

УДК 551.72,552.1+552.5

## ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА СЕВЕРА ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

© 2022 г. А. В. Маслов<sup>а, \*</sup>, В. Н. Подковыров<sup>б</sup>, В. П. Ковач<sup>б</sup>, Н. Ю. Загорная<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Геологический институт РАН,

Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

<sup>б</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,  
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

\*e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 02.04.2021 г.

После доработки 16.04.2021 г.

Принята к публикации 29.04.2022 г.

Представлены результаты анализа лито- и изотопно-геохимических индикаторов состава палеоводосборов, палеоклимата и палеобиопродуктивности в породах мариинско-нохтуйского интервала (верхний рифей?–венд–нижний кембрий) севера Патомского нагорья (Лено-Жуинский район). Установлено, что значения Th/Sc, Th/Co и (La/Yb)<sub>N</sub> в тонкозернистых обломочных/глинистых породах и возраст обломочных цирконов в песчаниках мариинско-баракунского интервала и вышележащих отложениях различны. Это указывает на появление в прединское или уринское время новых комплексов пород-источников тонкой алюмосиликокластики, и согласуется с выводами предшествующих исследований. Существенное повышение величин  $\epsilon_{Nd}(t)$  и уменьшение Nd модельных возрастов фиксируется в подошве никольской свиты и прослеживается вверх по разрезу вплоть до раннего кембрия. Основываясь на геохимических данных по осадкам крупных современных рек, можно предполагать, что палеоводосборы венда и начала кембрия были сложены породами, испытавшими влияние гумидного субтропического и тропического климата. Отсутствие выраженной отрицательной корреляции между величиной EF<sub>p</sub> (степень обогащения фосфором) и соотношениями ряда редких и рассеянных элементов, отражающими состав пород на палеоводосборах, и, предположительно, тип осадочного бассейна, позволяет думать, что между уровнем биопродуктивности бассейнов и геодинамическими обстановками венда взаимосвязи, скорее всего, не было.

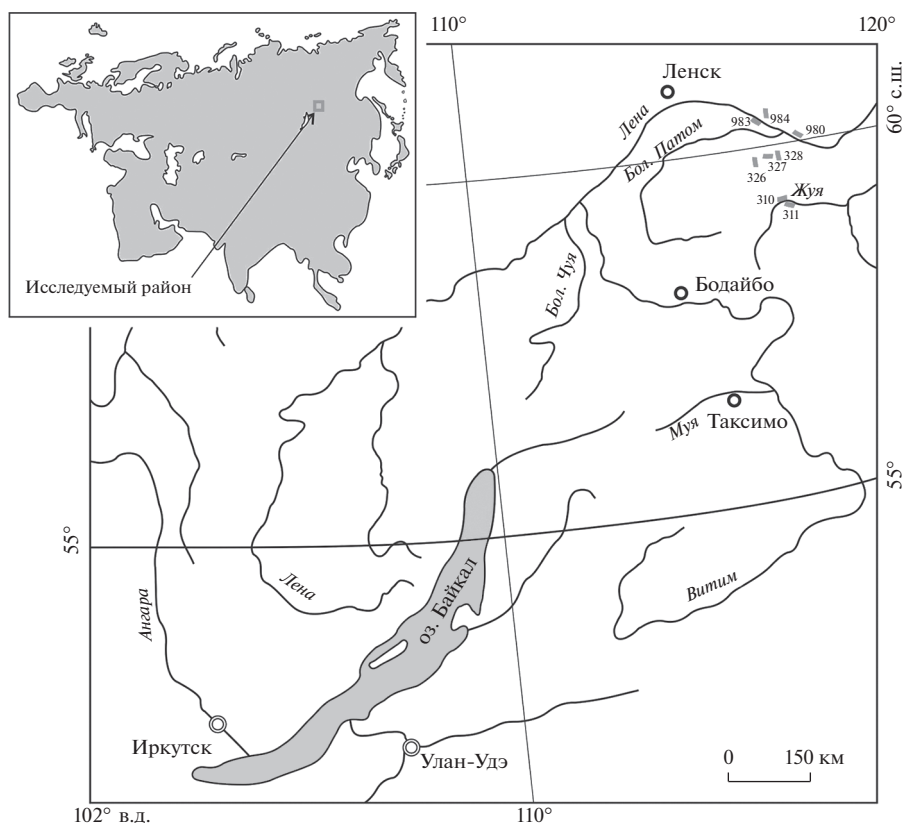
*Ключевые слова:* север Патомского нагорья, венд, тонкозернистые обломочные/глинистые породы, состав палеоводосборов, палеоклимат, палеобиопродуктивность.

DOI: 10.31857/S0024497X22050056

Опорный разрез венда юга Средней Сибири (дальнетайгинская, жуинская и трехверстная серии Уринского поднятия) по своим био- и хемотрастиграфическим характеристикам стоит в одном ряду с ключевыми разрезами эдиакария мира [Покровский и др., 2006а, 2006б; Воробьева и др., 2008; Чумаков и др., 2007, 2011, 2013; Чумаков, 2015; Покровский, Буякайте, 2015; Воробьева, Петров, 2020; Петров, Покровский, 2020; Рудько и др., 2017, 2020 и др.]. Существенные успехи достигнуты в последние годы в создании детальных седиментологических моделей формирования осадочных последовательностей венда названного региона [Петров, 2018а, 2018б и др.], исследований лито- и изотопно-геохимических особенностей слагающих их терригенных пород [Подковыров и др., 2015, 2018; Котова, Подковыров, 2016; Чугаев и др., 2017, 2018, 2019а, 2019б и др.], а также установлении, (по данным изучения об-

ломочных цирконов и Sm-Nd систематики глинистых пород) положения и возраста комплексов пород питающих провинций [Powerman et al., 2015; Чугаев и др., 2017, 2018; Palenova et al., 2019 и др.].

Предлагаемые в рамках этих исследований модели, будучи тщательно проработанными и обоснованными большим количеством современного аналитического материала, нуждаются, тем не менее, в верификации и детализации независимыми методами, к числу которых относятся и методы литогеохимические [Юдович, Кетрис, 2000 и др.; Маслов, 2005; Маслов и др., 2018 и др.]. Ниже мы кратко рассмотрим возможности этих методов для анализа результатов палеоклиматических реконструкций, исследований палеопродуктивности осадочных бассейнов (хотя в этом направлении уже сделано многое нами и до нас), выяснения состава и характера эволюции ком-



**Рис. 1.** Обзорные схемы расположения района исследований и опробованных разрезов (объяснения см. в тексте). Географическая основа – по [Станевич и др., 2007] с изменениями.

плексов пород питающих провинций, поставлявших тонкую алюмосиликокластику в область осадконакопления, существовавшую в венде в северной части (в современных координатах) Патомского нагорья.

### ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА СЕВЕРА ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

Вендские отложения северной части Патомского нагорья (рис. 1) объединяют, по современным представлениям, три крупные осадочные серии – дальнетайгинскую (большепатомская, баракунская, уринская и каланчевская свиты), жуинскую (никольская и ченченская свиты) и трехверстную (жербинская и тинновская свиты) [Чумаков и др., 2013 и ссылки там; Петров, 2018а, 2018б; Петров, Покровский, 2020 и др.]. Этот осадочный комплекс с размывом залегает на породах мариинской свиты<sup>1</sup> баллаганахской серии верхнего (?) рифея (рис. 2). Породы завершающей

<sup>1</sup> Мариинская свита (до 250 м) объединяет пакеты и пачки чередования песчаных известняков, мергелей, полевошпато-кварцевых песчаников и низкоуглеродистых глинистых сланцев [Стратиграфия ..., 2005; Подковыров, Котова, 2018]. Накопление отложений происходило, по всей видимости, в мелководном морском бассейне.

трехверстную серию тинновской свиты с небольшим размывом перекрыты отложениями нижнего кембрия (нохтуйская свита) [Хоментовский и др., 2004; Чумаков и др., 2013]. По мнению авторов публикации [Чумаков и др., 2013, с. 38], трехверстную серию “целесообразно ... ввести” в состав патомского комплекса, который в итоге будет включать баллаганахскую, дальнетайгинскую, жуинскую и трехверстную серии.

Большепатомская свита (450–470 м) сложена преимущественно массивными и слоистыми диамиктитамы, градационно- и реже косослоистыми песчаниками и тонкослоистыми алевролитами, содержащими друпстоуны и тилловые пеллеты. В верхней части свиты можно видеть прослои и линзы обломочных известняков и доломитов. Состав друпстоунов и ориентировка косой слоистости в песчаниках указывают на поступление обломочного материала со стороны Сибирской платформы. Источниками его являлись как кристаллические породы фундамента платформы, так и подстилающие образования [Чумаков, Красильников, 1991; Чумаков и др., 2013 и ссылки там].

Баракунская свита (1100–1200 м) объединяет пачки переслаивания известняков, карбонатно-глинистых и глинистых сланцев. В пределах

Уринского поднятия свита может быть расчленена на три подсвиты: нижняя и верхняя в основном сложены известняками, а в средней преобладают алевролитистые сланцы с тонкими прослоями черных плитчатых и доломитистых известняков, линзами известняковых конглобрекчий. Встречаются также прослои известковистых песчаников [Иванов и др., 1995; Чумаков и др., 2013; Подковыров, Котова, 2018]. В основании свиты присутствует пласт светло-серых “венчающих доломитов” (cap dolomite). Их видимая мощность составляет около 5 м [Петров, 2018a].

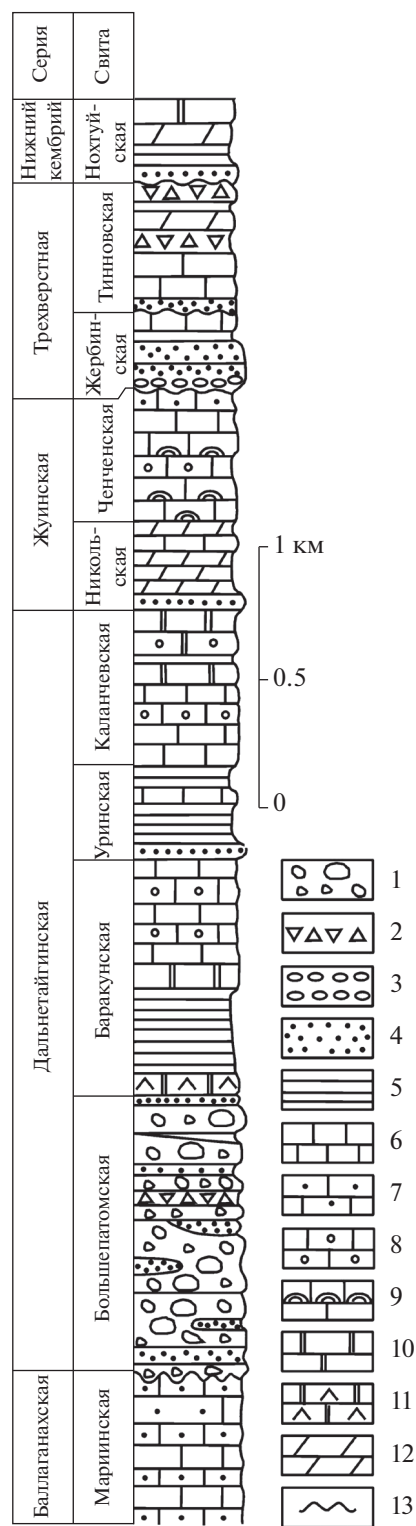
На породах баракунской свиты согласно залегают отложения уринской свиты (450–500 м), представленной в основном алевролитами и аргиллитами, среди которых присутствуют прослои и пачки карбонатных пород [Чумаков и др., 2013 и ссылки там].

Завершающая разрез дальнетайгинской серии каланчевская свита (до 500 м) сложена преимущественно карбонатными породами (внизу – строматолитовые, микрофитолитовые и оолитовые известняки, сверху – серые и желтовато-серые доломиты и черные известняки со строматолитами). В нижней части свиты присутствуют прослои алевролитов.

В нижней части никольской свиты (120–360 м) в ряде разрезов наблюдается пачка (50–80 м) серых полимиктовых и полевошпато-кварцевых песчаников и алевролитов, в основании которой присутствуют косослоистые грубозернистые и гравийные песчаники, а также маломощные карбонатные брекчии с ожелезненным песчаным матриксом. В некоторых случаях песчаники выклиниваются, и в основании свиты залегает маломощный прослой глинистых гравелитов [Чумаков и др., 2013 и ссылки там]. Выше присутствуют пакеты и пачки переслаивания пестроцветных алевролитов и мергелей, а также серых и розовато-серых известняков. По результатам анализа Sr- и C-изотопных данных, предполагается существование длительного (десятки миллионов лет) перерыва между временем накопления отложений дальнетайгинской и жуинской серий [Рудько и др., 2020].

Ченченская свита (400–1200 м) сложена в основном известняками и подразделяется на две подсвиты: нижняя представлена строматолитовыми, микритовыми, обломочными и оолитовыми известняками, верхняя – оолитовыми, строматолитовыми и обломочными известняками с примесью алевроитового и песчаного материала, известковистые песчаники, гравелиты и линзы доломитов присутствуют в верхней части этой подсвиты.

Жербинская свита, с которой начинается разрез трехверстной серии (до 350 м), залегает на породах ченченской свиты со значительным пере-



**Рис. 2.** Сводная стратиграфическая колонка исследованного разреза, по [Воробьева и др., 2008] с изменениями и упрощениями.  
 1 – ледниковые отложения; 2 – карбонатные брекчии; 3 – конгломераты; 4 – песчаники; 5 – глинистые сланцы; 6 – известняки; 7 – песчанистые известняки; 8 – оолитовые известняки; 9 – строматолитовые известняки; 10 – доломиты; 11 – венчающие доломиты; 12 – мергели; 13 – несогласия.

рывом [Pelechaty, 1998; Хоментовский и др., 2004; Чумаков и др., 2013]. В наиболее полных разрезах свита расчленяется на три толщи. В основании нижней толщи присутствуют конгломераты с доломитовой галькой, выше залегают глауконит-кварцевые песчаники, кварцевые гравелиты и алевролиты. Средняя толща образована пачками переслаивания глинистых сланцев и песчаников, среди которых присутствуют прослой битуминозных известняков. Верхняя толща объединяет черные сильно битуминозные известняки с тонкими прослоями известковистых глинистых сланцев и пачки переслаивания пестроцветных мергелей, алевролитов, глинистых доломитов, битуминозных известняков и карбонатно-глинистых сланцев.

Тинновская свита (220–330 м) сложена в основании грубозернистыми песчаниками и гравелитами, залегающими на закарстованной поверхности карбонатных пород жербинской свиты [Pelechaty, 1998; Хоментовский и др., 2004; Чумаков и др., 2013]. Они сменяются битуминозными брекчированными глинистыми известняками и доломитами, содержащими прослой углеродистых карбонатных аргиллитов и алевролитов, а также единичные пласты известняков и доломитов.

