	17.01 ± 1.77	12.68 ± 2.04	17.08 ± 1.03	10.78 ± 2.09	16.98 ± 6.76	22.18 ± 3.46		
Fe ₂ O ₃ *	7.84 ± 1.08	4.93 ± 1.09	3.47 ± 0.96	4.25 ± 1.12	8.64 ± 0.47	5.71 ± 1.33	7.23 ± 5.63	6.48 ± 2.98		
MnO	0.08 ± 0.03	0.06 ± 0.07	0.02	0.08 ± 0.02	0.10 ± 0.02	0.09 ± 0.03	0.22 ± 0.15	0.04 ± 0.01		
CaO	0.69 ± 0.25	2.82 ± 3.30	0.05 ± 0.01	8.50 ± 2.28	0.96 ± 0.64	16.23 ± 6.23	3.15 ± 4.79	0.18 ± 0.09		
MgO	2.66 ± 0.52	1.10 ± 0.67	0.15 ± 0.03	2.14 ± 0.53	2.88 ± 0.84	3.91 ± 1.01	1.38 ± 1.03	0.18 ± 0.18		
K ₂ O	1.58 ± 0.76	3.57 ± 0.78	1.42 ± 0.17	2.90 ± 0.66	2.38 ± 0.24	1.33 ± 0.29	1.38 ± 0.40	0.79 ± 0.14		
Na ₂ O	3.22 ± 0.93	1.29 ± 0.65	0.06 ± 0.01	0.94 ± 0.21	1.11 ± 0.13	1.10 ± 0.57	0.93 ± 0.60	0.09 ± 0.03		
P ₂ O ₅	0.25 ± 0.13	—	0.09 ± 0.03	0.14 ± 0.05	0.13 ± 0.02	0.10	0.12 ± 0.08	0.10 ± 0.06		
ппп	5.61 ± 0.74	5.66 ± 2.84	13.42 ± 2.58	10.15 ± 1.58	—	—	10.82 ± 5.63	11.11 ± 1.30		
Sc	15.97 ± 3.91	9.71 ± 2.57	—	11.08 ± 2.30	35.27 ± 9.26	16.06 ± 3.55	16.74 ± 9.40	19.26 ± 5.23		
Cr	170.35 ± 232.63	—	—	61.92 ± 34.02	131.53 ± 35.72	148.50 ± 42.70	140.41 ± 153.44	144.61 ± 64.79		
Co	14.77 ± 5.50	—	29.51 ± 18.25	11.18 ± 2.44	33.14 ± 4.88	15.19 ± 5.05	21.48 ± 15.85	7.18 ± 2.16		
La	34.00 ± 6.32	31.70 ± 8.22	77.26 ± 3.20	44.45 ± 6.96	68.68 ± 31.30	13.25 ± 2.29	32.75 ± 9.42	80.94 ± 27.56		
Sm	6.20 ± 1.35	4.76 ± 1.16	12.24 ± 0.75	7.22 ± 1.55	11.60 ± 5.36	3.08 ± 0.41	6.62 ± 2.26	8.83 ± 4.29		
Eu	1.30 ± 0.31	1.00 ± 0.24	2.18 ± 0.22	1.29 ± 0.43	2.42 ± 0.91	0.74 ± 0.10	1.48 ± 0.69	1.60 ± 0.69		
Gd	5.61 ± 1.34	4.94 ± 1.30	10.79 ± 0.92	6.26 ± 2.51	9.07 ± 4.09	2.69 ± 0.34	5.94 ± 2.55	5.49 ± 2.00		
Yb	2.74 ± 0.42	1.74 ± 0.49	7.75 ± 1.10	3.15 ± 1.37	4.83 ± 3.10	1.75 ± 0.27	3.08 ± 0.77	4.22 ± 1.18		
Th	11.14 ± 2.25	11.91 ± 2.73	29.45 ± 2.13	19.51 ± 4.06	20.64 ± 8.27	1.40 ± 0.39	9.21 ± 3.33	30.26 ± 6.47		
log(SiO ₂ /Al ₂ O ₃)	0.50 ± 0.05	0.64 ± 0.08	0.56 ± 0.07	0.66 ± 0.09	0.57 ± 0.03	0.57 ± 0.05	0.53 ± 0.28	0.42 ± 0.10		
log(Fe ₂ O ₃ */K ₂ O)	0.75 ± 0.24	0.14 ± 0.10	0.37 ± 0.19	0.16 ± 0.07	0.56 ± 0.05	0.63 ± 0.13	0.58 ± 0.50	0.88 ± 0.20		
HKM	0.26 ± 0.04	0.33 ± 0.05	0.09 ± 0.02	0.30 ± 0.01	0.21 ± 0.02	0.23 ± 0.03	0.16 ± 0.07	0.04 ± 0.01		
ФМ	0.18 ± 0.03	0.09 ± 0.03	0.06 ± 0.02	0.11 ± 0.03	0.18 ± 0.01	0.24 ± 0.04	0.19 ± 0.17	0.13 ± 0.06		
(La/Yb) _N	8.50 ± 1.80	12.74 ± 2.95	6.86 ± 1.00	10.05 ± 1.55	11.44 ± 3.70	5.23 ± 1.18	7.31 ± 1.55	12.91 ± 1.76		
Eu/Eu*	0.68 ± 0.14	0.64 ± 0.08	0.58 ± 0.05	0.59 ± 0.04	0.75 ± 0.08	0.79 ± 0.09	0.71 ± 0.10	0.70 ± 0.06		
(Eu/Sm) _N	0.56 ± 0.10	0.56 ± 0.06	0.47 ± 0.04	0.47 ± 0.06	0.58 ± 0.09	0.64 ± 0.07	0.58 ± 0.10	0.49 ± 0.04		
La/Sc	2.20 ± 0.45	3.48 ± 1.28	—	4.13 ± 0.84	1.88 ± 0.36	0.87 ± 0.27	2.50 ± 1.75	4.36 ± 1.34		
Th/Co	0.85 ± 0.37	—	1.91 ± 2.30	1.79 ± 0.36	0.61 ± 0.17	0.11 ± 0.10	0.70 ± 0.75	4.60 ± 1.76		
Cr/Th	17.09 ± 26.72	—	—	3.11 ± 1.59	6.68 ± 1.16	115.60 ± 48.99	18.97 ± 27.06	4.65 ± 1.11		
n	11	36	15	18	10	16	16	9		

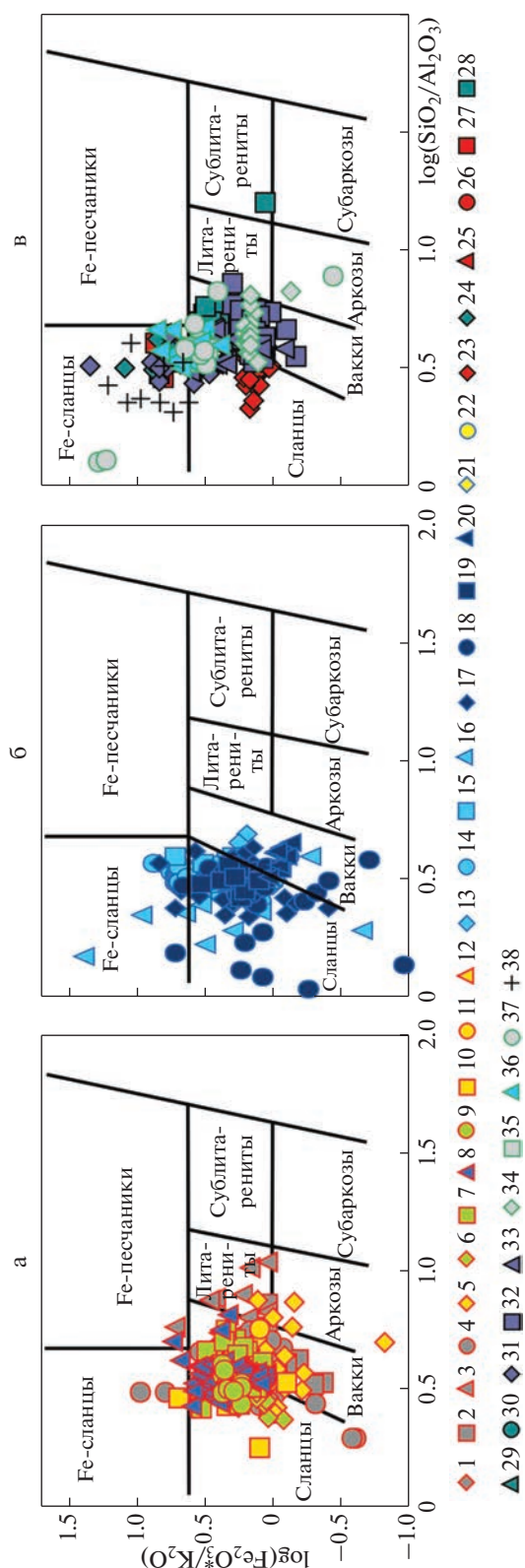


Рис. 3. Положение фигуративных точек индивидуальных образцов глинистых пород неопротерозоя—ордовика (а), девона—триаса (б) и верхнего триаса—нижней юры—голоцена (в) на диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ [Herron, 1988]. Условные обозначения см. рис. 2.

Cr/Th—Th/Co [Condie, Wronkiewicz, 1990; Bracciali et al., 2007] распределение таких точек свидетельствует о том, что в составе тонкозернистых обломочных пород неопротерозоя—ордовика из нашего банка данных, доля основного компонента, как правило, не превышает 50% (рис. 6а).

Среднее содержание SiO_2 в тонкозернистых обломочных породах девона—голоцена, представленных в нашем банке данных, варьирует от ~40⁶ до ~65 мас. % (см. табл. 2). Разброс средних величин Al_2O_3 составляет 10.8...23.9 мас. %. Сумма оксидов кальция и магния в постсилурийских глинистых породах варьирует от 0.2 до ~21 мас. %. Минимальное и максимальное среднее содержание оксида калия в той или иной степени выше, чем оксида натрия (0.8...5.8 против ~0.1...3.2 мас. %).

