

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПРОТОЛИТОВ МЕТАПЕЛИТОВ ВЕРХНЕГО РИФЕЯ И ВЕНДА БОДАЙБИНСКОЙ ЗОНЫ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

© 2022 г. В. Н. Подковыров<sup>а, \*</sup>, А. В. Маслов<sup>б, с, \*\*</sup>

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

<sup>б</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

<sup>с</sup>Институт геологии и минералогии СО РАН, пр-т Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

\*e-mail: vpodk@mail.ru

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

Поступила в редакцию 14.05.2021 г.

После доработки 16.11.2021 г.

Принята к публикации 15.12.2021 г.

В статье приводятся результаты анализа литохимических особенностей метапелитов верхнего рифея и венда Бодайбинской структурно-фациальной зоны Байкало-Патомского складчатого пояса. Показано, что свойственные метапелитам значения  $K_2O/Na_2O$  и  $SiO_2/Al_2O_3$  свидетельствуют о незатронутости их калиевым метасоматозом и процессами окремнения. Соотношение в метапелитах модулей ТМ и ЖМ, НКМ и ГМ позволяет считать, что их протолиты были представлены преимущественно материалом первого седиментационного цикла. Источниками его являлись, по всей видимости, магматические породы среднего и основного состава. Состав протолитов сопоставим с каолинитовыми, каолинит-иллит-смектитовыми и хлорит-смектит-иллитовыми глинами, т. е. принципиально не отличается от состава большинства “обычных” глинистых пород. Средние величины химического индекса изменения ( $СИА_{коррект}$ ) превышают пороговое его значение, разделяющее породы, формировавшиеся в условиях холодного/аридного и теплого/гумидного климата, только для метапелитов харлухтахой, хайвергинской, аунакитской и вачской свит. Метапелиты остальных уровней верхнего рифея и венда Бодайбинской зоны сложены относительно слабо измененной процессами химического выветривания на палеоводосборах тонкой алюмосиликокластикой. Средние для свит величины коэффициентов концентрации фосфора дают основание считать, что палеопродуктивность областей осадконакопления верхнего рифея и венда, несмотря на довольно высокое содержание в ряде случаев в метапелитах  $C_{орг}$ , была незначительной. В составе метапелитов нет также признаков присутствия “камуфлированной” пирокластикой или продуктов подводных эксгальций.

**Ключевые слова:** Байкало-Патомский складчатый пояс, Бодайбинская зона, верхний рифей, венд, метапелиты, литохимия, условия формирования протолитов

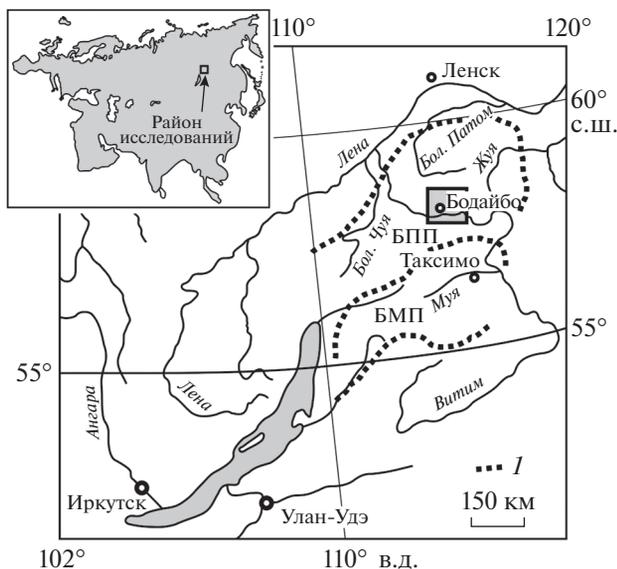
**DOI:** 10.31857/S0016752522090059

Одной из крупнейших структур Центрально-Азиатского орогенного пояса является Байкало-Патомский складчатый пояс (БПП), дугой обрамляющий с юга Сибирскую платформу (Рыцк и др., 2011; Ярмолюк и др., 2012; Чугаев и др., 2018; и др.). Накопление участвующих в его строении верхнерифейско-вендских (неопротерозойских) терригенно-карбонатных последовательностей, мощность которых превышает в ряде случаев 15 км, происходило на пассивной континентальной окраине Палеоазиатского океана, образованного в результате рифтогенеза, связанного с распадом Родинии (Зоненшайн и др., 1990; Беличенко и др., 1994; Станевич и др., 2007; Li et al., 2008; Богданова и др.,