Нохтуйская свита (550–600 м) нижнего кембрия залегают на тинновской свите со следами небольшого перерыва [Хоментовский и др., 2004; Шибина и др., 2012]. В нижней части свиты наблюдается переслаивание пестроцветных аргиллитов, песчаников, мергелей и строматолитовых доломитов; верхняя часть сложена в основном массивными пелитоморфными и, реже, оолитовыми известняками.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

### *Минеральный состав глинистых пород*

По данным П.Ю. Петрова [2018а], глинистый матрикс алевроаргиллитов баракунской свиты состоит из иллита и хлорита. Содержание алевритового материала в алевроаргиллитах 30–60%, соотношение в них кварца и полевых шпатов изменяется от 4 до 9. Алевроаргиллиты уринской свиты, по данным рентгеноструктурного анализа, сложены мусковитом, хлоритом, кварцем и биотитом, с варьирующей примесью альбита, пирита, органического вещества, рудных минералов, апатита и сфена [Подковыров, Котова, 2018]. Доля алевритовой фракции в них изменяется от 20 до 70%, а количество тонкозернистого песчаного материала не превышает 4% [Петров, 2018б]. Глинистая составляющая алевроаргиллитов представлена иллитом и хлоритом в равных количествах [Петров, 2018б]. Минеральный состав глинистых пород никольской свиты отличается от алевроаргиллитов уринской свиты несколько

меньшим содержанием органического вещества и пирита [Подковыров и др., 2015]. Важно подчеркнуть, что тонкозернистые обломочные породы большинства литостратиграфических подразделений венда севера Патомского нагорья содержат то или иное количество карбонатной примеси, что существенно затрудняет интерпретацию результатов литогеохимических исследований.

### *Обстановки осаконания*

Преобладание в разрезах большепатомской свиты массивных и слоистых диамиктитов, присутствие обломков эратических/кристаллических пород, а также дробстоунов и валунов со специфической “ледниковой” штриховкой дает основание считать, что базальные отложения дальнетайгинской серии имеют марино-гляциальный генезис [Чумаков и др., 2013]. Накопление отложений в начале баракунского времени происходило в мелководных сублиторальных обстановках, при избытке поступающих в область осадконакопления продуктов ледниковой абразии [Петров, 2018б]. По данным [Немеров, Станевич, 2001; Станевич и др., 2007; Подковыров и др., 2015; Подковыров, Котова, 2018], отложения уринской свиты формировались в условиях нижней литорали морского бассейна, с эпизодами застойного аноксического (бескислородного) режима.

Детальные исследования фациальной структуры постбольшепатомских отложений позволили показать, что они образуют крупный трансгрессивно-регрессивный цикл [Чумаков и др., 2007; Петров, 2018б; Петров, Покровский, 2020]. В его составе выделены две секвенции. Первая, трансгрессивная, соответствует баракунской свите, вторая, регрессивная – уринской и каланчевской свитам. Значительная часть отложений всей этой последовательности накапливалась в глубоководных частях гомоклинальных рампов [Петров, 2018б; Петров, Покровский, 2020]. На раннем этапе формирования баракунской последовательности наблюдается быстрый переход от перигляциально-шельфовых обстановок к обстановкам нижней сублиторали силикокластического шельфа, а затем дистальной части терригенно-карбонатного шельфа [Петров, 2018а, 2018б]. На фоне развития рамповой структуры широкое распространение в бассейне имели склоновые деформации и оползневые течения, а во фронтальной зоне каланчевской карбонатной платформы формировались крупные олистостромы.

Отложения карбонатной платформы каланчевского времени в основном представлены тонкозернистыми, пеллоидными и оидными карбонатными породами с прослоями микробиолитов [Петров, 2018б]. Увеличение вверх по разрезу размерности обломочного материала, появление ло-

кальных размывов и признаков карстовых процессов в самой верхней части каланчевской свиты указывают на формирование карбонатной платформы на фоне прогрессирующего обмеления. На заключительной стадии эволюции бассейна в области осадконакопления существовало сложное мозаичное распределение крайне мелководных терригенных прибрежно-континентальных и карбонатных прибрежно-морских фаций [Петров, 2018б]. Завершается дальнетайгинское время быстрым падением уровня моря, приведшим, по всей видимости, к осушению всей акватории [Петров, 2018а, 2018б; Воробьева, Петров, 2020].

Разрез никольской свиты рассматривается как трансгрессивная последовательность, в которой отложения прибрежных обстановок с высокой гидродинамической активностью сменяются с течением времени глинисто-карбонатными осадками спокойных зон нижней сублиторали [Подковыров и др., 2015; Подковыров, Котова, 2018]. Ченченская свита объединяет в основном отложения мелководно-морского шельфа [Подковыров, Котова, 2018]. Отложения жербинской и тинновской свит формировались в мелководно-морском бассейне с активной гидродинамикой (лагунные и супралиторальные фации) и осушением территории перед накоплением жербинской свиты. В локальных депрессиях этого времени иногда возникали застойные обстановки [Подковыров и др., 2018].

#### *Литогеохимические исследования*

Общие литогеохимические особенности терригенных пород венда, а также подстилающих отложений рассмотрены в ряде публикаций В.Н. Подковырова с соавторами [Котова, Подковыров, 2016; Подковыров и др., 2018; Подковыров, Котова, 2018]. Установлено, что по соотношению щелочей практически все песчаники относятся к натровой серии ( $K_2O/Na_2O < 1$ ), а большинство алевроаргиллитов — к калиевой ( $K_2O/Na_2O > 1$ ). При этом составы терригенных пород мариинской и большепатомской свит отличаются от пород уринской и никольской свит более низкой меланократовостью ( $Fe_2O_3 + MgO$ ), варьирующим содержанием  $TiO_2$  и преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$ . Алевроаргиллиты уринской и каланчевской свит характеризуются повышенной титанистостью и магнезиальностью (до 7 мас. %  $MgO$ ) [Подковыров и др., 2018]. Тонкозернистые обломочные породы жербинской свиты имеют  $Mg$ - $Fe$  специализацию и склонны к проявлению калиевой щелочности. Терригенные породы нижней части изученного разреза являются в целом слабокарбонатными ( $CaO < 2.0$  мас. %). К относительно более карбонатным разностям ( $CaO$

2.0–3.5 мас. %) относятся алевролиты никольской свиты и песчаники уринской свиты. Особенностью пород уринской свиты является повышенное содержание  $P_2O_5$  (0.18–0.56 мас. %) [Подковыров, Котова, 2018]. Алевроаргиллиты характеризуются величинами  $K_2O/Al_2O_3$  преимущественно литогенного материала, т.е. прошедшего более чем один цикл седиментации [Подковыров и др., 2015]. Состав алюмосиликатной примеси в карбонатных породах тинновской свиты соответствует калиевым пелитам и алевролитам с повышенными магнезиальностью (до 10 мас. %  $MgO$ ) и железистостью (до 12 мас. %  $Fe_2O_3^*$ ).

На диаграмме  $K_2O/Na_2O-SiO_2$  [Roser, Korsch, 1986] фигуративные точки алевроаргиллитов патомского комплекса локализованы в области составов, типичных для обстановок активных континентальных окраин [Подковыров, Котова, 2018]. Составы песчаников, за исключением большепатомской свиты, имеют такую же природу. Исходя из свойственных терригенным породам значений  $La/Sc$  и  $Th/Co$ , сделан вывод, что они сложены продуктами размыва кислых источников сноса. Более низкие величины  $La/Sc$ ,  $Th/Co$  и  $Th/Sc$ , характерные для уринской и никольской свит, указывают на несколько меньшую геохимическую зрелость пород, служивших источниками силикокластиков для отложений вышеназванных свит [Подковыров, Котова, 2018]. Соотношение  $Th$ ,  $Sc$  и  $Zr$  в алевролитах мариинской, большепатомской, уринской и никольской свит показывает, что обломочный материала поступал из широкого спектра обстановок активных континентальных окраин, океанических и континентальных островных дуг [Подковыров, Котова, 2018].

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в терригенных породах мариинской и большепатомской свит идентичное [Подковыров, Котова, 2018]. В области легких лантаноидов (ЛРЗЭ) обнаруживается сходство со средним постархейским австралийским глинистым сланцем (РААС, [Taylor, McLennan, 1985]), но отмечается относительное обеднение тяжелыми лантаноидами. Спектры распределения РЗЭ в породах уринской свиты отличаются от РААС в области легких лантаноидов, но аналогичны в области тяжелых РЗЭ. Это позволяет предполагать, что терригенные породы уринской свиты имели единый источник сноса в отличие от отложений мариинской и большепатомской свит. Алевролиты никольской свиты однородны по составу и характеру распределения РЗЭ и наиболее близки к РААС [Подковыров, Котова, 2018].

В целом, по результатам предшествующих литогеохимических исследований сделан вывод о том, что основными источниками алюмосиликокластиков при формировании отложений мариин-

ской, баракунской, уринской и каланчевской свит являлись породы кристаллического фундамента Сибирской платформы [Подковыров и др., 2015].

Повышенные, по сравнению с подстилающими отложениями, содержания Mn, Co, Ni, Zn, Cu и ряда других элементов в породах валюхтинской и хомолхинской свит (аналоги уринской и каланчевской свит в Бодайбинском антиклинории) указывают на разрушение во время их накопления вулканоплутонических ассоциаций Байкало-Муйского террейна [Чугаев и др., 2018].

Авторами работы [Чугаев и др., 2019а] установлено “утяжеление” вверх по разрезу верхней части венда (улунтуйская, никольская и ченченская свиты) изотопного состава U карбонатных пород. Вместе с изотопно-геохимическими особенностями терригенных пород [Чугаев и др., 2019б] это может свидетельствовать о возникновении в палеобассейне во второй половине венда восстановительных условий.

#### *Источники обломочного материала*

В диамиктитах большепатовской свиты преобладают фрагменты известняков, сходных с теми, которые слагают разрезы подстилающей мариинской свиты. Подчиненную роль играют гальки и мелкие валуны гранитов и кварца, а также гнейсов и метапесчаников, которые рассматриваются как продукты разрушения пород фундамента Сибирской платформы [Подковыров, Котова, 2018]. На разнообразие источников сноса во время формирования отложений большепатовской свиты указывает и присутствие в диамиктитах нескольких групп дробстоунов с различными величинами  $\delta^{13}\text{C}$  [Чумаков и др., 2013 и ссылки там].

Обломочные цирконы, присутствующие в терригенных породах мариинской свиты, имеют возраст от 3410 до 1367 млн лет [Powerman et al., 2015]. В песчаниках большепатовской свиты установлены обломочные цирконы с возрастными от 3200 до 1831 млн лет [Чумаков и др., 2013; Powerman et al., 2015]. Песчаники баракунской свиты содержат кристаллы с возрастными в интервале 3112...2457 млн лет [Powerman et al., 2015]. Аналоги уринской свиты в Бодайбинском прогибе – породы хомолхинской свиты содержат обломочный циркон с возрастными зерен от 2521 до 613 млн лет [Palenova et al., 2019]. Обломочные породы никольской свиты включают зерна циркона с возрастными от ~2950 до 647 млн лет [Чумаков и др., 2011]. В жербинской свите диапазон возраста обломочного циркона составляет 2900...534 млн лет, и преобладают кристаллы неопротерозойского возраста [Чумаков и др., 2011; Powerman et al., 2015]. Считается, что последние поступали в об-

ласть осадконакопления с юга (в современных координатах) [Powerman et al., 2015], тогда как источником обломочного циркона довалюхтинских/доуринских отложений выступали породы кристаллического фундамента Сибирской платформы [Чумаков и др., 2011, 2013; Powerman et al., 2015; Palenova et al., 2019].

Терригенные породы большей части дальне-тайгинской серии характеризуются величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  от  $-19.4$  до  $-16.3$  [Чугаев и др., 2017, 2018]. Близкие величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  ( $-21.3...-18.8$ ) приведены в работе [Подковыров, Котова, 2018]. Эти данные свидетельствуют, что формирование отложений нижней части венда Байкало-Патомского пояса происходило главным образом за счет разрушения раннепротерозойской коры Сибирского кратона. Начиная с хомолхинской (валюхтинской) свиты, наблюдается резкое уменьшение значений  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  (до  $-8.3...-2.0$ ), что отвечает смене геодинамических обстановок пассивной континентальной окраины на обстановки форландового бассейна, и началу поступления в область осадконакопления продуктов разрушения ювенильной неопротерозойской коры из Байкало-Муйского пояса [Чугаев и др., 2017, 2018]. Этот вывод подтверждается и сменой снизу вверх по разрезу высоких величин отношения  $\text{Zr}/\text{Sr}$  ( $3.4...22$ ) более низкими ( $<2.4$ ) [Чугаев и др., 2017].

#### *Палеоклиматические обстановки*

Величины одного из основных палеоклиматических индикаторов – индекса химического зменения (CIA, [Nesbitt, Young, 1982]) – для терригенных пород мариинской свиты составляют от 55 до 65–69 [Подковыров и др., 2018]. Величина CIA для аргиллитов из разреза большепатовской свиты варьирует от 65 до 75. Породы баракунской и валюхтинской (уринской + каланчевской) свит сложены, по всей видимости, материалом кор выветривания умеренного гумидного климата (CIA = 65–82) [Подковыров и др., 2015]. Тонкозернистые обломочные породы никольской и ченченской свит характеризуются различными значениями CIA, соответственно, 55–65 и 63–91 [Подковыров и др., 2015; Котова, Подковыров, 2016]. Отложения трехверстной серии формировались в обстановках умеренного семигумидного (жербинская свита, CIA = 74–80) и более сухого семиаридного климата (тинновская свита, CIA = 75–85) [Подковыров и др., 2018].

По представлениям авторов работ [Петров, 2018б; Воробьева, Петров, 2020], до половины алевритового материала в породах уринской свиты имеет эоловое происхождение. Предполагается, что формирование такого объема алевритовой кластики обусловлено деятельностью континентальных ледников. Подтверждение этой ориги-

нальной гипотезы авторы видят в том, что заметная доля алевритовой фракции представлена зернами плагиоклазов, что исключает существование на палеоводосборах уринского времени кор глубокого химического выветривания — продуктов жаркого гумидного климата. Скорее всего, по мнению П.Ю. Петрова [2018б], в уринское время в областях питания существовал умеренно холодный аридный/семиаридный климат. Эоловая активность рассматривается и как причина высокой биопродуктивности постледниковых бассейнов дальнетайгинского времени.

### *Геодинамические обстановки*

Геодинамические обстановки накопления рассматриваемых нами образований трактуются по-разному. Ряд авторов считает, что формирование отложений дальнетайгинской и подстилающей ее баллаганаской серий происходило в обстановках пассивной континентальной окраины Сибирского кратона [Хоментовский, Постников, 2001; Чумаков и др., 2007, 2013; Хераскова и др., 2010; Метелкин и др., 2012; Powerman et al., 2015]. Начиная с жуинского (?) времени или несколько позже, область осадконакопления трансформировалась в задуговый бассейн Байкало-Патомской островодужной системы [Иванов и др., 1995; Станевич и др., 2007] или форландовый бассейн [Sovetov, 2002; Powerman et al., 2015]. Литологические и геохимические характеристики осадочных образований верхней части жуинского горизонта/серии, приведенные в работах [Немеров, Станевич, 2001; Stanevich et al., 2010; Станевич, 2014 и др.] позволили авторам рассматривать их как предорогенные, накапливавшиеся на фоне смены обстановок задугового бассейна обстановками бассейна предгорного/форландового. По мнению авторов работы [Немеров и др., 2010], эта смена происходила во время накопления дальнетайгинского и жуинского региональных горизонтов/серий и сопровождалась увеличением концентраций биофильных элементов в водах и ростом биопродуктивности.