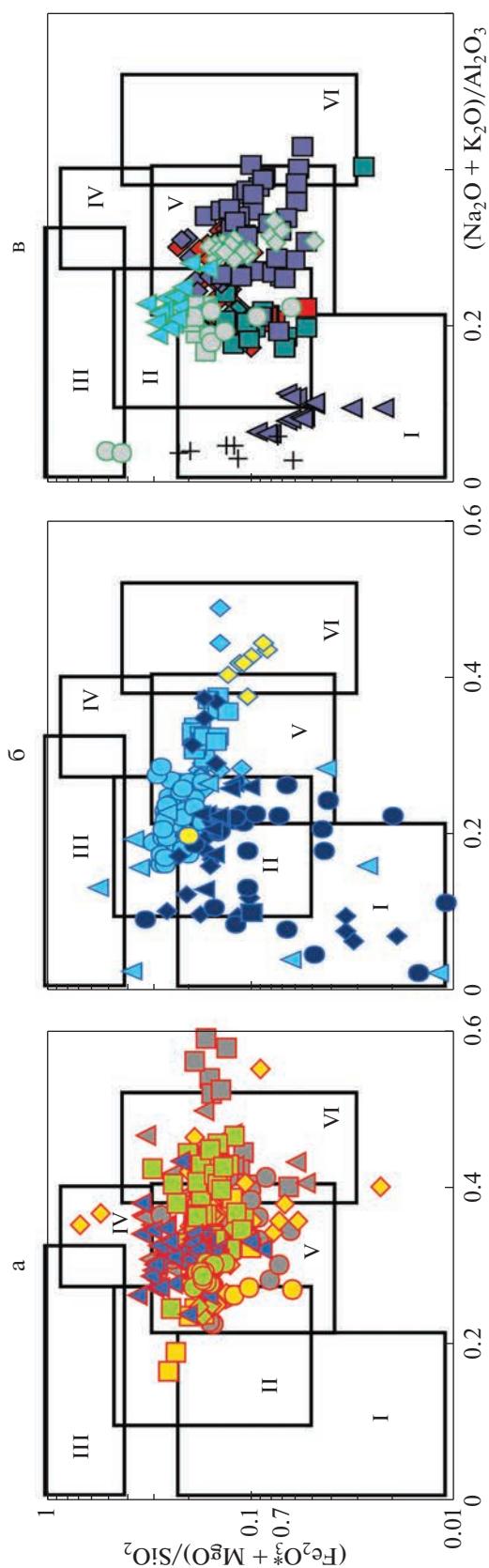
На диаграмме М. Хиррона область распределения фигуративных точек глинистых пород девона—голоцена (см. рис. 3б, в) из нашего банка данных примерно описывается величинами $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ и $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ 0.34...0.74 и -0.04...0.88. Соответственно это сланцы, Fe-сланцы и вакки. Количество последних больше, чем собственно сланцев в понимании автора работы [Herron, 1988].

Среднее содержание Sc и Sr в глинистых породах девона—голоцена варьирует соответственно от 9.71 до 35.27 и от 23.71 (паралические глинистые породы формации Донгго (Donggo), нижний—низы среднего(?) триаса, Республика Корея) до 221.33 (тонкозернистые обломочные породы рифтогенных впадин триаса севера Западной Сибири) г/т (содержание Sr в PAAS составляет 110 г/т). В принципе приведенные цифры существенно не отличаются от тех, что характерны для тонкозернистых обломочных пород неопротерозоя—ордовика из нашего банка данных.

Среднее содержание Co и Th в глинистых породах девона—голоцена из нашего банка данных изменяется соответственно в пределах 7.18...34.65 и 1.40 (формации Килисечик (Kilisecik), Текир (Tekir), Каратас (Karatas) и Гуредин (Guredin)), миоцен, Южная Турция)...37.45 (надсерия Пхенган (Pyeonggan), пермь, Республика Корея) г/т.

Средние значения параметра $(\text{La}/\text{Yb})_N$ также варьируют в весьма широких пределах. В глинистых породах рифтогенных впадин триаса севера Западно-Сибирского мегабассейна величина ука-

⁶ В подавляющем большинстве предшествующих публикаций мы использовали данные валовых химических анализов, в которых величины потерь при прокаливании (ппп) не превосходили 5 мас. %, и соответственно доля карбонатных компонентов была невелика, а содержание оксида кремния не отличалось существенно от того, что свойственно PAAS или другим подобным референтным объектам. Однако при подборе аналитических данных для данной публикации выяснилось, что значительное число авторов оперирует “естественными”, а не так или иначе пересчитанными, составами. Поэтому здесь мы также следуем указанному подходу.



занного отношения минимальна (4.88), что предполагает более значительную роль в составе этих образований продуктов разрушения основных магматических пород. Для глинистых пород формаций Манханг (Manhang) и Кымчхонг (Geumcheon) (надсерия Пхенган (Pyeongang), средний карбон, Республика Корея) значение $(La/Yb)_{\text{среднее}}$ составляет 15.24, что предполагает преобладание в их составе продуктов разрушения кислых магматических пород, сходных по своим геохимическим характеристикам с архейскими гранитоидами.

Средние значения Eu/Eu^* в глинистых породах девона—голоцена изменяются от 0.45 (формация Донгго (Donggo), нижний—низы среднего (?) триаса, Республика Корея) до 0.99 (тюменская свита, средняя юра, Покачевская площадь Западной Сибири), а $(La/Sm)_N$ — соответственно от 0.41 до 0.84. Это так же, как и вариации средних значений отношения $(La/Yb)_N$, показывает, что соотношение продуктов разрушения кислых и основных магматических пород в глинистых породах названного временного интервала в заметной степени меняется.

Средние значения параметров La/Sc и Th/Co в глинистых породах девона—голоцена варьируют от 0.70 до 6.17 и от 0.11 до 4.60. Величина $Cr/Th_{\text{среднее}}$ различается более чем на 2 порядка — 0.81...106.07. Минимальное значение данного параметра присуще глинистым породам формации Донгго (Donggo) (объект 21), а максимальное — наблюдается в тонкозернистых обломочных породах фортландового бассейна Кахраманмараш (Kahramanmaraş) (объект 36).

На диаграмме La/Sc — Th/Co фигуративные точки индивидуальных образцов исследованных нами глинистых пород девона—голоцена локализованы в области составов, образованных преимущественно продуктами размыва кислых магматических пород, а также тяготеют к области, связанной с продуктами эрозии основных пород (см. рис. 5б, в).

На диаграмме Cr/Th — Th/Co распределение индивидуальных точек тонкозернистых обломочных пород девона—голоцена близко к тому, что

Рис. 4. Положение фигуративных точек индивидуальных образцов глинистых пород неопротерозоя—ордовика (а), девона—триаса (б) и верхнего триаса—нижней юры—голоцена (в) на диаграмме $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$ — $(Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ [Юдович, Кетрис, 2000].

Поля глин: I — преимущественно каолиновых; II — преимущественно смектитовых с примесью каолинита и иллита; III — преимущественно хлоритовых с примесью Fe-иллита; IV — хлорит-иллитовых; V — хлорит-смектит-иллитовых; VI — иллитовых со значительной примесью дисперсных полевых шпатов. Условные обозначения см. рис. 2, 3.

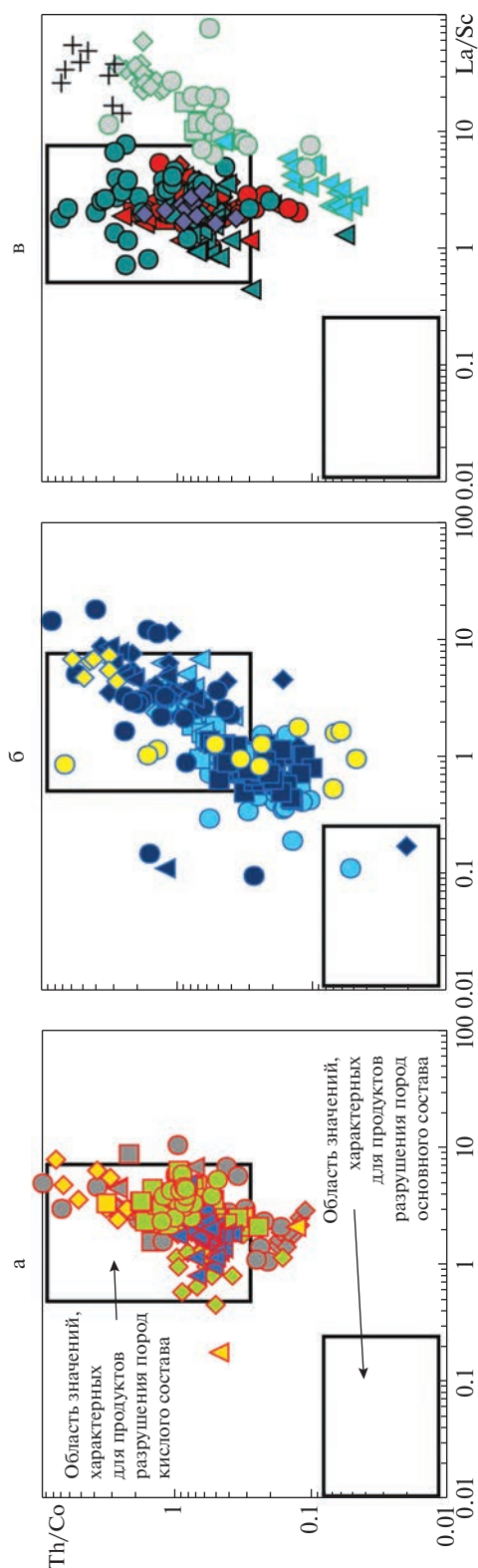


Рис. 5. Локализация фигуративных точек индивидуальных образцов глинистых пород неопротерозоя—ордовика (а), девона—триаса (б) и верхнего триаса—нижней юры—голоцена (в) на диаграмме La/Sc—Th/Co [Cullers, 2002].
Условные обозначения см. рис. 2, 3.