2009; Немеров и др., 2010; Хераскова и др., 2010; Чугаев и др., 2018; и др.).

История накопления верхнерифейско-вендских отложений БПП охватывает несколько этапов: баллаганахский<sup>1</sup>, дальнетайгинско-жуинский и юдомский/присяянский (Ленский золотосносный..., 1971; Немеров, Станевич, 2001; Эволюция..., 2006; Немеров и др., 2010; Станевич,

<sup>1</sup> Традиционно этот этап именуется медвежевско-баллаганахским, но так как возраст формировавшихся в его начале отложений пурпольской и междвежевской свит большинством авторов принимается нижнерифейским, то мы здесь и далее рассматриваем только его баллаганахскую часть. Возраст баллаганахской серии считается в настоящее время верхнерифейским (Ковач и др., 2020 и ссылки там).



**Рис. 1.** Обзорная схема района исследований. Географическая основа по (Станевич и др., 2007) с изменениями. БПП – Байкало-Патомский пояс, БМП – Байкало-Муйский пояс. 1 – границы поясов.

2014; и др.). На первом этапе осадконакопление шло в рифтогенном морском бассейне, а терригенные толщии характеризовались низкой зрелостью (Эволюция..., 2006); это предполагает, что состав слагающих их метапесчаников и метапелитов близок к составу пород в областях размыва. Для дальнетайгинско-жуинского этапа были свойственны обстановки задугового бассейна (собственно островная дуга располагалась, по всей видимости, в пределах Байкало-Муйской зоны) и предорогенные. При этом в Бодайбинской зоне БПП (котловина задугового бассейна с преимущественным накоплением турбидитовых отложений, по (Эволюция..., 2006)) на фоне резкого прогибания шельфа накапливались высокоуглеродистые осадки аунакитской и вачской свит. В последующем формирование терригенных толщ (анангская, догалдынская и илигирская свиты) происходило в предгорном прогибе. Предполагается, что трансформация задугового бассейна в предгорный сопровождалась ростом биопродуктивности и, соответственно, возрастанием содержания в осадочных последовательностях органического углерода ( $C_{орг}$ ) (Немеров, Станевич, 2001; Станевич и др., 2007; Станевич, 2014). В качестве источников кластики на названном этапе выступали местные поднятия/Байкало-Муйская зона горных сооружений; объем обломочного материала, поступавшего из этих источников, считается сопоставимым с тем, что шел с Сибирского кратона (Эволюция..., 2006).

Бодайбинская структурно-фациальная зона (рис. 1) является в настоящее время одной из наи-

более исследованных структур БПП, что связано в первую очередь с присутствием здесь среди верхнерифейско-вендских толщ уникальных золоторудных объектов (Иванов и др., 1995; Иванов, 2008, 2014; Государственная..., 2010; и др.).