Краткий обзор предшествующих литологических и лито- и изотопно-геохимических исследований показал, что большинство вопросов, связанных с особенностями палеогеографии и эволюции обстановок осадконакопления, составом областей питания, палеоклиматом окислительно-восстановительными обстановками в палеобассейнах и др., уже получили то или иное освещение. Далее мы также частично коснемся их, но основное внимание сосредоточим на анализе все еще недостаточно проработанных проблем — реконструкции типов речных систем, транспортировавших тонкую алюмосиликокластическую, климатических обстановках накопления отложений и

палеобиопродуктивности бассейнов осадконакопления.

### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для анализа литогеохимических характеристик тонкозернистых обломочных пород использована представительная коллекция образцов, отобранных В.Н. Подковыровым. Разрез 310 — мариинская свита, левый берег р. Жуя, в 2.5 км выше пос. Перевоз; разрезы 311 и 312 — большепатомская и баракунская свиты, правый берег р. Жуя, в 2—0.5 км выше пос. Перевоз; Разрез 326 — баракунская и каланчевская свиты — среднее течение р. Мал. Патом, левый берег, Разрез 327 — никольская и ченчинская свиты и разрез 328 — жербинская и тинновская свиты, оба на правом берегу р. Мал. Патом, в ее нижнем течении. Разрез 983 — верхи каланчевской и никольская свиты, правый берег р. Лены напротив и выше устья р. Ура. Разрез 984 — уринская свита, левый берег р. Ура в 2—2.5 км выше устья. Разрез 980 — это опорный Нохтуйский разрез верхнего венда — нижнего кембрия территории [Pelechaty, 1998; Шибина и др., 2012], расположенный на левом берегу р. Лены, напротив и ниже устья р. Мал. Патом (см. рис. 2).

Валовой химический анализ пород выполнен в ИГГ УрО РАН рентгенофлюоресцентным методом (аналитики Н.П. Горбунова и Г.С. Неупокоева) (табл. 1). Содержание редких и редкоземельных элементов определено там же методом ICP-MS под руководством Ю.Л. Ронкина (аналитики О.П. Лепихина, О.Ю. Попова и Г.А. Лепихина) (табл. 2). Точность анализа составляет в среднем 2—7%. Достоверность полученных данных подтверждена исследованием дубликатов, отобранных случайным образом.

Sm-Nd изотопно-геохимические исследования проведены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Навески (около 100 мг) растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный индикатор  $^{149}\text{Sm}$ — $^{150}\text{Nd}$ , разлагались в тefлоновых бюксах в смеси  $\text{HCl} + \text{HF} + \text{HNO}_3$  при температуре 110°C. Полнота разложения проверялась под бинокуляром. Редкоземельные элементы, Rb и Sr выделены посредством стандартной катионо-обменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200—400 меш, а Sm и Nd — с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100—150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализованы к отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ , и приведены к отношению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511115$  в Nd стандарте JNdi-1 [Tanaka et al., 2000]. Средне-

**Таблица 1.** Содержание основных породообразующих оксидов (мас. %) и значения некоторых индикаторных отношений и индексов в представительных образцах тонкозернистых обломочных/глинистых пород верхов верхнего докембрия севера Патомского нагорья

Компонент	Свита									
	Мариинская			Большепатомская				Баракунская		
	образец									
	310-92	310-115	310-115a	311-6	311-11	310-125	311-11a	326-8	326-17	326-23#
SiO <sub>2</sub>	63.40	61.33	61.03	65.02	54.23	55.96	53.87	69.51	58.24	53.74
TiO <sub>2</sub>	0.71	0.61	0.65	0.74	1.29	0.64	1.33	0.83	0.66	0.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.33	20.65	19.65	19.05	23.84	19.02	24.02	15.25	12.75	15.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.70	0.79	1.29	1.29	1.62	1.05	1.59	0.67	1.69	2.56
FeO	4.37	3.12	3.62	2.38	2.63	6.03	2.55	1.88	4.31	4.44
MnO	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.21	0.01	0.01	0.04	0.03
MgO	4.33	2.72	2.45	1.75	2.85	6.38	2.91	1.76	7.74	7.09
CaO	1.25	0.15	0.19	0.05	0.22	0.50	0.18	1.26	2.65	2.73
Na <sub>2</sub> O	2.84	1.49	1.54	2.32	1.28	0.73	1.26	3.66	0.84	1.33
K <sub>2</sub> O	2.30	4.82	4.46	3.41	5.28	3.37	5.34	2.22	2.25	3.74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.06	0.07	0.06	0.14	0.17	0.12	0.23	0.07	0.05
ппп	3.80	4.13	4.43	3.83	6.01	5.73	6.28	2.62	8.29	7.71
Сумма	100.19	99.88	99.93	99.93	99.53	99.79	99.46	99.90	99.69	99.82
Порода	ДГС	ГС	ГС	ГС	ГС	ДГС	ГС	МГА	ДГС	ДГС
СИА	63	72	72	71	–	–	–	59	–	–
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.81	3.23	2.90	1.47	4.13	4.59	4.24	0.61	2.68	2.81
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.88	2.97	3.11	3.41	2.27	2.94	2.24	4.56	4.57	3.52
EF <sub>p</sub>	1.16	0.34	0.42	0.37	0.69	1.07	0.59	1.78	0.65	0.39

Компонент	Свита											
	Уринская				Каланчевская			Никольская				
	образец											
	984-4	984-7	984-8	984-9	983-46	983-23	983-14	983-5	983-3	327-1	327-4	327-34
SiO <sub>2</sub>	60.40	58.82	59.91	66.99	56.23	69.98	58.83	56.00	56.32	57.16	61.92	59.10
TiO <sub>2</sub>	0.98	0.84	0.84	0.58	1.01	0.35	0.91	0.85	0.84	0.66	0.74	0.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.24	16.67	16.63	12.55	16.84	8.97	15.32	15.70	16.58	20.95	19.00	13.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.28	2.50	2.80	1.02	1.93	0.88	2.03	4.75	3.98	1.47	1.66	1.86
FeO	4.32	5.53	4.78	5.77	4.45	3.21	3.78	3.50	4.02	4.97	4.60	4.63
MnO	0.17	0.08	0.09	0.24	0.06	0.19	0.10	0.05	0.05	0.03	0.03	0.08
MgO	3.54	4.37	4.28	1.56	4.47	2.27	4.62	4.76	4.58	2.94	3.02	3.79
CaO	2.29	0.73	0.80	2.61	2.05	3.32	2.35	2.40	2.32	1.84	0.31	4.93
Na <sub>2</sub> O	1.96	1.83	2.17	1.40	1.20	1.28	1.10	1.01	0.99	0.96	1.52	1.57
K <sub>2</sub> O	2.27	3.04	2.84	2.15	3.93	2.44	3.02	3.42	3.08	3.70	2.68	2.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.56	0.23	0.23	0.22	0.23	0.16	0.16	0.20	0.16	0.10	0.11	0.15
ппп	5.87	5.16	4.70	4.30	6.36	6.22	7.46	6.52	6.89	5.50	4.58	8.05
Сумма	98.88	99.80	100.07	99.39	98.76	99.27	99.68	99.16	99.81	100.37	100.19	100.44
Порода	ГС	ГС	ГС	МГА	ДГС	ИГС	ДГС	ДГС	ДГС	ДГС	ГС	ГС
СИА	59	69	67	57	–	–	–	–	–	70	76	–
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.16	1.66	1.31	1.54	3.28	1.91	2.75	3.39	3.11	3.85	1.76	1.54
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.24	3.53	3.60	5.34	3.34	7.80	3.84	3.57	3.40	2.73	3.26	4.54
EF <sub>p</sub>	4.64	1.63	1.63	2.07	1.61	2.11	1.23	1.50	1.14	0.56	0.68	1.36



Таблица 1. Окончание

Компонент	Свита							
	Жербинская				Тинновская		Нохтуйская	
	образец							
	980-36	328-6	328-10	328-26#	980-74#	980-82	980-109#	980-112
SiO <sub>2</sub>	58.54	58.23	55.11	56.83	61.43	48.00	51.03	65.10
TiO <sub>2</sub>	1.05	0.82	1.13	1.06	1.04	0.78	0.89	0.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.52	14.58	17.81	16.94	17.51	17.00	13.51	11.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.90	6.78	4.08	3.99	0.65	7.00	5.80	3.92
FeO	2.17	0.84	2.11	2.07	3.53	1.78	2.34	0.96
MnO	0.13	0.05	0.09	0.08	0.21	0.02	0.09	0.02
MgO	2.98	2.05	2.88	2.67	3.02	9.00	8.30	3.16
CaO	1.97	1.91	1.71	1.82	2.11	1.26	2.77	3.22
Na <sub>2</sub> O	1.11	1.03	1.12	1.15	0.54	0.12	0.20	0.07
K <sub>2</sub> O	3.37	3.18	3.65	3.54	4.88	5.26	5.32	6.33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.06	0.12	0.11	0.12	0.44	0.16	0.15
ппп	8.72	9.68	9.24	8.87	5.02	8.04	9.41	5.40
Сумма	99.58	99.21	99.05	99.13	100.06	98.70	99.80	100.32
Порода	ДГС	ДГС	ДГС	ДГС	ДМ	ДГС	ДМ	МГА
СИА	—	—	—	—	64	—	—	47
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	3.04	3.09	3.26	3.08	9.04	43.83	27.27	90.43
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.77	3.99	3.09	3.35	3.51	2.82	3.78	5.72
EF <sub>p</sub>	0.91	0.49	0.80	0.77	0.81	3.06	1.39	1.56

Примечание. # – пересчет на бескарбонатную основу; ДМ – доломитовый мергель; МГА – мелкозернистый глинистый алевролит; ДГС – доломитистый глинистый сланец; ИГС – известковистый глинистый сланец. Прочерк – содержание не определено или значение не рассчитано.

взвешенное значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в Nd стандарте JNd1-1 за период измерений составило  $0.512098 \pm 5$  ( $n = 10$ ). Точность определения концентраций Sm и Nd составляет  $\pm 0.5\%$ , изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$  ( $2\sigma$ ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  и модельных возрастов  $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$  (табл. 3) использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ) и деплетированной мантии (DM) по [Goldstein, Jacobsen, 1988] ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$ ).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ изученных образцов показывает, что значения отношений  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (0.61–9.04) и  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (2.24–7.80) в них, в соответствии с представлениями [Volnar et al., 2005], могут рассматриваться как в основном не затронутые процессами калиевого метасоматоза и окремнения. Только один образец доломитистых глинистых сланцев (980-82) тинновской свиты и два образца –

доломитовых мергелей (980-109) и мелкозернистых глинистых алевролитов (980-112) нохтуйской свиты характеризуются значениями  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  от 27.27 до 90.43 (см. табл. 1), и, по-видимому, существенно трансформированы постседиментационными процессами.

Свойственные исследованным тонкозернистым обломочным породам значения и соотношение величин отношений Zr/Sc и Th/Sc в исследованных тонкозернистых обломочных породах позволяют считать [McLennan et al., 1993], что они сложены преимущественно продуктами первого седиментационного цикла (рис. 3а), и их литогеохимические характеристики формировались в основном под влиянием факторов осадконакопления.

Нормирование к PAAS показывает, что тонкозернистые обломочные породы всех изученных литостратиграфических подразделений в той или иной мере обеднены большинством редких и рассеянных элементов (рис. 4). Начиная с уровня уринской свиты, в глинистых породах наблюдается более высокое, по сравнению с PAAS, содержание элементов Cr и Ni, которые являются индикаторами присутствия ультраосновных пород в

**Таблица 2.** Содержание редких и рассеянных элементов (г/т) и значения ряда коэффициентов концентрации в представительных образцах тонкозернистых обломочных/глинистых пород верхов верхнего докембрия севера Патомского нагорья

Компонент	Свита									
	Мариинская			Большепатомская				Баракунская		
	образец									
	310-92	310-115	310-115a	311-6	311-11	310-125	311-11a	326-8	326-17	326-23#
Sc	—	20.00	19.90	—	—	19.60	20.00	—	—	—
V	99.80	92.70	110.00	111.00	119.00	128.00	144.00	97.10	143.00	142.00
Cr	128.00	77.30	83.80	90.40	109.00	93.70	124.00	82.70	138.00	132.00
Co	5.12	5.08	6.16	1.68	3.16	10.40	3.83	3.20	29.40	29.30
Ni	19.00	7.70	13.60	3.60	5.12	29.20	11.40	12.70	70.80	70.30
Cu	20.80	13.00	3.28	14.00	17.60	4.29	11.30	17.70	24.40	18.40
Zn	80.60	55.80	67.70	50.10	65.10	74.50	72.40	79.10	88.40	70.80
Ga	22.00	24.70	30.40	26.90	31.20	28.30	34.50	17.40	21.40	19.80
Rb	67.70	164.00	189.00	135.00	187.00	174.00	229.00	83.10	127.00	125.00
Sr	84.80	79.40	91.80	311.00	185.00	88.50	228.00	145.00	151.00	150.00
Y	8.21	7.80	9.23	12.00	20.70	29.50	13.80	31.80	13.10	12.70
Zr	187.00	94.60	117.00	286.00	168.00	170.00	231.00	142.00	132.00	128.00
Nb	10.20	9.12	11.00	23.80	19.70	15.80	26.10	9.35	10.70	10.80
Ba	846.00	1370.00	1570.00	885.00	1210.00	1070.00	1390.00	691.00	289.00	288.00
La	30.30	42.90	53.10	119.00	50.70	70.70	40.80	82.30	31.00	31.30
Ce	65.50	113.00	129.00	102.00	90.50	136.00	74.70	152.00	63.70	61.80
Pr	6.36	8.92	11.90	4.76	8.72	16.10	7.51	16.30	6.80	6.81
Nd	21.70	30.90	39.90	11.50	26.00	54.10	24.60	51.20	21.60	22.10
Sm	3.16	5.22	7.82	2.13	4.83	9.52	5.01	10.20	3.35	3.12
Eu	0.86	1.16	1.46	0.50	0.84	1.91	0.96	2.85	0.64	0.60
Gd	2.45	3.91	4.94	1.82	3.97	8.01	3.69	9.19	3.04	2.74
Tb	0.33	0.50	0.65	0.32	0.58	1.04	0.53	1.38	0.38	0.41
Dy	1.63	2.34	2.94	1.95	3.54	5.92	2.69	7.34	2.38	2.39
Ho	0.29	0.35	0.44	0.40	0.68	1.10	0.55	1.16	0.48	0.47
Er	0.83	0.87	1.16	1.34	1.98	3.27	1.55	2.75	1.54	1.54
Tm	—	—	0.19	—	—	0.43	0.24	—	—	—
Yb	0.86	0.99	1.24	1.49	1.73	3.01	1.81	2.06	1.71	1.75
Lu	0.11	0.16	0.16	0.22	0.25	0.40	0.24	0.24	0.27	0.26
Hf	4.56	2.24	3.02	6.74	4.40	4.99	6.51	2.41	3.01	3.24
Pb	3.15	2.64	1.93	5.32	3.71	2.98	3.69	3.08	6.70	9.41
Th	9.91	16.60	20.20	27.40	28.80	17.70	27.90	15.00	8.42	8.31
U	1.36	2.16	2.62	3.80	1.66	1.81	2.55	1.85	1.91	1.91
EF <sub>Ni</sub>	0.40	0.13	0.24	0.06	0.07	0.53	0.16	0.29	1.91	1.58
EF <sub>Cu</sub>	0.48	0.24	0.06	0.28	0.28	0.09	0.18	0.44	0.72	0.46
EF <sub>Zn</sub>	1.10	0.60	0.77	0.58	0.61	0.87	0.67	1.15	1.54	1.03