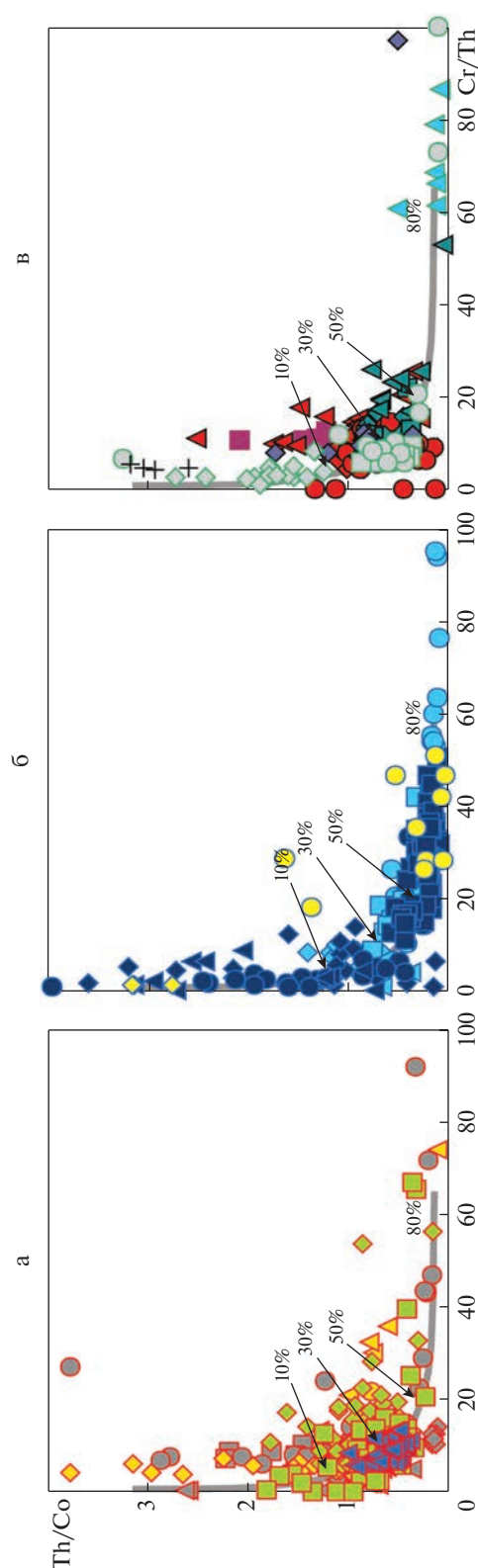


Рис. 6. Распределение фигуративных точек индивидуальных образцов глинистых пород неопротерозоя—ордовика (а), девона—триаса (б) и верхнего триаса—нижней юры—голоцена (в) на диаграмме Cr/Th—Th/Co [Condie, Wronkiewicz, 1990; Bracciali et al., 2007].
Условные обозначения см. рис. 2, 3.

характерно для глинистых пород осадочных последовательностей неопротерозойско—ордовикского возраста. Отличие только в том, что роль продуктов размыва магматических пород основного состава в первом случае несколько выше (см. рис. 6б, в).

В целом, все сказанное позволяет считать, что принципиальных отличий между глинистыми породами неопротерозойско—ордовикского и девонско—голоценового возраста по рассмотренным параметрам не наблюдается.

ОБСУЖДЕНИЕ

Мы отдаем себе отчет в том, что: 1) сопоставляемые нами осадочные последовательности накапливались в интервалы времени разной, а иногда и не вполне известной продолжительности; 2) вероятность сохранения в геологической летописи отложений крупных рек (рек категорий 1 и 2), по-видимому, наиболее высокая, так как большинство рек категорий 3 и 4, за исключением р. Камчатки, имеют сравнительно небольшие площади водосборов [Bayon et al., 2015]); 3) представительность в настоящей работе осадочных последовательностей девона—голоцена существенно выше, чем для неопротерозоя—ордовика; это могло в той или иной степени повлиять на корректность выводов; 4) диаграммы с полями алеврито-пелитовых осадков современных рек разных категорий, возможно, и не вполне пригодны для реконструкции категорий рек геологического прошлого, однако эта проблема была рассмотрена ранее [Маслов, Подковыров, 2021а, б, в], и часть вопросов, по нашему мнению, была снята. По-видимому, есть и другие ограничения для использования диаграмм $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$, $(La/Yb)_N-(Eu/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N-Th$, однако выявить их позволят только практический опыт и проверка независимыми методами.

Используемые в данной работе диаграммы ранее были применены для анализа метаалевропелитов архея и нижнего протерозоя; это позволило нам прийти к выводу о том, что распределение фигуративных точек индивидуальных и усредненных составов этих образований на диаграммах $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ и $(La/Yb)_N-Th$ соответствует, за некоторыми исключениями, основному классификационным полям [Маслов, Подковыров, 2021б]. Следовательно, источники тонкой алюмосиликокластиков, слагающей раннедокембрийские осадочные последовательности, по всей видимости, принципиально не отличались от тех, что мы видим на поверхности нашей планеты сегодня. Подавляющее большинство индивидуальных и средних фигуративных точек дорифейских метаалевропелитов на диаграммах тяготеет к полям состава тонкой взвеси крупных рек (кате-

рия 1); взвеси рек, дренирующих в основном осадочные субстраты (категория 2); и взвеси рек, текущих по районам развития вулканических пород (категория 4). Фигуративные точки метаалевропелитов с возрастом более 2.8 млрд лет, на диаграмме $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ сосредоточены преимущественно в области осадков приустьевых участков рек категории 4. Это дает основание думать, что ранее указанного рубежа, крупных рек и рек, питавшихся продуктами эрозии осадочных образований, скорее всего, не существовало, а процессы рециклирования тонкой алюмосиликокластиков были редуцированы. Постепенное увеличение размеров ядер кратонов к концу мезоархея (~2.8 млрд лет назад) привело к росту площадей водосборных бассейнов рек. Так, в работе [Rainbird, Young, 2009], посвященной “колоссальным рекам прошлого”, отмечено, что тектонический стиль и соответственно речные системы существенно эволюционировали уже к концу архея. Примерно между 2.8 и 2.5 млрд лет назад интенсивная магматическая активность привела к формированию крупных и стабильных кратонов, на поверхности которых появились речные системы более крупные, чем современная Амазонка. Такие системы были образованы многочисленными мелководными переплетающимися руслами. Реки указанного типа брали начало из “точечных источников”, расположенных вдоль огромных горных систем, и, сливаясь воедино, формировали сложный узор на громадных по своей площади водосборах. Это и привело, по всей видимости, к появлению отложений, тяготеющих на диаграммах $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ и $(La/Yb)_N-Th$ к областям 1 и 2 [Маслов, Подковыров, 2021б].

Вместе с тем, многие исследователи до сих пор считают, что в мезопротерозое, когда не было наземной растительности, реки в их современном понимании существовать не могли. Например, в работе [Davies et al., 2011] появление и экспансия в палеозое наземной растительности рассматривается как одно из наиболее фундаментальных изменений в фанерозойской истории нашей планеты. Выполненное авторами исследование аллювиальных систем Северной Америки и Европы показало, что в кембрии и ордовике, когда наземная растительность отсутствовала, в них накапливались преимущественно грубо- и крупнозернистые пески, а количество тонкой алюмосиликокластиков было весьма небольшим. В архитектуре аллювиальных систем раннего палеозоя доминировали, по представлениям этих авторов, обширные песчаные покровы. С середины ордовика среди аллювиальных отложений увеличивается доля “пойменных” аргиллитов; это коррелируется с появлением наземной растительности, которая по представлениям [Наугольных, 2019 и др.], способствовала усилению процессов выветривания и продуцированию тонкой алюмосиликокла-

стики. Первые свидетельства появления русловых отложений с признаками формирования за счет меандрирования русла и латеральной аккреции прирусловых отмелей характерны для позднего силура. “Пойменные” аргиллиты этого времени обнаруживают присутствие разнообразных палеопочв (palaeosols), особенно калькрет. На ранний девон приходится существенный рост стабильности берегов и связности слагающих их отложений, а в позднем девоне аллювиальные отложения становятся во многом похожими на современные [Davies et al., 2011 и ссылки в этой работе].

Однако, все это и так, и не так. Докембрийские аллювиальные системы, отложения которых накапливались в отсутствие наземной растительности, традиционно считаются сходными по своим физическим характеристикам с более молодыми речными системами аридных зон [Schumm, 1968; Cotter, 1978; Corenblit, Steiger, 2009; Gibling et al., 2014; Santos, Owen, 2016; и др.]. Очевидно, такие системы состояли из множества ветвящихся/переплетающихся относительно мелководных русел значительной ширины, которые быстро меняли положение в пространстве (подробный обзор и анализ этого вопроса см. в работе [Маслов, Подковыров, 2021б]). В публикации [Santos et al., 2016] со ссылкой на работу [Ронов, 1964], подчеркивается, что объемы глинистых пород и их метаморфизованных эквивалентов в континентальных и морских осадочных последовательностях архея, протерозоя и фанерозоя можно считать более или менее постоянными. Формирование тонкозернистых осадков и глин задолго до появления наземной растительности могло контролироваться микробными сообществами [Ohmoto, 1996; Dott, 2003; Kennedy, Droser, 2011 и др.]. Не было принципиально иным в период отсутствия наземной растительности и химическое выветривание [Keller, Wood, 1993]; ряд авторов предполагает, что микробальное выветривание лишь на порядок менее эффективно, чем выветривание, вызванное наземными растениями [Schwartzman, Volk, 1989]. Предложено несколько механизмов сохранения/улавливания тонкозернистых пойменных отложений в аллювиальных системах без наземной растительности [Winston, 1978; Fralick, Zaniwski, 2012; Marconato et al., 2014 и др.]. Однако большинство досилурийских речных систем характеризуется все же относительно небольшими объемами тонкозернистых обломочных/глинистых отложений, возможно вследствие того, что основная их масса накапливалась вблизи приемных бассейнов [Long, 2011 и др.]. В то же время, при определенных условиях, досилурийские аллювиальные осадочные системы могли сохранять значительные объемы глинистых отложений и архитектуру основных элементов, аналогичную более молодым речным осадочным последова-

тельным [Santos, Owen, 2016; Santos et al., 2016 и др.].