Таблица 2. Продолжение

Компонент	Свита											
	Уринская				Каланчевская			Никольская				
	образец											
	984-4	984-7	984-8	984-9	983-46	983-23	983-14	983-5	983-3	327-1	327-4	327-34
Sc	32.66	25.65	24.19	21.66	27.82	10.31	19.42	20.27	20.50	—	—	—
V	144.60	148.66	143.80	67.22	204.16	60.58	109.04	124.74	115.93	101.00	97.30	80.90
Cr	221.22	195.43	205.68	126.16	291.93	102.12	174.34	198.76	200.93	96.30	96.90	96.50
Co	25.79	22.00	24.24	17.96	31.15	9.40	14.48	22.45	23.47	20.20	3.02	24.00
Ni	91.82	89.42	84.15	56.65	109.17	35.44	66.42	87.33	93.45	47.60	34.70	57.60
Cu	44.01	44.61	41.72	20.10	42.84	17.18	24.59	12.23	18.69	23.30	21.10	14.80
Zn	123.32	114.08	99.31	97.86	103.72	40.82	72.63	90.87	91.22	147.00	138.00	62.90
Ga	24.33	24.77	23.98	12.72	31.92	9.53	20.76	22.02	21.42	24.80	24.10	14.00
Rb	103.38	111.09	108.78	48.60	97.83	32.53	103.35	125.77	116.52	133.00	98.50	73.60
Sr	144.58	58.11	69.53	158.57	97.98	207.33	68.34	62.91	100.51	162.00	334.00	98.30
Y	59.97	22.10	25.07	26.39	28.17	12.49	22.86	23.13	26.91	22.50	21.40	25.30
Zr	181.30	149.91	159.07	97.37	217.97	89.83	147.78	162.30	197.51	92.70	141.00	194.00
Nb	16.79	14.13	14.09	9.11	19.16	8.70	15.36	22.37	23.30	11.70	13.20	13.40
Ba	239.04	245.43	239.80	173.10	282.11	126.24	275.03	297.68	284.11	1210.00	858.00	259.00
La	39.58	24.51	28.78	19.33	24.67	13.17	29.13	36.25	37.29	50.80	21.80	19.50
Ce	105.78	60.17	63.90	47.28	69.90	30.07	62.23	76.98	82.14	92.50	38.60	46.20
Pr	15.22	6.09	7.24	6.50	7.06	3.54	7.34	8.29	9.02	10.10	4.41	5.82
Nd	76.31	23.33	28.37	31.16	28.62	14.30	29.09	30.58	34.55	34.50	14.60	22.90
Sm	21.33	4.85	5.67	9.05	6.13	3.02	6.06	5.78	6.61	6.04	3.01	5.00
Eu	5.85	1.25	1.45	2.53	1.55	0.73	1.67	1.26	1.44	1.33	0.72	1.00
Gd	21.99	4.90	5.75	9.78	6.41	2.93	5.85	5.61	6.63	5.71	3.13	4.54
Tb	3.28	0.79	0.90	1.47	1.02	0.46	0.91	0.88	0.99	0.86	0.53	0.75
Dy	16.23	4.69	5.31	7.19	6.30	2.74	5.10	5.03	5.80	4.30	3.55	4.51
Ho	2.75	1.02	1.15	1.23	1.36	0.58	1.05	1.09	1.21	0.73	0.72	0.89
Er	6.22	3.02	3.35	2.88	3.99	1.66	2.94	3.14	3.39	2.18	2.14	2.61
Tm	0.77	0.46	0.51	0.38	0.63	0.25	0.44	0.47	0.51	—	—	—
Yb	4.35	3.00	3.27	2.28	4.10	1.71	2.81	3.11	3.37	2.07	2.03	2.57
Lu	0.66	0.49	0.53	0.36	0.66	0.27	0.43	0.49	0.52	0.30	0.30	0.36
Hf	5.00	4.22	4.44	3.01	6.28	2.54	4.20	4.55	5.51	2.24	3.41	4.77
Pb	16.16	13.08	15.04	30.12	9.05	8.72	2.11	17.12	15.01	6.46	8.68	6.28
Th	8.60	7.38	7.83	4.86	6.99	3.79	7.58	11.42	12.51	13.60	13.50	8.83
U	1.57	1.45	1.52	1.22	13.03	1.87	1.55	2.20	2.46	2.65	1.75	1.64
EF <sub>Ni</sub>	2.22	1.84	1.74	1.55	2.23	1.36	1.49	1.91	1.94	0.78	0.63	1.52
EF <sub>Cu</sub>	1.17	1.01	0.95	0.61	0.96	0.72	0.61	0.29	0.43	0.42	0.42	0.43
EF <sub>Zn</sub>	1.93	1.52	1.33	1.73	1.37	1.01	1.05	1.29	1.22	1.56	1.62	1.08

Таблица 2. Окончание

Компонент	Свита							
	Жербинская				Тинновская		Нохтуйская	
	образец							
	980-36	328-6	328-10	328-26#	980-74#	980-82	980-109#	980-112
Sc	17.90	—	—	—	15.23	20.76	18.21	12.23
V	134.85	44.60	127.00	48.60	86.33	110.65	160.43	57.99
Cr	221.89	143.00	123.00	89.00	100.87	268.97	239.14	70.96
Co	21.97	7.60	24.20	26.40	17.60	32.39	26.41	9.75
Ni	89.85	29.50	68.70	15.60	65.31	127.62	122.25	40.14
Cu	51.58	17.50	19.80	13.20	10.16	47.00	16.86	8.99
Zn	48.73	41.10	78.60	37.30	50.65	64.81	71.26	28.22
Ga	21.46	7.58	19.60	10.40	17.07	31.82	26.73	13.10
Rb	88.78	16.50	115.00	75.80	101.00	181.89	135.21	91.22
Sr	65.95	33.50	79.80	47.20	96.42	101.40	69.02	72.01
Y	22.42	17.10	25.50	15.60	19.29	35.20	16.87	14.97
Zr	188.65	273.00	165.00	278.00	91.98	153.75	149.28	82.94
Nb	21.13	7.64	15.40	10.70	11.86	18.88	20.05	12.46
Ba	243.76	64.60	382.00	439.00	241.29	419.44	269.86	352.26
La	31.62	22.80	32.60	24.20	23.70	58.84	31.66	22.50
Ce	76.08	46.90	65.30	54.60	47.96	131.60	88.91	50.64
Pr	8.04	5.95	7.66	6.25	5.25	13.19	6.43	5.57
Nd	31.53	22.20	28.30	22.30	20.30	52.03	23.46	21.48
Sm	6.07	4.42	5.12	3.77	4.06	9.75	3.68	3.80
Eu	1.37	0.88	1.12	0.81	1.02	2.23	0.81	0.87
Gd	5.76	4.11	5.09	3.51	4.30	10.08	3.99	3.87
Tb	0.88	0.58	0.75	0.52	0.68	1.31	0.58	0.56
Dy	5.04	3.22	4.56	2.90	4.09	6.93	3.56	3.32
Ho	1.04	0.68	0.96	0.55	0.89	1.41	0.79	0.70
Er	3.02	1.71	2.58	1.57	2.54	3.76	2.44	1.98
Tm	0.46	—	—	—	0.39	0.5	0.4	0.3
Yb	2.92	1.80	2.65	1.69	2.53	3.05	2.65	1.95
Lu	0.48	0.26	0.40	0.29	0.40	0.47	0.44	0.31
Hf	5.25	6.37	4.10	6.70	2.94	4.33	4.28	2.82
Pb	18.03	6.77	39.10	8.94	3.41	9.96	6.75	5.53
Th	9.32	5.97	10.70	7.50	7.49	12.51	8.23	6.31
U	3.12	1.02	2.09	1.41	1.53	5.97	2.61	1.64
EF <sub>Ni</sub>	1.99	0.70	1.33	0.32	1.28	—	3.11	1.21
EF <sub>Cu</sub>	1.26	0.45	0.42	0.29	0.22	—	0.47	0.30
EF <sub>Zn</sub>	0.70	0.63	0.98	0.49	0.64	—	1.17	0.55

Примечание. Прочерк – содержание не определено.

**Таблица 3.** Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований тонкозернистых обломочных/глинистых пород верхов верхнего докембрия севера Патомского нагорья

Свита	Образец	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma_{\text{изм.}}$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , млн лет
Мариинская	310-92	630	3.48	24.4	0.0860	$0.511095 \pm 4$	-30.1	-21.2	2443
	310-115	630	6.75	40.8	0.0999	$0.511140 \pm 2$	-29.2	-21.5	2680
Большепатомская	311-11	630	4.36	24.5	0.1075	$0.511178 \pm 4$	-28.5	-21.3	2815
Баракунская	312-34	600	1.48	7.09	0.1267	$0.511402 \pm 3$	-24.1	-18.8	3043
	326-8	600	10.56	58.2	0.1097	$0.511125 \pm 1$	-29.5	-22.9	2952
	327-1	600	6.65	37.0	0.1085	$0.511252 \pm 2$	-27.0	-20.3	2737
Уринская	327-4	580	2.49	13.28	0.1132	$0.511244 \pm 4$	-27.2	-21.0	2875
Никольская (основание)	328-7	600	6.58	31.5	0.1262	$0.512256 \pm 5$	-7.5	-2.1	1558
Никольская	327-34	580	5.66	28.8	0.1188	$0.511823 \pm 3$	-15.9	-10.1	2126
	328-10	580	5.90	31.0	0.1189	$0.511790 \pm 2$	-16.5	-10.8	2180
	328-8	580	5.70	29.5	0.1169	$0.511797 \pm 3$	-16.4	-10.5	2125
Жербинская	328-26	580	3.86	22.1	0.1055	$0.511895 \pm 2$	-14.5	-7.7	1765
	980-38	580	6.67	34.6	0.1164	$0.511963 \pm 3$	-13.2	-7.2	1856
	980-34	580	6.18	36.4	0.1026	$0.511894 \pm 3$	-14.5	-7.5	1721
Тинновская	328-40	550	2.18	10.44	0.1265	$0.511963 \pm 7$	-13.2	-8.2	2070
	980-74	550	3.59	17.61	0.1223	$0.511974 \pm 5$	-13.0	-7.7	1957
	980-82	550	9.26	50.0	0.1119	$0.511484 \pm 5$	-22.5	-16.6	2485
Нохтуйская	980-109	530	3.71	19.62	0.1144	$0.511896 \pm 2$	-14.5	-8.9	1920

питающих провинциях [Интерпретация ..., 2001]. В подобных породах уринской свиты среднее содержание Cr и Ni составляет 1.70 и 1.46 PAAS, среднее содержание Cr (1.31). Тонкозернистые обломочные породы тинновской свиты характеризуются содержанием Cr и Ni в среднем 1.68 и 1.75 PAAS, а гранулометрически близкие породы нохтуйской свиты – соответственно 1.41 и 1.48 PAAS. Из приведенных данных видно, что, начиная с уринского времени, роль пород ультраосновного и основного (?) состава в качестве источника тонкой алюмосиликокластики существенно возрастает.

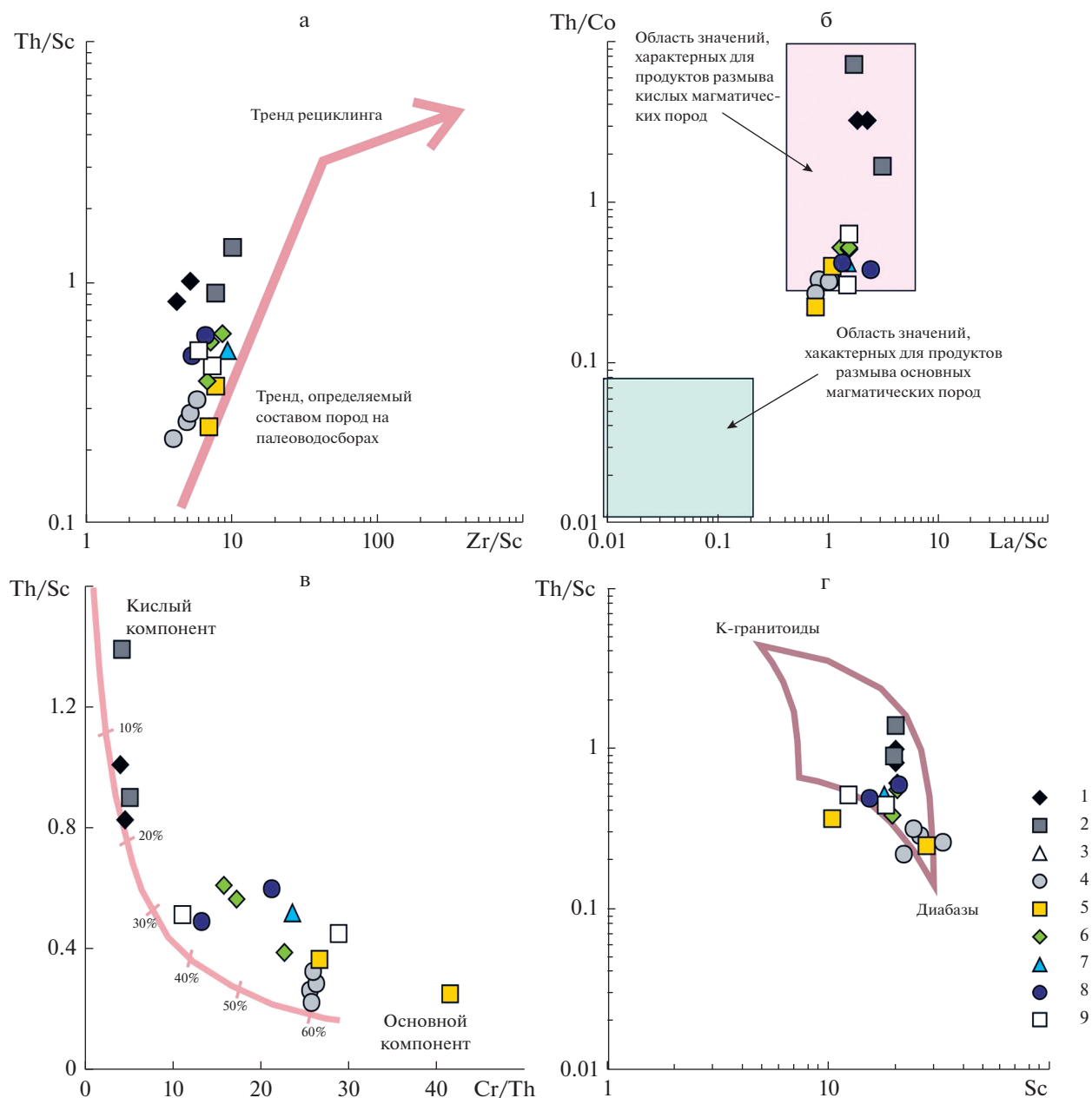
#### Состав питающих провинций

На диаграмме La/Sc–Th/Co [Cullers, 2002] практически все фигуративные точки глинистых пород венда, а также мариинской и нохтуйской свит, расположены в области составов, сформированных за счет продуктов эрозии кислых магматических пород (см. рис. 3б), но группировка точек в этой области различна. Точки состава тонкозернистых обломочных пород мариинской и большепатомской свит ( $\text{Th}/\text{Co} > 15$ ) тяготеют к верхней половине указанной области, тогда как фигуративные точки глинистых пород уринско-

нохтуйского интервала ( $0.20 < \text{Th}/\text{Co} < 0.70$ ) сгруппированы весьма компактно в нижней половине этой области. Вероятно, такое различное их расположение, вместе с результатами нормирования концентраций редких и рассеянных элементов к PAAS, полученными для глинистых пород разных литостратиграфических подразделений, показывают, что, начиная с уринского времени, тонкозернистые обломочные осадки представляли собой смесь продуктов разрушения пород кислого и основного состава.

Такой вывод подтверждается распределением фигуративных точек глинистых пород на диаграмме Cr/Th–Th/Sc [Condie, Wronkiewicz, 1990; Bracciali et al., 2007], которая дает возможность приблизительно оценить в этих породах процентное соотношение продуктов размыва кислых и основных магматических образований (см. рис. 3в). Как видно на диаграмме, в глинистых породах мариинской и большепатомской свит преобладают продукты эрозии кислых образований, а в тонкозернистых обломочных породах уринско-нохтуйского интервала доля продуктов эрозии основных магматических образований составляет от 30 до 60–70% (в некоторых образцах).

На графике Sc–Th/Sc [Taylor, McLennan, 1985 и др.] фигуративные точки образцов пород мари-

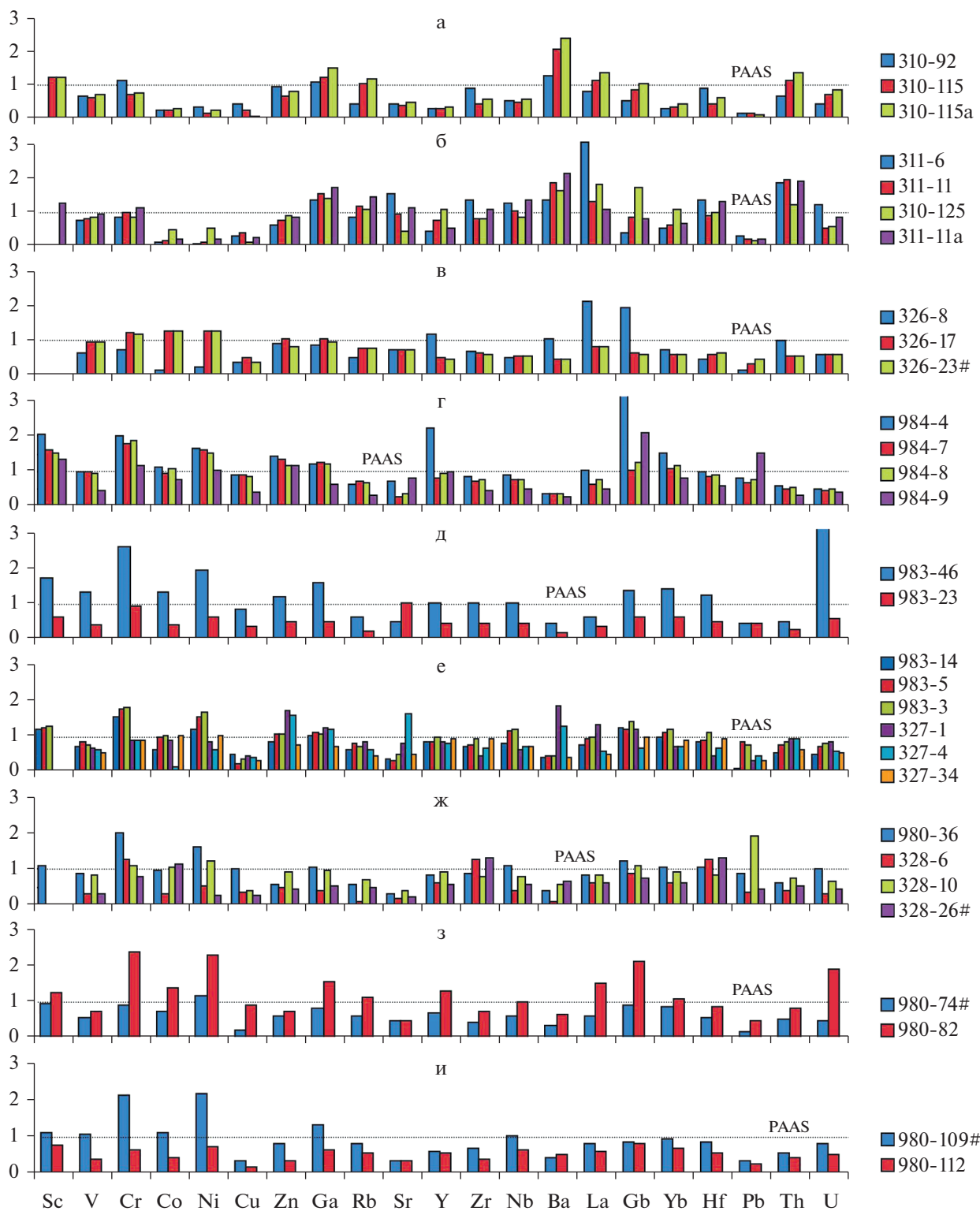


**Рис. 3.** Положение фигуративных точек глинистых пород исследованного разреза на диаграммах Zr/Sc–Th/Sc (а), La/Sc–Th/Co (б), Cr/Th–Th/Sc (в) и Sc–Th/Sc (г). Свиты: 1 – мариинская; 2 – большепатомская; 3 – баракунская; 4 – уринская; 5 – каланчевская; 6 – николевская; 7 – жербинская; 8 – тинновская; 9 – нохтуйская.

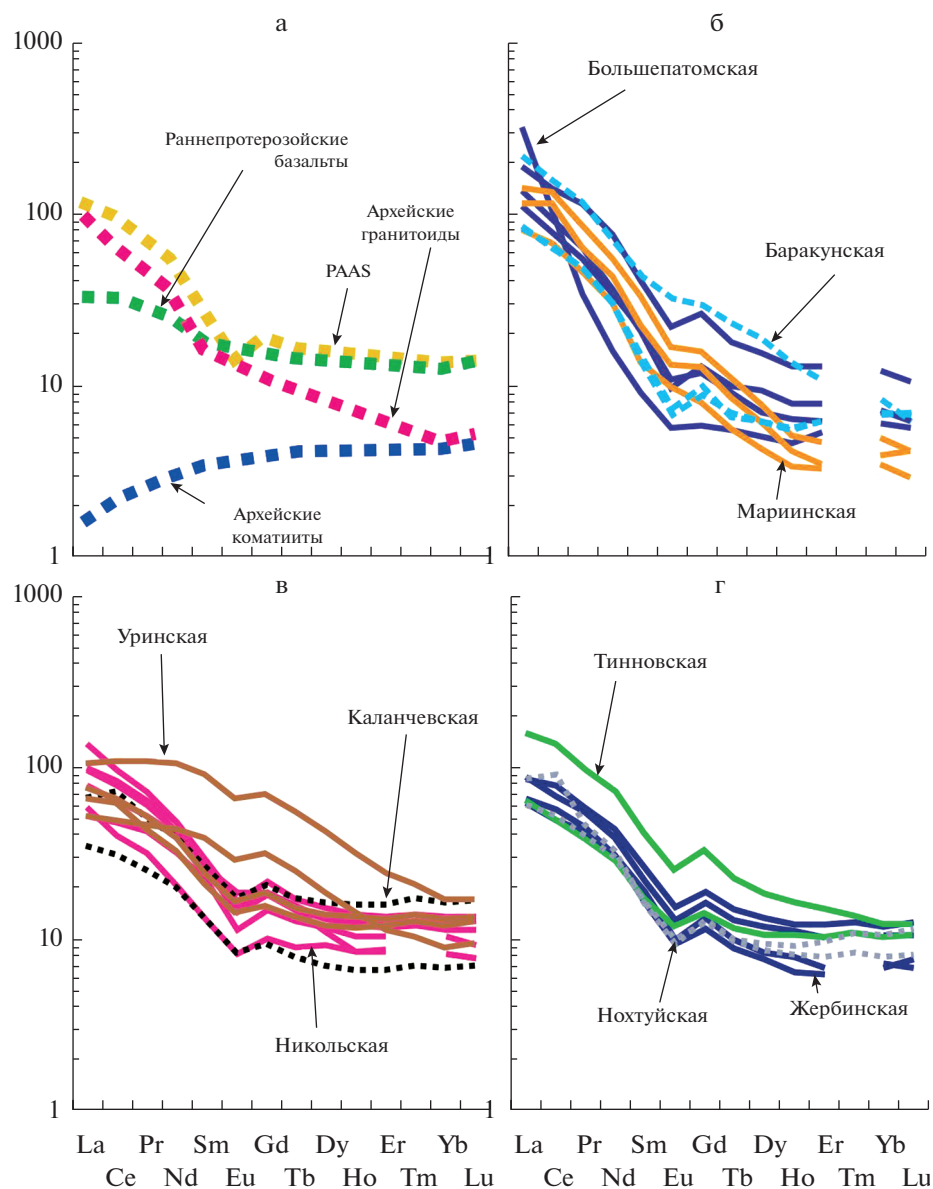
инской и большепатомской свиты со значениями  $Th/Sc > 0.70$  располагаются в верхней половине сложной фигуры, включающей области составов разных типов пород, а точки остальных образцов нашей выборки – в ее нижней половине (см. рис. 3г). Это также свидетельствует о различиях в составе пород на палеоводосборах в мариинско-большепатомское и уринско-нохтуйское время.

Суммарное содержание редкоземельных элементов в тонкозернистых обломочных породах

мариинско-нохтуйского интервала варьирует от ~75 (каланчевский уровень) до почти 339 г/т (баракунская свита). Нормированные на хондрит [Taylor, McLennan, 1985] спектры распределения показаны на рис. 5. Здесь же приведены референтные спектры лантаноидов в архейских коматиитах и гранитоидах, раннепротерозойских базальтах и PAAS, построенные по данным работ [Taylor, McLennan, 1985; Condie, 1993]. На основании значений  $(La/Yb)_N$ ,  $(Gd/Yb)_N$  и  $Eu/Eu^*$ ,



**Рис. 4.** Нормированное на средний постархейский австралийский глинистый сланец (PAAS) содержание некоторых редких и рассеянных элементов в глинистых породах исследованного разреза (номера образцов соответствуют в табл. 1). Свиты: а – мариинская; б – большешапомская; в – баракунская; г – уринская; д – каланчевская; е – николевская; ж – жербинская; з – тинновская; и – нохтуйская.



**Рис. 5.** Нормированное к хондриту распределение РЗЭ в ряде референтных объектов (а) и в тонкозернистых обломочных/глинистых породах мариинской, большешатовской и баракунской (б), уринской, каланчевской и никольской (в), жербинской, тинновской и нохтуйской (г) свит.

всю исследуемую выборку тонкозернистых обломочных пород можно в первом приближении подразделить на две группы. К первой группе принадлежат породы мариинской, большешатовской и баракунской свит. Для них характерны значения  $(La/Yb)_N > 12.00$  и примерно половина образцов обеднена тяжелыми лантаноидами (ТРЗЭ). Величины европиевой аномалии во всех образцах отрицательные, но заметно варьируют (0.59–0.94). Спектры распределения РЗЭ многих образцов этой группы обнаруживают некоторое сходство со спектром распределения лантаноидов в архейских гранитоидах.

Глинистые породы уринско-нохтуйского интервала (вторая группа) характеризуются существенно более низкими значениями отношения  $(La/Yb)_N$  – в среднем 7.65 (минимум – 4.07, максимум – 16.58). Два образца (из 20 проанализированных) показали довольно высокие значения: 16.58 (никольская свита) и 13.04 (тинновская свита); в остальных  $(La/Yb)_N < 10$  (глинистые породы уринской свиты  $< 6.15$  каланчевской свиты  $< 5.21$ , нохтуйской  $< 8.06$ ). Такие значения предполагают присутствие в породах второй группы существенной доли продуктов разрушения основных магматических пород. Средняя величина отношения



$(\text{Gd}/\text{Yb})_N$  в породах этой группы составляет 1.81 (минимум – 1.22, максимум – 4.10). Европиевая аномалия в них отрицательная (минимум – 0.63, максимум – 0.85).

Два образца глинистых пород уринской свиты (984-7, 984-8) сопоставимы по форме спектров распределения РЗЭ, нормированных относительно хондрита, со спектром РААС, тогда как два других (984-4, 984-9) характеризуются более выпуклой формой. Нормирование содержаний РЗЭ к РААС позволяет видеть, что форма этих двух спектров близка “колоколу”, что характерно для спектров РЗЭ, контролируемых присутствующими в породах фосфатами [Маслов, 2017 и ссылки в этой работе]. В большей степени это относится к обр. 984-4, в котором содержание оксида фосфора составляет 0.56 мас. %, но три других образца глинистых пород уринской свиты обладают примерно одинаковым содержанием  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.22–0.23 мас. %).

Глинистые породы мариинской, большепатомской, баракунской и уринской свит характеризуются величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  от –22.9 до –18.8 и Nd модельными возрастами  $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$  в интервале 3.0–2.4 млрд лет, тогда как в породах основания никольской свиты величина  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  резко возрастает до –2.1 ( $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.6$  млрд лет) (см. табл. 3). Полученные данные свидетельствуют о том, что в интервале между накоплением отложений уринской и никольской свит, среди источников сноса обломочного материала появились принципиально новые по изотопно-геохимическим характеристикам комплексы пород. Для глинистых пород основной части разреза никольской свиты характерны величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  от –10.8 до –10.1 и позднепротерозойские значения Nd модельных возрастов  $t_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.2$ –2.1 млрд лет. Породы жербинской и никольской свит (за исключением обр. 980-82) отличаются несколько более высокими величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  от –8.2 до –7.2 и Nd модельными возрастами  $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$  в интервале 2.1–1.7 млрд лет. Это значит, что обломочный материал из иных комплексов пород, по сравнению с размывавшимися в мариинско-уринское время, поступал, как минимум, до начала раннего кембрия. Ранее к подобным выводам, основанным на результатах исследования отложений Бодайбинского прогиба, пришли авторы публикаций [Чугаев и др., 2017, 2018].

#### *Палеоклиматические обстановки и типы речных систем*

Анализируя результаты работ предшественников, мы отметили, что согласно данным [Подковыров и др., 2015, 2018; Котова, Подковыров, 2016], значения CIA, рассчитанные для тонкозернистых обломочных пород мариинской свиты, составля-

ют от 55 до 65–69, а близкие по гранулометрическому составу породы баракунской, уринской и каланчевской свит характеризуются значениями CIA от 65 до 82. Величина CIA для аргиллитов большепатомской свиты колеблется в пределах от 65 до 75. В глинистых породах никольской и ченченской свит установлены CIA от 55 до 65–73 и 63–91 соответственно, жербинской свиты – в интервале 74...80, а тинновской свиты – 75...85. В итоге, при прослеживании изменений CIA снизу вверх по изученному разрезу хорошо видно, что в мариинско-каланчевском интервале значения химического индекса изменения возрастают. На уровне никольской свиты они заметно снижаются, но выше вновь увеличиваются. Таким образом, эпохи, соответствующие минимальным и максимальным величинам CIA в тонкозернистых обломочных породах, не обнаруживают явной связи с эпохами, в течение которых происходили изменения состава пород на палеоводосборах.