Еще одно немаловажное обстоятельство состоит в том, что, как справедливо отметили авторы работы [Ielpi et al., 2017], гипотеза о невысокой стабильности берегов рек при отсутствии растительности “никогда не проверялась из-за отсутствия морфометрических данных по докембрийским речным руслам”. В то же время авторам названной публикации удалось показать с помощью ряда независимых подходов, что основные параметры речных русел могли существенно не меняться на протяжении последних почти 2 млрд лет.

На отсутствие в современных аллювиальных системах статистически достоверной причинно-следственной связи между плотностью растительности и извилистостью рек указывают и авторы публикации [Ielpi, Lapotre, 2019]. Исследование влияния физических и биотических параметров на извилистость водотоков в бассейне озера Бонневиль (Bonneville) (штат Юта, США) привело авторов к выводу о том, что основную роль в формировании речных русел (речном морфогенезе) играют базис эрозии и размер площади водосбора. Напротив, между плотностью растительности и другими параметрами русел (ширина, площадь самого большого меандра и т.п.) статистически значимой корреляции не наблюдается. Нет ее и между плотностью растительности и индексом извилистости рек (более крупные и извилистые меандры неизменно связаны с участками, характеризующимися меньшей плотностью растительности). Таким образом, меандрирующие реки могут возникать, по-видимому, исключительно под воздействием физических процессов в условиях отсутствия наземной растительности.

Гипотеза о доминировании в досилурийское время многорусловых аллювиальных систем не согласуется также и с панконтинентальными масштабами раннепротерозойских рек, так как подобные крупные системы требуют для обеспечения необходимых уклона и/или градиента рельефа существования чрезвычайно высоких гор, что несовместимо с физическими ограничениями на толщину литосферы [Ganti et al., 2019 и ссылки в этой работе]. Современные оценки палеоградиентов и морфологии досилурийских рек на примере отложений серии Торридон (Torridon Group) Шотландии показывают, что эти реки характеризовались пологим профилем, были относительно глубокими и по своей морфологии существенно не отличались от современных равнинных рек [Ganti et al., 2019].

Таким образом, все сказанное выше позволяет предполагать широкое распространение в протерозое монорусловых рек с низкими градиентами

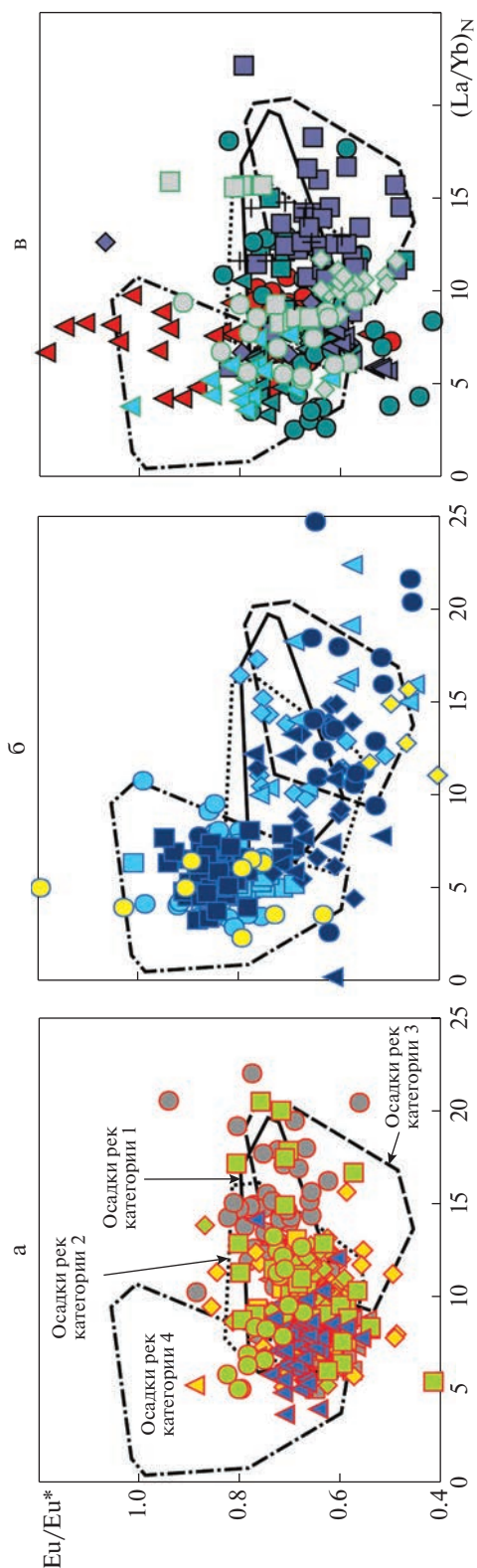


Рис. 7. Распределение фигуративных точек индивидуальных образцов глинистых пород неопротерозойско–ордовикского (а), девонско–триасового (б) и верхнетриасово–голоценового (в) возраста на диаграмме $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* . Условные обозначения см. рис. 2, 3.

уклона русла и приводит к выводу, что такие реки были, по-видимому, постоянной (или характерной на протяжении длительных интервалов времени) особенностью нашей планеты. Следовательно, мы можем сравнивать валовый химический состав тонкой взвеси, переносившейся реками досилурийского и реками более молодого возраста, и интерпретировать его с использованием диаграмм $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* , $(La/Yb)_N$ – Th и др.

На диаграмме $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* (рис. 7а) фигуративные точки индивидуальных образцов глинистых пород неопротерозойско–ордовикского возраста в основном сосредоточены в полях 1 (алеврито-пелитовые осадки приустьевых частей крупных рек) и 2 (алеврито-пелитовые осадки приустьевых частей рек, питающихся продуктами размыва преимущественно осадочных образований). Заметно меньше их в областях перекрытия полей 1 и 2 с полем 3 (тонкозернистые терригенные осадки приустьевых частей рек, дренирующих магматические и метаморфические провинции), а также полем 4 (тонкозернистые осадки приустьевых участков рек, текущих по вулканическим провинциям). Более наглядно это проявляется для точек усредненного состава глинистых пород различных осадочных последовательностей (рис. 8а).

Индивидуальные точки глинистых пород девонско–голоценового возраста на этой диаграмме характеризуются более широким распределением (см. рис. 7б, в). Значительная часть их сосредоточена в области перекрытия полей тонкозернистых обломочных осадков рек категорий 1 и 2, однако и в областях 3 и 4 количество фигуративных точек также достаточно велико. Локализация точек со средним составом глинистых пород из осадочных последовательностей данного возраста на диаграмме соответствует этому типу распределения (см. рис. 8б). Анализ двух этих рисунков позволяет сделать вывод о возможном доминировании в неопротерозое–ордовике в составе осадочных толщ тонкозернистых терригенных осадков, привнесенных в области осадконакопления реками категорий 1 и 2, т. е. крупными реками и реками, размывавшими преимущественно осадочные последовательности. Однако ранее нами было показано, что дорифейские метаосадочные толщи также образованы тонкой алюмосиликокластикой, транспортировавшейся в бассейны осадконакопления реками не только первых двух категорий [Маслов, Подковыров, 2021а, 2021в] (см. рис. 8в). Поэтому различное положение фигуративных точек глинистых пород, накапливавшихся в период отсутствия растительного покрова на поверхности Земли (ордовик и древнее) и в “зеленый период” (силур и моложе), на диаграмме $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* и других диаграммах, представляется, скорее, артефактом, причины появления

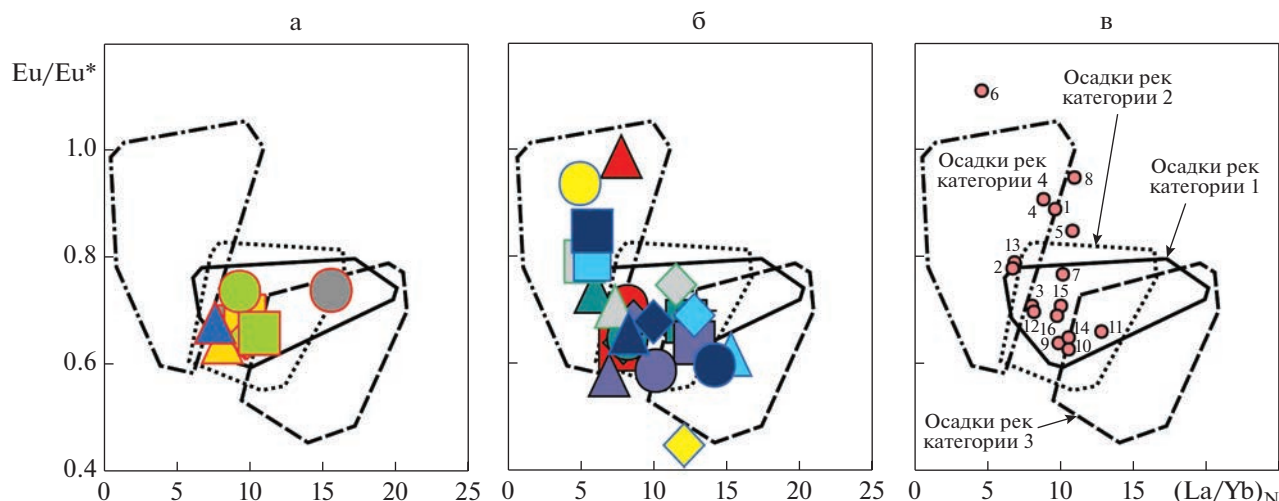


Рис. 8. Локализация усредненных фигуративных точек глинистых пород осадочных последовательностей неопротерозойско—ордовикского (а), девонско—голоценового (б) и метааллевропелитов дорифейского (в) возраста (по данным из работы [Маслов, Подковыров, 2021б]) на диаграмме $(La/Yb)_N$ — Eu/Eu^* .