Приведенные данные, однако, не вполне позволяют судить о климате, существовавшем в венде на рассматриваемой территории. Реконструкция климатических обстановок прошлого задача непростая [Климат ..., 2004]. В большинстве публикаций, связанных с этой проблемой, авторы предпочитают оперировать с некими числовыми индикаторами интенсивности процессов выветривания, например, ГМ [Юдович, Кетрис, 2000 и др.], CIA [Nesbitt, Young, 1982], CIW [Harnois, 1988], PIA [Fedo et al., 1995] и другими. При этом чем выше или ниже величина того или иного индикаторного параметра – тем соответственно выше или ниже интенсивность процессов выветривания на палеоводосборах.

Описанная процедура реконструкции климатических обстановок давно превратилась в рутинную и отражена в большом количестве публикаций, в том числе в работе [González-Álvarez, Kergich, 2012], посвященной сравнению процессов выветривания, действовавших в мезопротерозое и при накоплении отложений современных крупных речных систем. Авторами работы показано, что среднее значение CIA для аргиллитов мезопротерозойской надсерии Белт-Перселл (Скалистые горы, США и Канада) составляет  $72 \pm 6$ . Ковариации CIA и  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ , а также CIA с изменениями содержания Sr и величины  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  в аргиллитах этой надсерии, согласуются с предположением о существовании во время ее накопления значительных по своим площадям водосборов. По седиментологическим и другим данным, реки, питавшие бассейн Белт обломочным материалом, относились к категории крупных и весьма крупных рек [Winston, 1973, 1978, 1990 и др.].

Значения CIA для глинистых пород надсерии Белт-Перселл были сопоставлены со значениями CIA, характерными для осадков современных

крупных речных систем [González-Álvarez, Kerfich, 2012]. Было показано, что тонкая алюмосиликокластика осадочных последовательностей бассейна Белт по величинам CIA близка осадкам крупных рек, дренирующих области гумидного умеренного и тропического климата (реки Ориноко, Нил, Амазонка и др.). Такой подход не лишен своих “подводных камней”, которые в данной статье мы не затрагиваем. В современных крупных речных системах разных климатических зон значения CIA, рассчитанные для взвешенного материала, варьируют от 51 (р. Св. Лаврентий, зона тундры и тайги) и 54–64 (реки умеренного гумидного климата) до 90–95 (реки тропического климата) [McLennan, 1993].

Исходя из всего сказанного, можно попытаться ориентировочно оценить к какому из климатических типов современных крупных речных систем принадлежали реки, которые транспортировали тонкую алюмосиликокластику в палеобассейны севера Патомского нагорья. Однако прежде необходимо оценить, для какого временного интервала формирования изученной последовательности были характерны крупные реки.

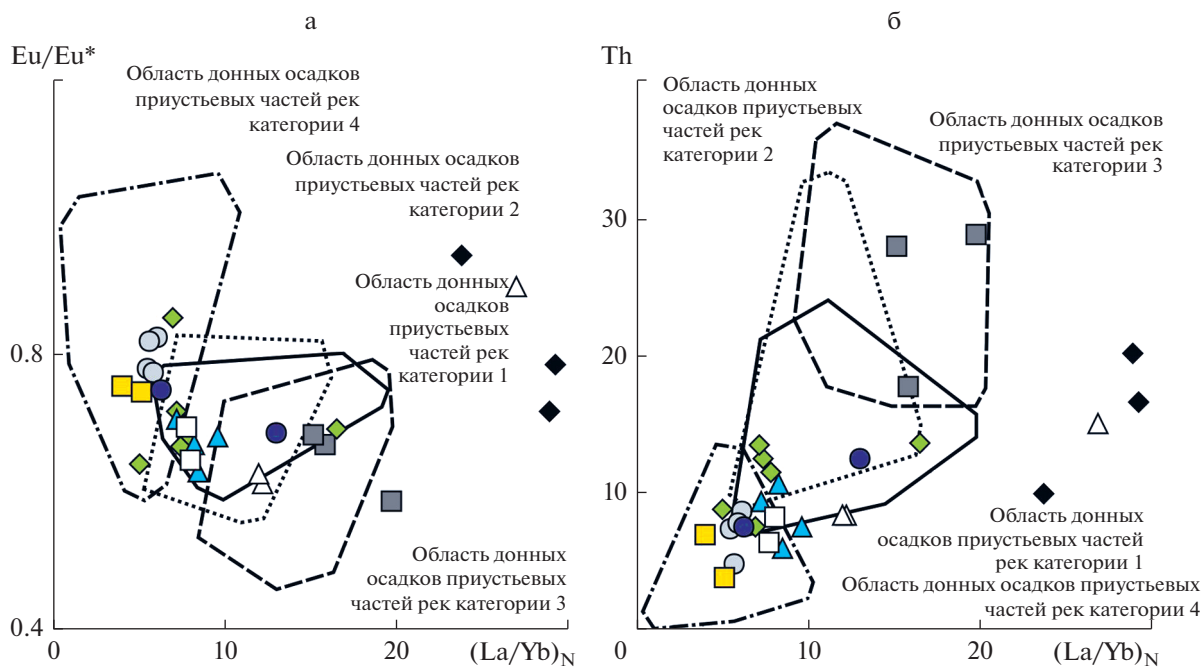
Ранее, по данным о составе донных осадков устьевых областей различных категорий современных рек [Bayon et al., 2015], нами в работах [Маслов и др., 2017; Маслов, Шевченко, 2019] были предложены следующие диаграммы:  $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ ,  $(La/Yb)_N - Th$  и некоторые другие, позволяющие разграничить категории рек. На этих диаграммах поля донных отложений крупных рек и рек, дренирующих осадочные образования (реки категорий 1 и 2), располагаются примерно с 60–80%-ным перекрытием, однако поля донных осадков рек, питающихся продуктами размыва водосборов с магматическими/метаморфическими образованиями (реки категории 3) и с вулканическими породами (реки категории 4), перекрытия не имеют.

Фигуративные точки тонкозернистых обломочных пород венда севера Патомского нагорья, мариинской и нохтуйской свит, распределены на диаграммах следующим образом (рис. 6). Все точки глинистых сланцев мариинской свиты располагаются вне пределов какого-либо из классификационных полей. Точки большепатомской и баракунской свит можно видеть в полях 1 + 2, 3, а также в области перекрытия полей 1 + 2 и 3. Это позволяет считать, что вендские тонкозернистые обломочные породы перечисленных свит в той или иной мере сопоставимы по геохимическим параметрам с отложениями приустьевых частей современных рек категорий 1 (крупные реки) и 2 (реки, текущие по водосборам, сложенным в основном осадочными породами), а также категории 3 (реки, дренирующие области развития магматических/метаморфических образований).

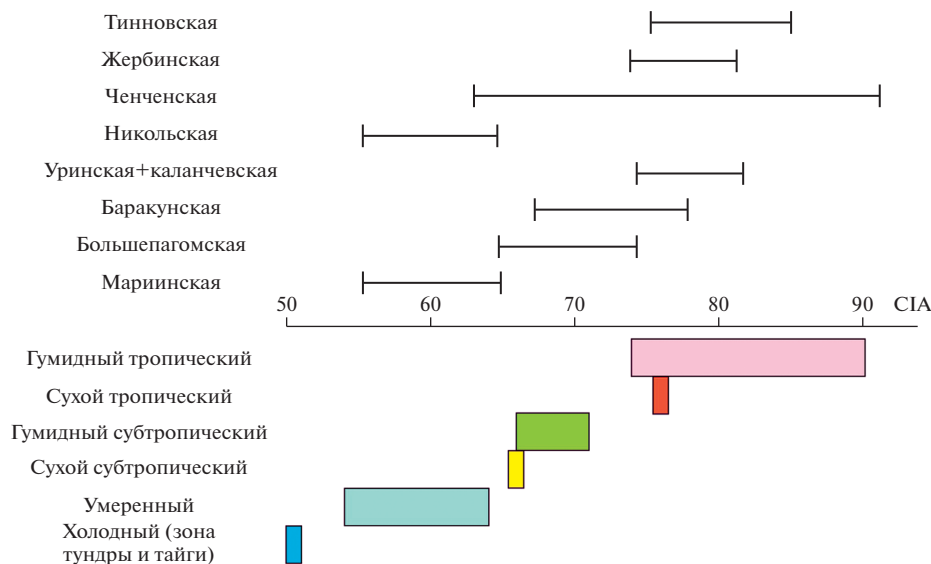
Фигуративные точки тонкозернистых обломочных пород уринско-нохтуйского интервала локализованы на диаграммах  $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$  и  $(La/Yb)_N - Th$  несколько по-иному. Оставаясь, по большей части, в пределах полей 1 и 2, они, по сравнению с точками большепатомской и баракунской свит, смещены из поля 3 в поле 4 и, таким образом, оказываются сосредоточены в областях перекрытия полей 1 и 2, полей 1, 2 и 4, а также входят собственно в поле 4.

Это значит, что в венде и в самом начале кембрия питание бассейна алюмосиликокластикой осуществлялось как крупными реками (вероятно, несущими материал, формировавшийся за счет размыва комплексов пород Сибирского кратона), так и реками относительно небольшими (реки категорий 3 и 4). Реки категории 3 также дренировали кратон, а реки категории 4 брали начало и текли в бассейн, по-видимому, с юга (в современных координатах). Объем материала, поставлявшегося в область осадконакопления крупными речными артериями, естественно, превышал или существенно превышал объем обломочной массы, привносящийся другими категориями рек.

С учетом данных, приведенных в публикации [McLennan, 1993 и ссылки там], можно предполагать, что реки, поставлявшие в венде тонкую алюмосиликокластику в область осадконакопления, которая существовала на севере Патомского нагорья (в современных координатах), функционировали в основном в условиях гумидного субтропического и тропического климата (рис. 7). Очевидно, что такие выводы контрастируют с представлениями о марино-гляциальной природе диамиктитов большепатомской свиты [Чумаков и др., 2013], а также с гипотезой П.Ю. Петрова [2018б] о существовании в уринское время в областях питания умеренно холодного аридного/семиаридного климата. Однако хорошо известно, что докембрийские гляциогенные отложения (собственно диамиктиты и их тонкозернистый матрикс) характеризуются весьма широким спектром значений CIA. Эти значения варьируют от  $54 \pm 2$  (формация Айн, Южный Оман) и  $56 \pm 1$  (формация Аркахол, Южный Оман) до  $70 \pm 5$  (формация Порт Аскейг, Западная Шотландия) и  $74 \pm 5$  (формация Фик, Северный Оман) [Маслов, 2010]. Диамиктиты верхнеархейской формации Корнейшн, Южная Африка, характеризуются величиной CIA  $83 \pm 18$ , однако содержание в них обломков кристаллических пород весьма невелико, и можно предполагать, что высокие значения CIA в них обусловлены в основном присутствием рециркулированного осадочного материала. Ассоциирующие с докембрийскими диамиктитами глинистые породы также имеют существенно варьирующие и иногда довольно высокие величины CIA – от 60–62, формации Минерал Форк,



**Рис. 6.** Положение точек состава глинистых пород исследуемого разреза на диаграммах  $(La/Yb)_N$ - $Eu/Eu^*$  (а) и  $(La/Yb)_N$ -Th (б). Условные обозначения см. рис. 3.



**Рис. 7.** Соотношение величин CIA в алевроито-глинистых осадках современных крупных рек различных климатических зон и в тонкозернистых обломочных/глинистых породах исследованного разреза.

Юта, США и Машам, Южный Оман, до 69–76, танинская, койвинская, керноская и старопечнинская свиты нижнего венда Среднего Урала и формации Фик и Аркахол Омана. Таким образом очевидно, что во многих случаях свойственные гляциальным и марино-гляциальным отложениям значения CIA отражают не климат времени их

формирования, а те климатические обстановки, которые существовали до их накопления и были запечатлены в геохимических характеристиках комплексов пород, которые размывались на палеоводосборах в гляциальные эпохи. Именно такая ситуация, вероятно, реализовалась и в рассмотренном нами случае.

### Биопродуктивность бассейнов

В своем обзоре предшествующих работ мы отметили, что изменения палеогеодинамической обстановки во время накопления отложений венда, а также некоторая специфика процессов накопления изученных осадочных последовательностей, привели, по мнению авторов публикаций [Немеров и др., 2010; Петров, 2018б и др.], к увеличению содержания биофильных элементов в водах рассматриваемых бассейнов и росту биопродуктивности. Рассмотрим, подтверждаются ли эти представления нашими литогеохимическими данными.

Известно, что некоторые геохимические характеристики тонкозернистых обломочных пород позволяют оценить уровень биопродуктивности морских бассейнов прошлого [Маслов, 2020 и ссылки там]. Для этого обычно оценивается соотношение концентраций элементов-индикаторов вклада терригенной (Al, Ti, Zr, Th и Cr), аутигенной (Mo, V, U и др.) и биогенной (C, P, Ba, Ni, Zn, Cd и Cu) составляющих породы. Высокая биопродуктивность предполагается для морских палеобассейнов, осадки которых обогащены ОВ [Planavsky et al., 2010; Plewa et al., 2012; Yeasmin et al., 2017 и др.]. В то же время, захороненное в осадках ОВ, как правило, подвергается постседиментационным трансформациям, поэтому реконструкция биопродуктивности бассейнов с использованием литогеохимических индикаторов имеет определенные ограничения [Averyt, Paytan, 2004; Anderson, Winckler, 2005 и др.].

К наиболее хорошо известным индикаторам палеобиопродуктивности относятся Ba и P, однако концентрации этих элементов в осадочных породах не всегда являются "первичными" [Tribovillard et al., 2006 и ссылки в этой работе]. В некоторых случаях даже существенно повышенное содержание P в породах не обязательно свидетельствует о высокой биопродуктивности палеобассейна, так как концентрация  $P_{орг}$  контролируется также и окислительно-восстановительными характеристиками осадочной системы [Tribovillard et al., 2006]. Фосфор тесно связан также с Fe [Planavsky et al., 2010], и некоторые авторы полагают, что высокая концентрация Fe в водной массе может ограничивать первичную продуктивность, а, следовательно, и масштаб поступления ОВ в осадки [Mills et al., 2004]. Считается [Rapineau, 2010; Lenton et al., 2014; Horton, 2015 и др.], что в докембрии первичная продуктивность и скорости захоронения  $C_{орг}$  в осадках были весьма чувствительны к притоку фосфора в морские бассейны с континентов, на которых происходило интенсивное выветривание магматических пород основного состава. Дополнительными факторами, способствовавшими повышенному поступлению P в океан, могли быть усиление интенсивности выветривания на суше в результате биоколониализации континентов [Lenton, Watson, 2004]; возрастание скоростей выветривания в связи с

деятельностью ледников [Planavsky et al., 2010]; высокое стояние континентов [Campbell, Squire, 2010] и др.<sup>2</sup>.

Вместе с отмершей биомассой, в составе комплексных металлоорганических соединений Ni, Cu, Zn, Cd и ряд других элементов попадают в осадок, где после деструкции металлоорганических комплексов тесно ассоциируют с пиритом [Tribovillard et al., 2006]. Из этого следует, что концентрации перечисленных элементов в осадочных породах могут служить индикаторами уровня биопродуктивности палеобассейнов. Более подробно этот вопрос рассмотрен нами в работе [Маслов, 2020].

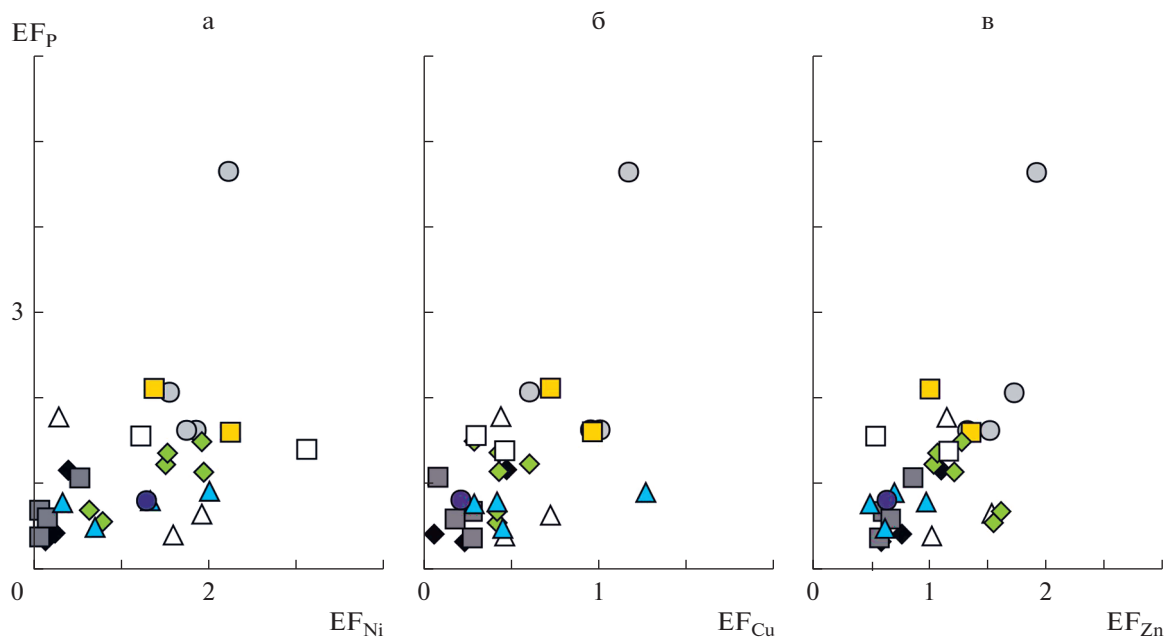
Степень обогащения осадочных пород элементами-примесями (Enrichment Factor, EF), а, соответственно, и уровень биопродуктивности палеобассейнов, оцениваются путем нормирования содержания их ( $\Sigma$ ) на содержание Al в исследуемых образцах ( $\Sigma_{образец}/Al_{образец}$ ) и сравнения полученного значения с величиной  $\Sigma/Al$ , вычисленной для того или иного референтного объекта [Calvert, Pedersen, 1993; Tribovillard et al., 2006 и др.]. В настоящей работе мы анализируем коэффициенты концентрации, рассчитанные относительно PAAS.

Тонкозернистые обломочные породы венда севера Патомского нагорья характеризуются средней величиной EF фосфора  $1.30 \pm 0.95$  (минимум – 0.37. максимум – 4.64). При этом из 7 проанализированных образцов глинистых сланцев большепатомской и баракунской свит только в двух образцах степень обогащения фосфором ( $EF_P$ ) несколько или ощутимо выше 1. Напротив, во всех 6 образцах уринской и каланчевской свит значение  $EF_P$  больше 1 (1.61...4.64). Обогащенные и обедненные фосфором относительно PAAS тонкозернистые обломочные породы есть среди образцов никольской и тинновской свиты, тогда как все проанализированные образцы подобных пород жербинской свиты характеризуются значениями  $EF_P < 0.91$ . Величина  $EF_P$  в глинистых породах мариинской свиты варьирует от 0.34 до 1.16; в таких же по гранулометрическому составу породах нохтуйской свиты  $EF_P > 1$  во всех исследованных образцах.

Между параметрами  $EF_P$  и Th/Co,  $EF_P$  и  $(La/Yb)_N^3$  наблюдается слабая отрицательная

<sup>2</sup> Это, естественно, не все существующие в литературе гипотезы и точки зрения. Некоторые из них вызывают определенные вопросы, некоторые довольно тривиальны, но мы не имеем возможности обсуждать их подробно все.

<sup>3</sup> Эти отношения можно с определенной долей вероятности рассматривать как индикаторы типов бассейнов осадконакопления. Высокие значения обоих предполагают формирование осадков в стабильном бассейне пассивной окраины и поступление в него геохимически зрелых продуктов выветривания. Низкие значения указывают на питание его заметно менее зрелой алюмосиликокластической и трансформацию в задуговой/формландовый бассейн.



**Рис. 8.** Корреляция между величиной  $EF_p$  и значениями  $EF_{Ni}$  (а),  $EF_{Cu}$  (б) и  $EF_{Zn}$  (в) в глинистых породах исследованного разреза. Условные обозначения см. рис. 3.

корреляция (соответственно  $-0.24$  и  $-0.20$ ). Это позволяет думать, что между уровнем биопродуктивности палеобассейнов, существовавших на рассматриваемой территории в конце позднего рифея(?)—венде и их палеогеодинамической эволюцией, которая привела к изменению типа осадочного бассейна, определенной связи, по-видимому, не было.

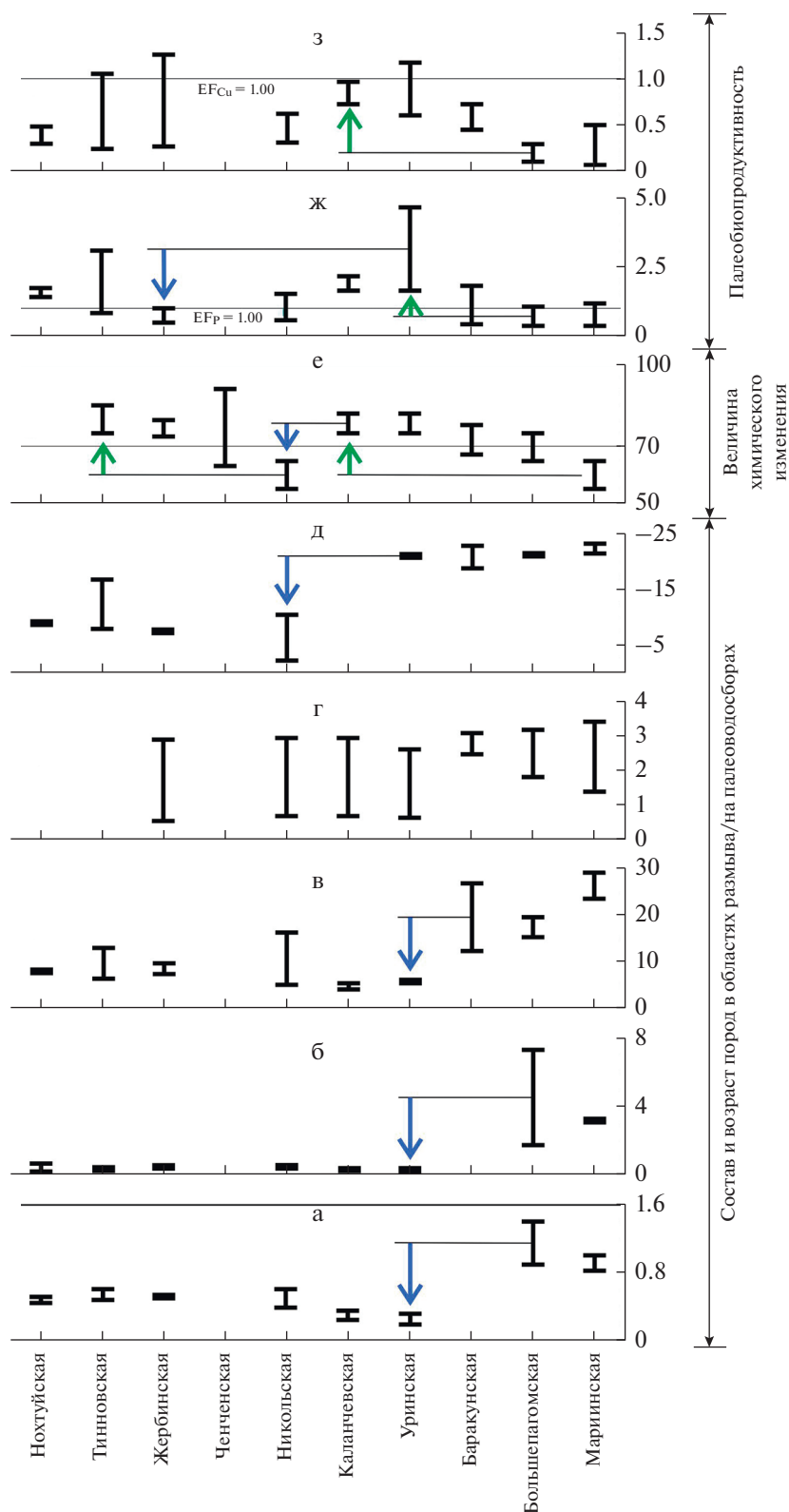
Средняя величина  $EF_{Zn}$  для глинистых пород венда составляет  $1.10 \pm 0.40$ . При этом в образцах мариинской и нохтуйской свит встречаются как  $EF_{Zn} > 1$ , так и  $EF_{Zn} < 1$ . Во всех образцах тонкозернистых обломочных пород большепатовской свиты  $EF_{Zn} < 1$ . Напротив, глинистые породы баракунско-никольского интервала характеризуются величинами  $EF_{Zn} > 1$  ( $1.01 \dots 1.93$ ). Максимальное значение  $EF_{Zn}$  установлено в глинистых породах уринской свиты. Достаточно высокие значения  $EF_{Zn}$  можно видеть и в породах никольской свиты. В то же время для тонкозернистых обломочных пород жербинской и тинновской свит обогащения Zn по сравнению PAAS не наблюдается. Корреляция между  $EF_p$  и  $EF_{Zn}$  умеренная положительная ( $r = 0.49$ ) (рис. 8а).

Среднее значение  $EF_{Cu}$  для тонкозернистых обломочных пород венда (большепатовско-тинновский интервал) составляет  $0.57 \pm 0.33$  (минимум  $-0.09$ , максимум  $-1.26$ ). Глинистые породы большепатовской, баракунской, каланчевской и никольской свит во всех исследованных образцах

показали более низкие, чем в PAAS, концентрации Cu. Среди тонкозернистых обломочных пород уринской, жербинской и тинновской свит встречаются как относительно обогащенные Cu, так и относительно обедненные ею по сравнению с PAAS. Довендские (мариинская свита) и раннекембрийские глинистые породы имеют значения  $EF_{Cu} < 1$ . В то же время положительная корреляция  $EF_p$  и  $EF_{Cu}$  в них проявляется сильнее, чем для  $EF_p$  и  $EF_{Zn}$  ( $r = 0.62$ ) (см. рис. 8б).

Наконец, средняя величина  $EF_{Ni}$  для венда составляет  $1.28 \pm 0.76$ . Подстилающие глинистые породы мариинской свиты имеют значения  $EF_{Ni}$  от  $0.13$  до  $0.40$ . Также меньше 1 в глинистых породах большепатовской свиты величины  $EF_{Ni}$  также не превышают 1. Отобранные выше по разрезу, вплоть до нохтуйской свиты, образцы и в основном характеризуются значениями  $EF_{Ni} > 1$ . Достаточно высокие значения  $EF_{Ni}$  наблюдаются также и в образцах глинистых пород уринской, каланчевской и жербинской свит. Корреляция  $EF_p$  и  $EF_{Ni}$  умеренная положительная ( $r = 0.54$ ) (см. рис. 8в).

Обобщенная картина изменения значений различных лито- и изотопно-геохимических индикаторов в разрезе верхов верхнего рифея, венда и низов кембрия севера Патомского нагорья (Лено-Жуинский район) приведена на (рис. 9).



**Рис. 9.** Изменение снизу вверх по исследованному разрезу значений (минимум–максимум) ряда лито- и изотопно-геохимических индикаторов состава и возраста пород на палеоводосборах, интенсивности химического выветривания и палеобиопродуктивности (а – Th/Sc, б – Th/Co, в – (La/Yb)<sub>N</sub>, г – возраст обломочных цирконов в терригенных породах, млрд лет, д – ε<sub>Nd</sub>(t), е – CIA, ж – E<sub>FP</sub>, з – E<sub>FCu</sub>).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ различных лито- и изотопно-геохимических индикаторов состава пород палеоводосборов, палеоклимата и палеопродуктивности бассейнов, а также изменений их величин снизу вверх по разрезу мариинско-нохтуйского стратиграфического интервала (верхний рифей?—венд—нижний кембрий) севера Патомского нагорья показал следующее.

Значения индикаторов состава пород на палеоводосборах — Th/Sc, Th/Co и (La/Yb)<sub>N</sub>, установленные в глинистых породах, а также возраст обломочных цирконов в песчаниках мариинско-баракунского интервала и в вышележащих отложениях (уринско-нохтуйский интервал)? существенно различны. Это предполагает появление на палеоводосборах в преуриинское или уриинское время новых, более основных по составу и более молодых (ювенильная кора) магматических комплексов, служивших источниками тонкой алюмосиликокластике, что согласуется с выводами предыдущих исследователей. В то же время, величины  $\epsilon_{Nd}(t)$  и  $t_{Nd}(DM)$  для тонкозернистых обломочных пород мариинско-уринского интервала примерно одни и те же. Существенное возрастание  $\epsilon_{Nd}(t)$  и уменьшение Nd модельных возрастов (свидетельство появления в областях размыва ювенильного материала) фиксируется в подошве никольской свиты и прослеживается вверх по разрезу вплоть до нохтуйской свиты раннего кембрия.

От мариинской свиты к уринско-каланчевскому интервалу наблюдается рост величин CIA, рассчитанных для глинистых пород. Для никольского интервала характерно заметное уменьшение CIA (связанное с поступлением в область осадконакопления нового, ювенильного материала или с другими факторами), а выше по разрезу вновь наблюдается возрастание величины этого параметра. Питание бассейна осадконакопления тонкой алюмосиликокластикой в венде и начале кембрия осуществлялось, по-видимому, как крупными, так и небольшими реками (реки категорий 3 и 4). Первые, вероятно, приносили в конечный водоем стока продукты размыва пород фундамента Сибирского кратона. Реки категории 3 также дренировали этот кратон или так же, как и реки категории 4, текли в бассейн с юга (в современных координатах).