Условные обозначения см. рис. 2, 3.

в — метааллевропелиты (1 — серии Джордж Крик, Австралия; 2 — серии Мозаан, Южная Африка; 3 — серии Витватерсранд, Южная Африка; 4 — неоархея Западной и Центральной Карелии; 5 — комплекса Нармес, Восточная Финляндия; 6 — района Камбалда, Австралия; 7 — онотского комплекса, Россия; 8 — надсерии Йеллоунайф, Канада; 9 — серии Рампур, Индия; 10 — серии Претория, Южная Африка; 11 — серии Гарвиц, Канада; 12 — канского комплекса, Россия; 13 — пояса Ва-Лавра, Гана; 14 — ладожской серии, Россия; 15 — первой толщи енисейского комплекса, Россия; 16 — четвертой толщи енисейского комплекса, Россия).

которого еще требуется установить (возможно, это связано с относительно невысокой представительностью досилурийских осадочных последовательностей в проведенном нами исследовании). Если же объединить данные по категориям рек дорифейских и рифея—ордовика, с одной стороны, и рек силура—голоцена, с другой, то скорее всего, существенного различия в расположении как индивидуальных, так и усредненных точек на использованных диаграммах, мы не увидим.

В публикации [Маслов, Шевченко, 2019] уже было отмечено, что во многих литературных источниках сведения о распределении РЗЭ в современных донных осадках шельфовых морей и впадающих в них рек по разным причинам не полные. В таких случаях при оценке величины Eu аномалии нами использовался вместо параметра $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N \times Gd_N)}$ [Taylor, McLennan, 1985], его эквивалент — $(Eu/Sm)_N$ [Дубинин, 2006]. На диаграмме $(La/Yb)_N$ — $(Eu/Sm)_N$ конфигурация полей распределения алевроито-пелитовых осадков приустьевых частей разных категорий рек, естественно, является близкой к их конфигурации на диаграммах $(La/Yb)_N$ — Eu/Eu^* . Локализация фигуративных точек индивидуальных образцов глинистых пород неопротерозоя—ордовика и девона—голоцена из нашего банка данных на диаграмме $(La/Yb)_N$ — $(Eu/Sm)_N$ пока-

зано на рис. 9. Нетрудно видеть, что это распределение близко соответствует расположению точек с составами тех же образцов на диаграмме $(La/Yb)_N$ — Eu/Eu^* .

На диаграмме $(La/Yb)_N$ — Th индивидуальные фигуративные точки глинистых пород неопротерозоя—ордовика сосредоточены преимущественно в полях 1 и 2 и заметно меньше их находится в поле 4 и в области перекрытия названных полей (рис. 10а). Точки состава тонкозернистых обломочных пород девонско—голоценового возраста распределены на данной диаграмме во всех ее классификационных полях (см. рис. 10б, в). Эта особенность значительно лучше выражена для средних составов тонкозернистых пород из соответствующих осадочных последовательностей (рис. 11). На последнем рисунке видно, что для неопротерозоя—ордовика в основном были характерны тонкозернистые осадки, сходные по составу с тонкой взвесью приустьевых участков современных рек категорий 1 и 2, а также категории 4, что отмечено нами и на диаграмме $(La/Yb)_N$ — Eu/Eu^* . В более молодых осадочных последовательностях представлены осадки, по составу соответствующие осадкам приустьевых зон современных рек всех категорий.

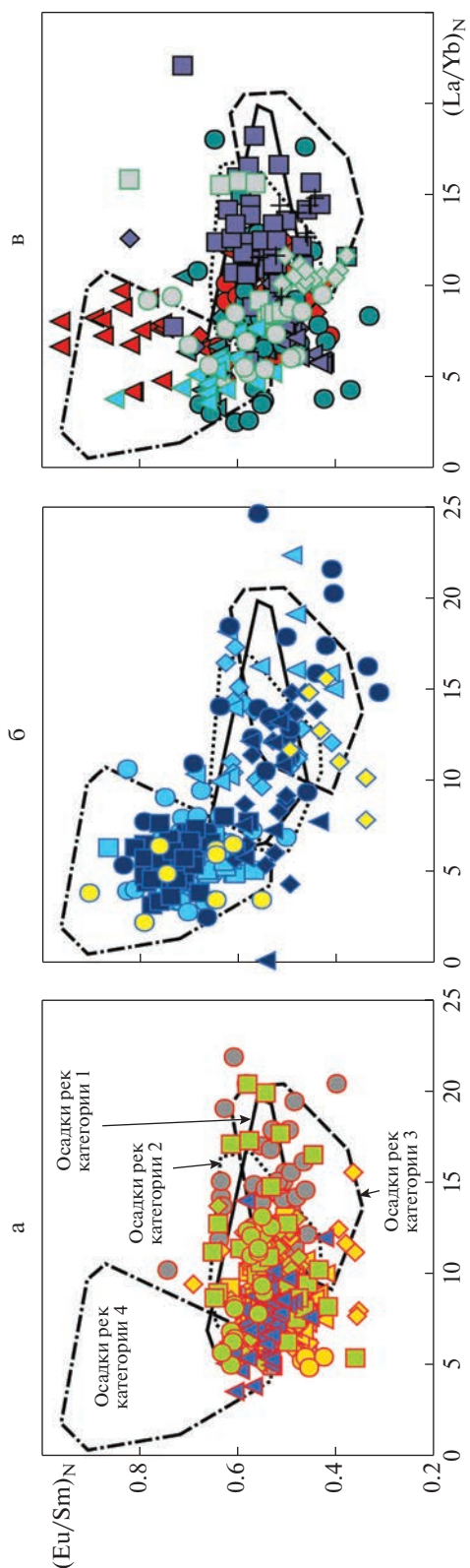


Рис. 9. Положение фигуративных точек индивидуальных образцов глинистых пород неопротерозойско–ордовикского (а), девонско–триасового (б) и верхнетриасово–голоценового (в) возраста на диаграмме $(La/Yb)_N - (Eu/Sm)_N$. Условные обозначения см. рис. 2, 3.

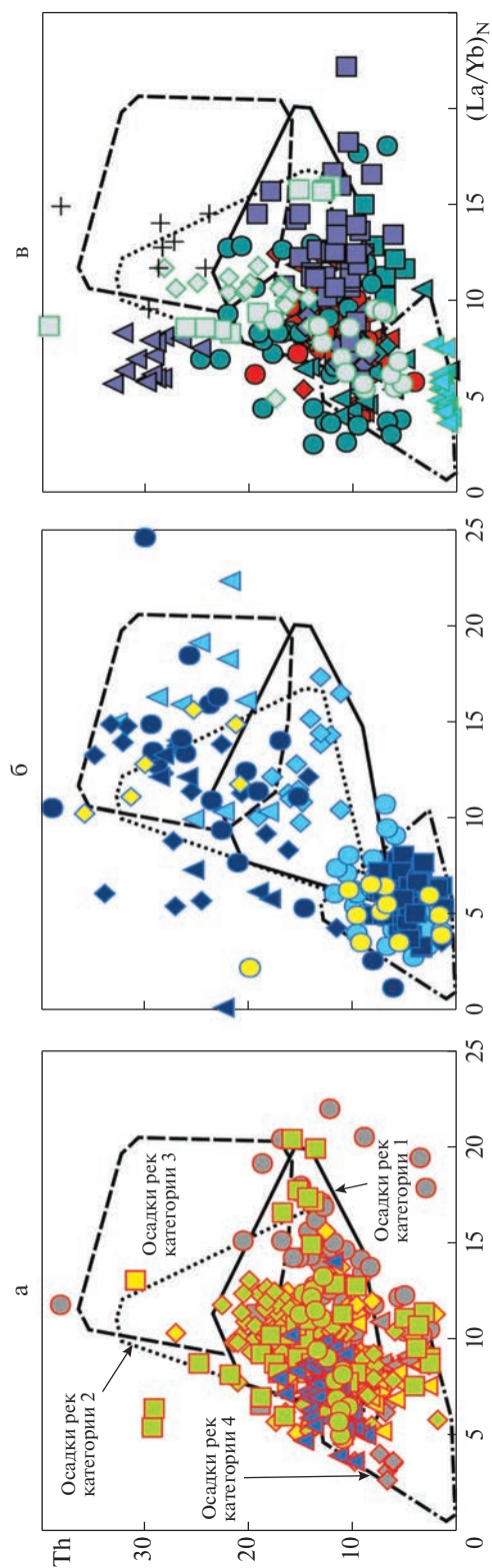


Рис. 10. Распределение фигуративных точек индивидуальных образцов глинистых пород неопротерозойско–ордовикского (а), девонско–триасового (б) и верхнетриасово–голоценового (в) возраста на диаграмме $(La/Yb)_N - Th$. Условные обозначения см. рис. 2, 3.

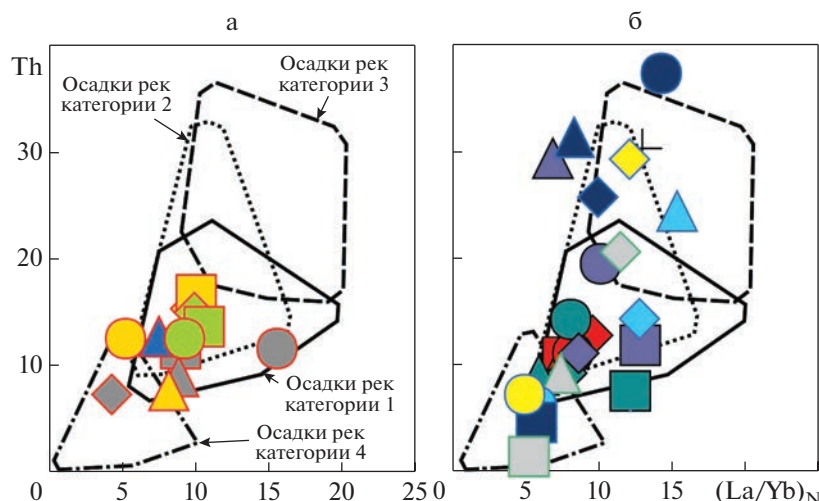


Рис. 11. Локализация усредненных фигуративных точек глинистых пород осадочных последовательностей неопротерозойско–ордовикского (а) и девонско–голоценового (б) возраста на диаграмме $(La/Yb)_N$ –Th. Условные обозначения см. рис. 2, 3.