С учетом приведенных в работе [McLennan, 1993] данных о величинах индекса химического изменения (CIA) в осадках крупных современных рек разного типа, мы предполагаем, что в венде в область осадконакопления, существовавшую на севере Патомского нагорья, поступал в основном материал, мобилизованный с палеоводосборов областей гумидного субтропического и тропического климата или привносилась алюмокластика

из разрушавшихся комплексов пород, содержащих такой материал. Умеренный климат можно предполагать только для времени накопления отложений никольской свиты. Следовательно, существующие в литературе гипотезы о палеоклимате венда севера Патомского нагорья нуждаются в привлечении дополнительных аргументов (возможно, результатов определения химического состава декarbonатизированных образцов глинистых пород) или данные о значениях CIA в тонкозернистых обломочных породах Патомского бассейна требуют корректировки. Так, например, в большепатомское время размыву могли подвергаться преимущественно осадочные образования, в результате величины параметра CIA, рассчитанные для аргиллитов большепатомской свиты должны быть заведомо выше, по сравнению с тем случаем, когда они состоят из продуктов размыва кристаллических комплексов в гляциальных или субгляциальных обстановках.

Значения коэффициента обогащения фосфором ( $EE_p$ ) возрастают от мариинской к уринской или каланчевской свитам, затем уменьшаются в интервале никольской и жербинской свит и вновь возрастают в отложениях низов нижнего кембрия. Величины  $EF_{Cu}$  возрастают от мариинско-большепатомского интервала к верхам дальнетайгинской свиты. Для никольской свиты характерно некоторое относительное уменьшение, а выше в жербинской и тинновской свитах вновь отмечается некоторое возрастание  $EF_{Cu}$  (параметр  $EF_{Zn}$  ведет себя несколько иначе), а затем уменьшение в отложениях нижнего кембрия.

Отсутствие выраженной отрицательной корреляции между  $EF_p$  и величинами отношений некоторых редких и рассеянных элементов, свидетельствующих о составе размывавшихся пород на палеоводосборах (и, соответственно, о типе осадочного бассейна), позволяет предполагать, что между продуктивностью палеобассейнов и геодинамическими обстановками венда связи, скорее всего, не было.

Как можно видеть, некоторые наши выводы не согласуются с имеющимися в литературе представлениями, однако они получены независимым методом с помощью хорошо зарекомендовавшего себя инструментария и, следовательно, имеют право быть представленными нашим читателям.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны Н.С. Глушковой, выполнившей все иллюстрации к данной работе.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках тем госбюджетных исследований ГИН РАН (0135-2019-0043) и ИГГД РАН (FMUW-2021-0003).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Воробьева Н.Г., Петров П.Ю.* Микробиота баракунской свиты и биостратиграфическая характеристика дальнотайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 26–42.
- Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Чумаков Н.М.* Новые находки нижневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста патомского комплекса Средней Сибири // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 6. С. 782–787.
- Иванов А.И., Лифшиц В.И., Перевалов Т.М. и др.* Докембрий Патомского нагорья. М.: Недра, 1995. 351 с.
- Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Под ред. М.А. Семихатова, Н.М. Чумакова. М.: Наука, 2004. 299 с.
- Котова Л.Н., Подковыров В.Н.* Литогеохимическая характеристика терригенных образований Уринского поднятия Патомского региона Сибири // Осадочные комплексы Урала и прилегающих регионов и их минералогия. Материалы 11 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. С. 127–128.
- Маслов А.В.* Гляциогенные и связанные с ними осадочные образования: основные литохимические особенности. Сообщение 1. Поздний архей, протерозой // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 4. С. 423–445.
- Маслов А.В.* Доордовикские фосфориты и палеоокеанография: краткий геохимический экскурс в систематику редкоземельных элементов // Литосфера. 2017. № 1. С. 5–30.
- Маслов А.В.* Индикаторы эндо- и экзосферных процессов в осадочных последовательностях и разрез верхнего докембрия Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 4. С. 309–336.
- Маслов А.В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: УГГУ, 2005. 289 с.
- 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., 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.
- Маслов А.В., Школьник С.И., Летникова Е.Ф. и др.* Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении осадочных толщ. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2018. 383 с.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.* Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 883–899.
- Немеров В.К., Станевич А.М.* Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогеогенеза в бассейнах Байкальской горной области // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 456–470.
- Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А. и др.* Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 729–747.
- Петров П.Ю.* Постледниковые отложения дальнотайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 1. Баракунская свита // Литология и полез. ископаемые. 2018а. № 5. С. 459–472.
- Петров П.Ю.* Постледниковые отложения дальнотайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири. Сообщение 2. Уринская и каланчевская свиты и история бассейна // Литология и полез. ископаемые. 2018б. № 6. С. 521–538.
- Петров П.Ю., Покровский Б.Г.* С-изотопные свидетельства метаногенеза в осадках дальнотайгинской серии (нижний венд Патомского бассейна Сибири) // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 2. С. 99–112.
- Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н.* Литология, геохимия и этапы формирования отложений патомского комплекса южной периферии Сибирской платформы // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии // Материалы Пятой Всеросс. научной конференции с международным участием. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2018. Т. 1. С. 68–71.
- Подковыров В.Н., Котова Л.Н.* Литогеохимия терригенных отложений стратотипического разреза венда севера Патомского нагорья, юг Сибирской платформы // Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы / Под ред. В.А. Глебовицкого, Ш.К. Балтыбаева. СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений, 2018. С. 112–129.
- Подковыров В.Н., Котова Л.Н., Голубкова Е.Ю., Ивановская А.В.* Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда Непско-Жуинского региона Сибирской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 4. С. 337–349.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И.* Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полез. ископаемые. 2006а. № 5. С. 505–530.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И.* Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских от-



- ложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 2. Природа карбонатов с ультранизкими и ультравысокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  // Литология и полез. ископаемые. 2006б. № 6. С. 642–654.
- Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Петров П.Ю.* Изотопный состав Sr в известняках дальнетайгинской серии Патомского бассейна: опорный разрез венда Сибири // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 3. С. 243–256.
- Рудько С.В., Петров П.Ю., Кузнецов А.Б. и др.* Уточненный тренд  $\delta^{13}\text{C}$  в дальнетайгинской серии Уринского поднятия (венд, юг Средней Сибири) // Докл. АН. 2017. Т. 477. № 5. С. 590–594.
- Станевич А.М.* Обстановки накопления морских отложений и бактериальные биоценозы неопротерозоя юга Сибирской платформы // Вестник ИрГТУ. 2014. № 3 (86). С. 71–78.
- Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др.* Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.
- Стратиграфия нефтеносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Гео, 2005. 428 с.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.* Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5–28.
- Хоментовский В.В., Постников А.А.* Неопротерозойская история развития Байкало-Вилюйской ветви Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2001. № 3. С. 3–21.
- Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А. и др.* Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. С. 465–484.
- Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В. и др.* Изотопные (Sm-Nd, Pb-Pb и  $\delta^{34}\text{S}$ ) и геохимические характеристики метаосадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) и эволюция осадочного бассейна в неопротерозойское время // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 213–244.
- Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В. и др.* Источники обломочного материала неопротерозойских метаосадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) по Sm-Nd изотопным данным // Геохимия. 2017. № 1. С. 17–25.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Будяк А.Е. и др.* Вариации изотопного отношения  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  в метаосадочных породах и свидетельство изменения условий осадконакопления в неопротерозое в эдиакарское время // Докл. АН. 2019а. Т. 484. № 4. С. 472–477.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Покровский Б.Г. и др.* Изотопное отношение  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  как индикатор окислительно-восстановительных условий в эдиакарском палеобассейне (разрез р. Чая, Байкало-Патомское нагорье, юг Средней Сибири) // Докл. АН. 2019б. Т. 485. № 3. С. 356–360.
- Чумаков Н.М., Капитонов И.Н., Семихатов М.А. и др.* Возраст верхней части патомского комплекса Средней Сибири: изотопные датировки обломочных цирконов никольской и жербинской свит // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 18. № 2. С. 115–119.
- Чумаков Н.М., Красильников С.С.* Литологические особенности рифейских тиллоидов Уринского поднятия // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 3. С. 58–78.
- Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А.* Геологическая история патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // Докл. АН. 2007. Т. 413. № 3. С. 379–383.
- Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н.* Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 26–51.
- Шибина Т.Д., Кляровская А.В., Коханова А.Н.* Литология верхнерифейско-нижнесреднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Предпатомского прогиба // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 1. [http://www.ngtp.ru/rub/2/13\\_2012.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/13_2012.pdf)
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Anderson R.F., Winckler G.* Problems with paleoproductivity proxies // *Paleoceanography*. 2005. V. 20. PA3012. <https://doi.org/10.1029/2004PA001107>
- Averyt K.B., Paytan A.* A comparison of multiple proxies for export production in the equatorial Pacific // *Paleoceanography*. 2004. V. 19. PA4003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001005>
- 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.
- Bolnar R., Kamber B.S., Moorbath S. et al.* Chemical characterization of earth's most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. P. 1555–1573.
- 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.
- Calvert S.E., Pedersen T.F.* Geochemistry of recent oxic and anoxic sediments: implications for the geological record // *Mar. Geol.* 1993. V. 113. P. 67–88.
- Campbell I.H., Squire R.J.* The mountains that triggered the Late Neoproterozoic increase in oxygen: The Second Great Oxidation Event // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2010. V. 74. P. 4187–4206.
- Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1–37.

- Condie K.C., Wronkiewicz D.A.* The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 97. P. 256–267.
- 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.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M.* Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology.* 1995. V. 23. P. 921–924.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137–150.
- Harnois L.* The CIW index: a new chemical index of weathering // *Sed. Geol.* 1988. V. 55. P. 319–322.
- Horton F.* Did phosphorus derived from the weathering of large igneous provinces fertilize the Neoproterozoic Ocean? // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2015. V. 16. P. 1723–1738.
- González-Álvarez I., Kerrich R.* Weathering intensity in the Mesoproterozoic and modern large-river systems: A comparative study in the Belt–Purcell Supergroup, Canada and USA // *Precambrian Res.* 2012. V. 208–211. P. 174–196.
- Lenton T.M., Boyle R.A., Poulton S.W. et al.* Co-evolution of eukaryotes and ocean oxygenation in the Neoproterozoic era // *Nature Geosci.* 2014. V. 7. P. 257–265.
- Lenton T.M., Watson A.J.* Biotic enhancement of weathering, atmospheric oxygen and carbon dioxide in the Neoproterozoic // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L05202. <https://doi.org/10.1029/2003GL018802>
- McLennan S.M.* Weathering and global denudation // *J. Geol.* 1993. V. 101. P. 295–303.
- McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // *Processes controlling the composition of clastic sediments* / Eds M.J. Johnsson, A. Basu // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 1993. V. 284. P. 21–40.
- Mills M.M., Ridame C., Davey M. et al.* Iron and phosphorus co-limit nitrogen fixation in the eastern tropical North Atlantic // *Nature.* 2004. V. 429. P. 292–294.
- Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature.* 1982. V. 299. P. 715–717.
- Palenova E.E., Yudovskaya M.A., Freid D., Rodionov N.V.* Detrital zircon U–Pb ages of Paleo- to Neoproterozoic black shales of the Baikal–Patom Highlands in Siberia with implications to timing of metamorphism and gold mineralization // *J. Asian Earth Sci.* 2019. V. 174. P. 37–58.
- Papineau D.* Global biogeochemical changes at both ends of the Proterozoic: Insights from phosphorites // *Astrobiology.* 2010. V. 10. P. 165–181.
- Pelechaty S.M.* Integrated chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: implication for a global stratigraphy // *J. Geol. Soc. London.* 1998. V. 155. P. 957–973.
- Planavsky N.J., Rouxel O., Bekker A. et al.* The evolution of the marine phosphate reservoir // *Nature.* 2010. V. 467. P. 1088–1090.
- Plewa K., Meggers H., Kuhlmann H. et al.* Geochemical distribution patterns as indicators for productivity and terrigenous input off NW Africa // *Deep-Sea Res. Part I.* 2012. V. 66. P. 51–66.
- Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N. et al.* Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // *Precambrian Res.* 2015. V. 267. P. 39–71.
- Roser B.P., Korsch R.J.* Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio // *J. Geol.* 1986. V. 94. P. 635–650.
- Sovetov J.K.* Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleopangean accretionary phases // *Rus. J. Earth Sci.* 2002. V. 4. P. 363–387.
- Stanevich A.M., Mashchuk I.M., Mazukabzov A.M. et al.* The southern fragment of the Siberian craton: “landscape” history over two billion years // *Geodynamics & Tectonophysics.* 2010. V. 1. № 1. P. 103–118.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H. et al.* JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chem. Geol.* 2000. V. 168. P. 279–281.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Tribovillard N., Algeo T.J., Lyons T., Riboulleau A.* Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update // *Chem. Geol.* 2006. V. 232. P. 12–32.
- Winston D.* Evidence for intracratonic, fluvial and lacustrine settings of Middle to late Proterozoic basins of western U.S.A. / *Mid-Proterozoic Laurentia Baltica* / Eds C.F. Gower, T.R.B. Rivers // *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 1990. № 38. P. 535–564.
- Winston D.* Fluvial systems of the Precambrian Belt Supergroup, Montana and Idaho // *Fluvial sedimentology* / Ed. A.D. Maill // *Can. Soc. Petr. Geol. Mem.* 1978. No 5. P. 343–359.
- Winston D.* The Precambrian Missoula Group of Montana as a braided stream and sea-margin deposits // *Belt symposium. Idaho Bur. Mines and Geology.* 1973. V. 1. P. 208–220.
- Yeasmin R., Chen D., Fu Y. et al.* Climatic–oceanic forcing on the organic accumulation across the shelf during the Early Cambrian (Age 2 through 3) in the mid-upper Yangtze Block, NE Guizhou, South China // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 134. P. 365–386.

## Lithochemical Characteristics of Vendian Deposits of the North Patom Highlands

A. V. Maslov<sup>1, \*</sup>, V. N. Podkovyrov<sup>2</sup>, V. P. Kovach<sup>2</sup>, N. Yu. Zagornaya<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

<sup>2</sup>Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences,  
Makarov emb., 2, Saint-Petersburg, 199034 Russia

\*e-mail: amas2004@mail.ru

The results of the analysis of litho- and isotopic-geochemical indicators of the composition of paleocatchments, paleoclimate and paleoproductivity in the rocks of the Mariinsky-Nokhtuisk interval (Upper Riphean? – Vendian–Lower Cambrian) in the north of the Patom Highlands (Leno-Zhuinsky region) are presented. It was found that the values of Th/Sc, Th/Co and  $(La/Yb)_N$  in fine-grained/clayey rocks, as well as the age of detrital zircons in sandstones, in the Mariinsky-Barakun interval and overlying sediments, are different. This indicates the emergence of new complexes of rocks-sources of thin aluminosilicoclastics in the pre-Ura or Ura periods, and is consistent with the conclusions of previous studies. Significant increase in  $\epsilon_{Nd}(t)$  values and a decrease in Nd model ages are recorded at the base of the Nikolskaya Formation and can be traced up the section up to the Nokhtuisk Formation of the Early Cambrian. Based on the geochemical data on the sediments of large modern rivers, it can be assumed that the paleo-catchment areas of the Vendian and Early Cambrian were composed of rocks influenced by a humid subtropical and tropical climate. The absence of a pronounced negative correlation between the  $EF_p$  value and the ratios of a number of trace and trace elements, reflecting the composition of rocks in the paleocatchment areas, and, presumably, the types of sedimentary basin, suggests that no significant relationship was observed between the paleoproductivity and geodynamic settings of the Vendian.

*Keywords:* north of the Patom Highland, Vendian, fine-grained clastic/clayey rocks, composition of paleocatchments, paleoclimate, paleoproductivity.