ВЫВОДЫ

Предпринятый анализ валового химического состава (основные породообразующие и некоторые редкие и рассеянные элементы) глинистых пород осадочных последовательностей неопротерозоя–ордовика (эпоха отсутствия наземной растительности) и девона–голоцена (время появления и широкого распространения наземной растительности — “зеленая эпоха”) существенных различий между ними не выявил. Распределение индивидуальных и усредненных фигуративных точек глинистых пород двух этих разных эпох на диаграммах $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* , $(La/Yb)_N$ – $(Eu/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ –Th с выделенными на них полями составов алеврито–пелитовой взвеси приустьевых частей современных рек разных категорий, позволяет тем не менее увидеть некоторые отличия. Так, большинство фигуративных точек глинистых пород неопротерозоя–ордовика сконцентрировано в полях алеврито–пелитовых осадков современных рек категорий 1 и 2, тогда как фигуративные точки таких же пород девона–голоцена распределены во всех четырех классификационных полях названных диаграмм. На первый взгляд, это может свидетельствовать о доминировании в составе досилурийских осадочных последовательностей тонкой алюмосиликокластики, транспортировавшейся в конечные водоемы стока реками категорий 1 (крупные реки, текущие по водосборам сложного строения) и 2 (реки, дренирующие преимущественно осадочные породы). Вместе с тем, выполненный ранее анализ состава металаевропелитов архея и раннего протерозоя [Маслов, Подковыров, 2021б] показал, что в составе метасадочных ассоциаций этого времени присутствует тонкая алюмосиликокластика, по-

ступавшая в приемные бассейны не только благодаря деятельности рек указанных категорий. Следовательно, принципиальных отличий между типами/категориями рек “зеленой эпохи” и досилурийского этапа, судя по имеющемуся в нашем распоряжении материалу и результатам его обработки с использованием предложенной нами методики, не наблюдается. Это позволяет предполагать, что и при отсутствии наземной растительности в неопротерозое–ордовике, и в более позднее время категории рек, транспортировавших в конечные водоемы стока громадные объемы тонкого терригенного материала, не были принципиально иными, чем в настоящее время.

При оценке всего сказанного выше нужно иметь в виду еще ряд обстоятельств. Ранее на большом фактическом материале А.Б. Роновым [1972, 1993 и др.] обоснован вывод о том, что осадочная оболочка нашей планеты, гидро-, атмо- и биосфера в течение геологической истории представляла сложную систему, изменения в которой контролировались обменом веществ между ними, а также и всей совокупностью экзогенных и эндогенных оболочек Земли. На этом фоне с течением времени происходила необратимая эволюция петрографического состава областей денудации континентов, определявшаяся сокращением общей площади выходов основных эффузивов и ростом площадей распространения осадочных пород. Площадь выходов гранитоидов на дневную поверхность достигла максимума примерно 1.6 млрд лет назад, а далее постепенно сокращалась в результате перекрытия кристаллических комплексов осадочными образованиями чехлов. Все это, несомненно, приводило к изменению с

течением времени минерального и химического состава терригенных пород: в осадочной оболочке возрастала роль глинистых осадков, а состав песчаников менялся от преимущественно граувакк в архее — к аркозам в протерозое и господству олиго- и мономиктовых кварцевых песчаников в неогее. Еще одна важная особенность необратимой эволюции осадочной оболочки Земли, отмеченная А.Б. Роновым, заключается в постепенном возрастании роли древних осадочных пород как источника кластики для более молодых осадков, и снижении в фанерозое вклада в этот процесс основных эффузивов и гранитоидов.

В то же время В.Н. Холодовым [2006, с. 594], как мы уже отмечали ранее, показано, что с течением времени происходит усложнение строения и состава питающих провинций, при этом "...каждая последующая фаза магматизма добавляет новую порцию минералого-геохимических компонентов к прежней совокупности минералов и химических элементов, но в корне не меняет ее. Поэтому и состав суммарного континентального стока на каждом новом этапе развития, по-видимому, не менял свою структуру коренным образом, а только приобретал новый минералого-геохимический акцент".

К сожалению, в настоящее время нет однозначного понимания геохимических критериев, по которым можно разграничить "зеленую" и "безлесную" эпохи. По-видимому, для решения этого вопроса необходимо выбрать или найти эталонные объекты заведомо "безлесной" и заведомо "зеленой" эпох и сравнить их между собой. Необходимо также установить — есть ли различие в литогеохимических параметрах глинистых отложений "зеленого" голоцена, накапливавшихся в лесной зоне и в пустынной обстановке.

Определенные проблемы (в чем-то подобные проблемам, возникающим при конструировании композитных "глобальных хемотратиграфических кривых" [Маслов, 2020а]) существуют и при обобщении литогеохимических данных для большого числа осадочных последовательностей, сформированных за счет петрографически различных источников сноса и в разных климатических и геодинамических обстановках. Развитие высшей растительности, несомненно, оказало огромное влияние на формирование континентальных ландшафтов и почв, на режим приземного слоя атмосферы и его газовый состав, которые, в свою очередь, контролировали особенности выветривания, минеральный состав и геохимические характеристики глинистых пород. Вопрос, в какой степени все эти процессы, происходившие на фоне разнообразных геодинамических трансформаций (сборка и распад суперконтинентов) и климатических пертурбаций (гуронская, африканская, гондванская и другие гляциоэры, мезо-

зойская термоэра и др.), оказали влияние на литогеохимические характеристики тонкозернистых обломочных пород шельфовых осадочных последовательностей, еще далек, очевидно, от приемлемого для всех ответа.

Еще один, требующий ответа вопрос, состоит в оценке влияния органического вещества на осадконакопление и геохимические параметры тонкозернистых обломочных пород. Хотя органический мир морских бассейнов докембрия и фанерозоя (в т.ч. голоцена, для рек которого предложена классификация [Bayon et al., 2015]) принципиально различался по многим параметрам, вклад его до сих пор не исследован и является делом будущего.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны рецензентам за внимательное прочтение рукописи, доброжелательную критику и пожелания к ее улучшению; мы с большим вниманием отнеслись к предложениям по усовершенствованию методики дальнейших исследований, часть из них мы привели в заключительном разделе статьи для того, чтобы они были учтены теми исследователями, которые, возможно, продолжат работы в данной области. Мы также благодарны Н.С. Глушковой за подготовку иллюстраций к статье.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в соответствии с темами госзадания ИГГ УрО РАН (AAAA-A18-118053090044-1) и ГИН РАН (0135-2019-0043).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.П., Федоров Ю.Н., Маслов А.В. и др.* Состав и генезис отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.
- Амон Э.О., Алексеев В.П., Глебов А.Ф. и др.* Стратиграфия и палеогеография мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010. 257 с.
- Атлас и объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины в масштабе 1 : 5000000. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1976. 85 с.
- Беккер Ю.Р.* Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 160 с.
- Ватрушкина Е.В.* Верхнеюрско-нижнемеловые осадочные отложения Западной Чукотки. М.: ГЕОС, 2021. 170 с.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы / Отв. редакторы Б.С. Соколов, М.А. Федонкин. М.: Наука, 1985. 237 с.

- Водолазская В.П., Тетерин И.П., Кириллов В.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-40 — Пермь. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 497 с.
- Гордеев В.В. Геохимия системы река—море. М.: ИП Матушкина И.И., 2012. 452 с.
- Гордеев В.В. Глобальная роль маргинального фильтра океана // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всерос. литологического совещания. Т. I. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. С. 242—244.
- Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.
- Гордеев В.В., Лисицын А.П. Геохимическое взаимодействие пресноводной и морской гидросфер // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5—6. С. 721—744.
- 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.
- Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука, 2006. 360 с.
- Ехлаков Ю.А., Урюмов А.Н., Санфирова С.С. Новые данные о строении красноселькупской серии Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2012. № 7. С. 16—25.
- Карасева Т.В., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Особенности микроэлементного состава осадочных пород глубоких горизонтов скважины СГ-7 (Ен-Яхинская) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2016. № 5. С. 20—27.
- Лагутенкова Н.С., Чепикова И.К. Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М.: Наука, 1982. 110 с.
- Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735—747.
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 440 с.
- Маслов А.В. Безгодовская свита западного склона Среднего Урала: некоторые геохимические характеристики тонкозернистых терригенных пород // Ежегодник-2008. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 150—153.
- Маслов А.В. Индикаторы эндо- и экзосферных процессов в осадочных последовательностях и разрез верхнего докембрия Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 2020а. № 4. С. 309—336.
- Маслов А.В. К реконструкции категорий рек, сформировавших выполнение осадочных бассейнов рифея в области сочленения Восточно-Европейской платформы и современного Южного Урала // Известия вузов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 28—36.
- Маслов А.В. Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для отложений серебрянской и сыльвицкой серий венда (Средний Урал) // Литосфера. 2020б. Т. 20. № 6. С. 751—770.
- Маслов А.В. Литогеохимический облик отложений ашинской серии венда западного склона Южного Урала // Литосфера. 2014. № 1. С. 13—32.
- Маслов А.В. Литолого-фациальные особенности верхнерифейских отложений Южного Урала. Сообщение 2. Фации и палеогеография времени накопления терригенно-карбонатных комплексов верхней части зильмердакской свиты // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 3. С. 116—124.
- Маслов А.В. Литохимические особенности отложений различных макрофагий в нижнемезозойском разрезе Северо-Покачевского месторождения (Широтное Приобье) // Литология и геология горючих ископаемых. Екатеринбург: УГГУ, 2007. С. 172—178.
- Маслов А.В. Палеогеография позднего рифея Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 1. С. 76—85.
- Маслов А.В. Типы питающих провинций верхнедокембрийских отложений Волго-Уральской области // Вестник Пермского университета. Геология. 2020в. Т. 19. № 2. С. 101—110.
- Маслов А.В., Алексеев В.П. Особенности химического состава и РЗЭ-Th-Sc-систематика тонкозернистых терригенных пород нижнего мезозоя Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь) // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 2. С. 21—30.
- Маслов А.В., Алексеев В.П., Федоров Ю.Н. Верификация генетических реконструкций по литохимическим показателям для тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа-Югры. Т. 1. Ханты-Мансийск: НАЦ РН им. В.И. Шпильмана, 2007а. С. 246—253.
- Маслов А.В., Ишерская М.В. Обстановки накопления терригенных отложений верхнего венда Волго-Уральской области: старопетровская свита Шкаповско-Шиханской впадины // Литосфера. 2005. № 1. С. 41—69.
- Маслов А.В., Ишерская М.В., Ронкин Ю.Л. и др. Условия формирования вендских отложений Шкаповско-Шиханской впадины по данным изучения литогеохимических особенностей аргиллитов // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 3. С. 279—300.
- Маслов А.В., Козина Н.В., Шевченко В.П. и др. Систематика редкоземельных элементов в современных донных осадках Каспийского моря и устьевых зон рек Мира: опыт сопоставления // Докл. АН. 2017. Т. 475. № 2. С. 195—201.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Петров Г.А. и др. Некоторые геохимические особенности и условия образования тонкозернистых терригенных пород серебрянской и сыльвицкой серий Среднего Урала // Литосфера. 2007б. № 2. С. 3—28.
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Бадида Л.В., Крупенин М.Т. К реконструкции особенностей строения среднеуральской части Уральского орогена на начальной ста-

- дии его формирования по данным геохимии глинистых пород // Геохимия. 2021. Т. 66. № 5. С. 457–463.
- Маслов А.В., Мизенс Г.А., Бадида Л.В. и др. Литогеохимия терригенных ассоциаций южных впадин Предуральяского прогиба. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. 308 с.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Категории водосборно-источников тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей венда северной и восточной частей Восточно-Европейской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2021в. № 1. С. 3–27.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Метаалевропелиты раннего докембрия: РЗЭ-Th-систематика как ключ к реконструкции источников слагающей их тонкой алюмосиликокластики // Литология и полез. ископаемые. 2021б. № 3. С. 216–242.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Типы рек, питавших в рифее седиментационные бассейны юго-восточной окраины Сибирской платформы: эскиз реконструкции // Тихоокеан. геология. 2021а. Т. 40. № 4. С. 99–117.
- Маслов А.В., Шевченко В.П. Систематика редких земель и Th во взвеси и донных осадках устьевых зон разных категорий/классов рек Мира и ряда крупных рек Российской Арктики // Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 59–78.
- Мельничук О. Ю. Позднедевонская дельтовая система на восточном склоне Среднего Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 2018а. Т. 17. № 1. С. 18–32.
- Мельничук О.Ю. Устькодинская свита фамена восточного склона Среднего Урала: фациально-генетические реконструкции // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2018б. № 3. С. 8–16.
- Мельничук О.Ю. Фации проделты в составе позднедевонского дельтового конуса (восток Среднего Урала) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 19. Пермь: Изд-во ПГНИУ, 2016. С. 201–206.
- Мельничук О.Ю., Ряская А.Д. Особенности вещественного состава аргиллитов кодинской свиты (верхний девон, восток Среднего Урала) // Литосфера. 2017. Т. 17. № 3. С. 71–86.
- Наугольных С.В. Растения первых наземных экосистем // Вестник РАН. 2019. Т. 89. № 10. С. 1052–1061.
- Ронов А.Б. Общие тенденции эволюции состава земной коры, океана и атмосферы // Геохимия. 1964. № 8. С. 715–743.
- Ронов А.Б. Стратисфера, или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). М.: Наука, 1993. 144 с.
- Ронов А.Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли // Геохимия. 1972. № 2. С. 137–147.
- Снитко Г.П., Гай В.В., Суслов С.Б. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Пермская. Лист О-40-XI (Нововильвенский). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 164 с.
- Федоров Ю.Н., Маслов А.В., Алексеев В.П. и др. Систематика редкоземельных и ряда элементов-примесей в породах юры Северо-Покачевского месторождения (Широтное Приобье) // Горные ведомости. 2007. № 12. С. 24–37.
- Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 608 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Abre P., Cingolani C., Zimmermann U. et al. Provenance of Ordovician clastic sequences of the San Rafael Block (Central Argentina), with emphasis on the Ponón Trehué Formation // Gondwana Res. 2011. V. 19. P. 275–290.
- Abu El-Enen M.M. Geochemistry, provenance, and metamorphic evolution of Gabal Samra Neoproterozoic metapelites, Sinai, Egypt // J. Afr. Earth Sci. 2011. V. 59. P. 269–282.
- Acharyya S.K., Roy D.K., Mitra N.D. Stratigraphy and palaeontology of the Naga Hills Ophiolite Belt // Geol. Surv. India Memoirs. 1986. V. 119. P. 64–79.
- Armstrong-Altrin J.S., Nagarajan R., Madhavaraju J. et al. Geochemistry of the Jurassic and Upper Cretaceous shales from the Molango Region, Hidalgo, eastern Mexico: Implications for source-area weathering, provenance, and tectonic setting // C. R. Geoscience. 2013. V. 345. P. 185–202.
- Bayon G., Toucanne S., Skonieczny C. et al. Rare earth elements and neodymium isotopes in world river sediments revisited // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 170. P. 17–38.
- Bes de Berc S., Soula J.C., Baby P. et al. Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top-foredeep transition: Example of the eastern Ecuadorian Andes // Tectonophysics. 2005. V. 399. P. 351–380.
- Braccialli 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.J. Johnsson // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2007. V. 420. P. 73–93.
- Chakraborty T., Sarkar S. Evidence of lacustrine sedimentation in the Upper Permian Bijori Formation, Satpura Gondwana basin: Palaeogeographical and tectonic implications // J. Earth Syst. Sci. 2005. V. 114. P. 303–323.
- Chang K.H. A review on the stratigraphy and recent researches of the Cretaceous Gyeongsang Basin, Korea // Mesozoic Sedimentation, Igneous Activity and Mineralization in South Korea / Eds M.S. Jin, S.R. Lee, H.I. Choi, K.H. Park, S.M. Park, S.M. Koh, D.L. Cho. Daejeon: Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, 2002. P. 1–9.
- Condie K.C. Chemical composition and evolution of the uppercontinental 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.
- Corenblit D., Steiger J. Vegetation as a major conductor of geomorphic changes on the Earth surface: toward evolutionary geomorphology // *Earth Surf. Process. Landf.* 2009. V. 34. P. 891–896.
- Cotter E. The evolution of fluvial style, with special reference to the central Appalachian Palaeozoic // *Fluvial Sedimentology* / Ed. A.D. Miall // *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoirs*. 1978. V. 5. P. 361–384.
- Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // *Chem. Geol.* 2002. V. 191. P. 305–327.
- Cullers R.L. The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. // *Chem. Geol.* 1995. V. 123. P. 107–131.
- Davies N.S., Gibling M.R., Rygel M.C. Alluvial facies evolution during the Palaeozoic greening of the continents: case studies, conceptual models and modern analogues // *Sedimentology*. 2011. V. 58. P. 220–258.
- Davies S.J., Pickering K.T. Stratigraphic control on mud-rock chemistry, Kimmeridgian boulder bed succession, NE Scotland // *Chem. Geol.* 1999. V. 156. P. 5–23.
- Dott R.H.J. The importance of eolian abrasion in supermature quartz sandstones and the paradox of weathering on vegetation-free landscapes // *J. Geol.* 2003. V. 111. P. 387–405.
- Fedo C.M., Cooper J.D. Sedimentology and sequence stratigraphy of Neoproterozoic and Cambrian units across a craton-margin hinge zone, southeastern California, and implications for the early evolution of the Cordilleran margin // *Sediment. Geol.* 2001. V. 141–142. P. 501–522.
- Fralick P., Zaniwski K. Sedimentology of a wet, pre-vegetation floodplain assemblage // *Sedimentology*. 2012. V. 59. P. 1030–1049.
- Ganti V., Whittaker A.C., Lamb M.P., Fischer W.W. Low-gradient, single-threaded rivers prior to greening of the continents // *PNAS*. 2019. V. 116. No. 24. P. 11652–11657.
- Ghosh S.K., Chakraborty C., Chakraborty T. Combined tide and wave influence on sedimentation of Lower Gondwana coal measures of central India: Barakar Formation (Permian), Satpura basin // *J. Geol. Soc. Lond.* 2004. V. 161. P. 117–131.
- Ghosh S., Sarkar S. Geochemistry of Permo-Triassic mudstone of the Satpura Gondwana basin, central India: Clues for provenance // *Chem. Geol.* 2010. V. 277. P. 78–100.
- Ghosh P., Sarkar S., Maulik P. Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Denwa Formation, India // *Sediment. Geol.* 2006. V. 191. P. 3–36.
- Gibling M.R., Davies N.S., Falcon-Lang H.J. et al. Palaeozoic co-evolution of rivers and vegetation: a synthesis of current knowledge // *Proceedings of the Geologists' Association*. 2014. V. 125. P. 524–533.
- Gul M., Gurbuz K., Cronin B.T. Provenance of the northern part of the Kahramanmaraş Peripheral Foreland Basin (Miocene, S Turkey) // *J. Asian Earth Sci.* 2011. V. 40. P. 475–495.
- Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sediment. Res.* 1988. V. 58. P. 820–829.
- Ichaso A.A., Dalrymple R.W. Tide- and wave-generated fluid mud deposits in the Tijle Formation (Jurassic), offshore Norway // *Geology*. 2009. V. 37. P. 539–542.
- Ielpi A., Lapotre M.G.A. Biotic forcing militates against river meandering in the modern Bonneville Basin of Utah // *Sedimentology*. 2019. V. 66. P. 1896–1929.
- Ielpi A., Rainbird R.H., Ventra D., Ghinassi M. Morphometric convergence between Proterozoic and post-vegetation rivers // *Nature Communications*. 2017. V. 8. № 1. 15250. <https://doi.org/10.1038/ncomms15250>
- Imchen W., Thong G.T., Pongen T. Provenance, tectonic setting and age of the sediments of the Upper Disang Formation in the Phek District, Nagaland // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 88. P. 11–27.
- Karadag M.M. Geochemistry, provenance and tectonic setting of the Late Cambrian–Early Ordovician Seydisehir Formation in the Caltepe and Fele areas, SE Turkey // *Chemie der Erde*. 2014. V. 74. P. 205–224.
- Keller C., Wood B. Possibility of chemical weathering before the advent of vascular land plants // *Nature*. 1993. V. 364. P. 223–225.
- Kennedy M.J., Droser M.L. Early Cambrian metazoans in fluvial environments, evidence of the non-marine Cambrian radiation // *Geology*. 2011. V. 39. P. 583–586.
- Lee Y.I. Geochemistry of shales of the Upper Cretaceous Hayang Group, SE Korea: Implications for provenance and source weathering at an active continental margin // *Sediment. Geol.* 2009. V. 215. P. 1–12.
- Lee Y.I. Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic–early Mesozoic mudrocks of the Pyeongan Supergroup, Korea // *Sediment. Geol.* 2002. V. 149. P. 219–235.
- Lentz D.R. (Ed.) Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: evolutionary considerations to mineral deposit-forming environments. Text 4. *Geol. Ass. Canada*, 2003. 192 p.
- Long D.G.F. Architecture and depositional style of fluvial systems before land plants: a comparison of Precambrian, early Paleozoic modern river deposits // *From River to Rock Record: The Preservation of Fluvial Sediments and their Subsequent Interpretation* / Eds S.K. Davidson, S. Leleu, C.P. North // *SEPM Spec. Publ.* 2011. V. 97. P. 37–61.
- Marconato A., Almeida R.P., Turra B.B., Fragoso-Cesar A.R.S. Prevegetation fluvial floodplains and channel-belts in the Late Neoproterozoic–Cambrian Santa Bárbara group (Southern Brazil) // *Sediment. Geol.* 2014. V. 300. P. 49–61.
- Maulik P.K., Chakraborty C., Ghosh P., Rudra D. Meso- and macro-scale architecture of a Triassic fluvial succession: Denwa formation, Satpura Gondwana basin, Madhya Pradesh // *J. Geol. Soc. India*. 2000. V. 56. P. 489–504.
- McLennan S.M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes //

- Geochemistry and mineralogy of rare earth elements / Eds B.R. Lipin, G.A. McKay // *Rev. Mineral. Geochem.* 1989. V. 21. P. 169–200.
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 2015–2050.
- Nesbitt H.W. Mobility and fractionation of rare elements during weathering of a granodiorite // *Nature.* 1979. V. 279. P. 206–210.
- Nyakairu G.W.A., Koeberl C. Mineralogical and chemical composition and distribution of rare earth elements in clay-rich sediments from central Uganda // *Geochem. J.* 2001. V. 35. P. 13–28.
- Ohmoto H. Evidence in pre-2.2 Ga paleosols for the early evolution of atmospheric oxygen and terrestrial biota // *Geology.* 1996. V. 24. P. 1135–1138.
- Okunlola O.A., Idowu O. The geochemistry of claystone-shale deposits from the Maastrichtian Patti formation, Southern Bida basin, Nigeria // *Earth Sci. Res. SJ.* 2012. V. 16. P. 57–67.
- Olariu C., Steel R.J., Petter A.L. Delta front hyperpycnal bed geometry and implications for reservoir modeling: Cretaceous Panther Tongue delta, Book Cliffs, Utah // *AAPG Bull.* 2010. V. 94. P. 819–845.
- Panahi A., Young G.M. A geochemical investigation into the provenance of the Neoproterozoic Port Askaig Tillite, Dalradian Supergroup, western Scotland // *Precambrian Res.* 1997. V. 85. P. 81–96.
- Perri F., Critelli S., Mongelli G., Cullers R.L. Sedimentary evolution of the Mesozoic continental redbeds using geochemical and mineralogical tools: the case of Upper Triassic to Lowermost Jurassic Monte di Gioiosa mudrocks (Sicily, southern Italy) // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*. 2011. V. 100. P. 1569–1587.
- Rainbird R.H., Young G.M. Colossal rivers, massive mountains and supercontinents // *Earth.* 2009. V. 54. P. 52–61.
- Ray S., Chakraborty T. Lower Gondwana fluvial succession of the Pench–Kanhana valley, India: stratigraphic architecture and depositional controls // *Sediment. Geol.* 2002. V. 151. P. 243–271.
- Roddaz M., Christophoul F., Burgos Zambrano J.D. et al. Provenance of Late Oligocene to Quaternary sediments of the Ecuadorian Amazonian foreland basin as inferred from major and trace element geochemistry and Nd-Sr isotopic composition // *J. South Am. Earth Sci.* 2012. V. 37. P. 136–153.
- Roddaz M., Hermoza W., Mora A. et al. Cenozoic Sedimentary Evolution of the Amazonian Foreland Basin System, Amazonia // *Landscape and Species Evolution: A Look into the Past* / Eds C. Hoorn, F.P. Wesselingh. Wiley-Blackwell Publishing Ltd, 2010. P. 61–88.
- Santos M.G.M., Mountney N.P., Peakall J. Tectonic and environmental controls on Palaeozoic fluvial environments: reassessing the impacts of early land plants on sedimentation // *J. Geol. Soc.* 2016. V. 174. P. 393–404.
- Santos M.G.M., Owen G. Heterolithic meandering-channel deposits from the Neoproterozoic of NW Scotland: Implications for palaeogeographic reconstructions of Precambrian sedimentary environments // *Precambrian Res.* 2016. V. 272. P. 226–243.
- Schoenborn W.A., Fedo C.M. Provenance and paleoweathering reconstruction of the Neoproterozoic Johnnie Formation, southeastern California // *Chem. Geol.* 2011. V. 285. P. 231–255.
- Schwartzman D.W., Volk T. Biotic enhancement of weathering and the habitability of Earth // *Nature.* 1989. V. 340. P. 457–460.
- Schumm S.A. Speculations concerning the palaeo-hydraulic controls of terrestrial sedimentation // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1968. V. 79. P. 1573–1588.
- Song Y., Liu Z., Meng Q., Wang Y. et al. Petrography and geochemistry characteristics of the lower Cretaceous Muling Formation from the Laoheishan Basin, Northeast China: implications for provenance and tectonic setting // *Miner. Petrol.* 2017. V. 111. P. 383–397.
- Summa C.L. Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic controls of a mixed carbonate-siliciclastic succession: Neoproterozoic Johnnie Formation, southeast California / PhD. Dissertation. Massachusetts: Institute of Technology, 1993. 616 p.
- Talling P.J., Masson D.G., Sumner E.J., Malgesini G. Subaqueous sediment density flows: depositional processes and deposit types // *Sedimentology.* 2012. V. 59. P. 1937–2003.
- Tao H., Sun S., Wang Q., Yang X., Jiang L. Petrography and geochemistry of Lower Carboniferous greywacke and mudstones in Northeast Junggar, China: Implications for provenance, source weathering, and tectonic setting // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 87. P. 11–25.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Ugidos J.M., Valladares M.I., Recio C. et al. Provenance of Upper Precambrian-Lower Cambrian shales in the Central Iberian Zone, Spain: evidence from a chemical and isotopic study // *Chem. Geol.* 1997. V. 136. P. 55–70.
- Valladares M.I. Siliciclastic-carbonate slope apron in an immature tensional margin (Upper Precambrian-Lower Cambrian), Central Iberian Zone, Salamanca, Spain // *Sediment. Geol.* 1995. V. 94. P. 165–186.
- Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // *Chem. Geol.* 2013. V. 355. P. 117–133.
- Winston D. Fluvial systems of the Precambrian Belt Supergroup, Montana and Idaho // *Fluvial Sedimentology* / Ed. A.D. Miall // *Canadian Soc. Petrol. Geol. Memoirs.* 1978. V. 5. P. 343–359.
- Yan Y., Xia B., Lin G. et al. Geochemistry of the sedimentary rocks from the Nanxiong Basin, South China and implications for provenance, paleoenvironment and paleoclimate at the K/T boundary // *Sediment. Geol.* 2007. V. 197. P. 127–140.
- Yan Z., Wang Z., Wang T. et al. Provenance and tectonic setting of clastic deposits in the Devonian Xicheng basin, Qinling orogen, Central China // *J. Sediment. Res.* 2006. V. 76. P. 557–574.

Are There Restrictions Related to the Land Plants Appearance for Reconstruction of the Different River's Categories?

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

¹*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, acad. Vonsovsky str., 15, Yekaterinburg, 620110 Russia*

²*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: amas2004@mail.ru*

***e-mail: o.u.melnichuk@mail.ru*

The article analyzes the position of the mudrock data points (points of individual and average samples) of almost 40 sedimentary sequences of the Neoproterozoic-Ordovician (the era of the absence of land plants) and the Devonian-Holocene (the time of the emergence and widespread distribution of land plants, the “green era”) on the diagrams $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$, $(La/Yb)_N - (Eu/Sm)_N$ and $(La/Yb)_N - Th$ with classification fields of silty-pelitic particulate matter of estuarine parts of different modern rivers categories. No fundamental differences between the rivers of the “green era” and the pre-Silurian rivers have been revealed in this material. This suggest (in combination with other data) that in the absence of terrestrial vegetation (and not only in the Neoproterozoic–Ordovician), the categories of rivers that drained catchments of different square and composition and transported fine-grained particulate material to the shelf zones were not fundamentally different from those at present.

Keywords: river's categories that drained catchments of different square and composition, Neoproterozoic, Phanerozoic, mudrocks, Th- and REE systematics.