Ранее мы уже выполнили анализ лито- и изотопно-геохимических индикаторов состава палеоводосборов, палеоклимата и палеопродуктивности времени накопления отложений мариинско-нохтуйского интервала (верхний рифей(?)-венд-нижний кембрий) Ленско-Жуинской зоны севера Патомского нагорья. Было показано, что значения ряда индикаторных отношений редких и рассеянных элементов ( $Th/Sc$ ,  $Th/Co$  и  $(La/Yb)_N$ ) в глинистых породах мариинско-баракунского и уринско-нохтуйского интервалов различны. Это указывает на появление в преуринское или уринское время новых комплексов пород-источников тонкой алюмосиликокластики и согласуется с выводами предшественников. Высказано предположение, что палеоводосборы венда и начала кембрия, служившие источниками обломочного материала для области осадконакопления, существовавшей в пределах современного Лено-Жуинского района, были сложены породами, испытывавшими влияние гумидного субтропического и тропического климата. Отсутствие выраженной отрицательной корреляции между величиной  $E_{F_r}$  и индикаторами состава пород на палеоводосборах, позволяет думать, что между палеопродуктивностью и геодинамическими обстановками венда исследованного района не наблюдалось заметной взаимосвязи.

В настоящей работе рассматриваются литохимические особенности метапелитов верхнего рифея и венда Бодайбинской структурно-фациальной зоны (далее – просто зоны), расположенной южнее Лено-Жуинского района (типичная местность опорного разреза вендских отложений юга Средней Сибири (Чумаков и др., 2013)), т.е. дальше/мористее Сибирского кратона в современных координатах. Используя общепринятые методы и подходы литохимии (Юдович, Кетрис, 2000; Интерпретация..., 2001; Маслов, 2005; и др.) мы попытаемся оценить исходный состав протолитов метапелитов, состав пород-источников тонкой алюмосиликокластики, палеогеодинамические и палеоклиматические обстановки накопления исходных осадков, а также – палеопродуктивность бассейнов позднего рифея и венда и возможный вклад “камуфлированной” пирокластики в состав метапелитов баллаганаской, дальнетайгинской, жуинской и юдомской серий Бодайбинской зоны БПП.

	Патомская зона		Бодайбинская зона		
	Серия	Свита	Серия	Свита	
Венд	Трехверстная	Тинновская	Юдомская	Илигирская	
		Жербинская		Догалдынская	
		Анангрская			
	Жуинская	Ченченская	Жуинская	Вачская	
		Никольская		Аунакитская	
		Имняхская			
	Дальне-тайгинская	Каланчевская	Дальне-тайгинская	Хомолхинская	
		Уринская		Угаханская	
		Баракунская		Бужуихтинская	
		Большепатомская			
	Верхний рифей	Баллаганахская	Мариинская	Баллаганахская	Бодайбокканская
			Бугарихтинская		Бугарихтинская
Хайвергинская			Хайвергинская		
Харлухтахская			Харлухтахская		

**Рис. 2.** Стратиграфия верхнерифейско-вендских отложений Патомской и Бодайбинской структурно-фациальных зон Байкало-Патомского складчатого пояса, по данным (Иванов и др., 1995; Государственная..., 2010; Чумаков и др., 2013; Будяк и др., 2019) с упрощениями.

## ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕРИФЕЙСКО-ВЕНДСКИХ МЕТАТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ БОДАЙБИНСКОЙ ЗОНЫ

Имеющий значительную мощность разрез верхнерифейско-вендских отложений Бодайбинской структурно-фациальной зоны дифференцирован на ряд литостратиграфических подразделений (свит) (Ленский золотоносный..., 1971; и др.). Приводимая ниже характеристика свит основана на данных работ (Подковыров, 1983; Иванов и др., 1995; Иванов, 2008; Государственная..., 2010; и др.). Принадлежность различных свит к более крупным подразделениям принята в соответствии с представлениями авторов публикации (Будяк и др., 2019 и ссылки там). Согласно им в Бодайбинской/Мамско-Бодайбинской зоне верхнерифейско-вендские (неопротерозойские) отложения расчленяются на четыре региональных горизонта/серии (рис. 2): баллаганахский, дальнетайгинский, жуинский и юдомский. Первый объединяет отложения харлухтахской, хайвергинской, буга-

рихтинской и бодайбокканской свит. Ко второму принадлежат породы бужуихтинской, угаханской и хомолхинской свит. Жуинский горизонт включает отложения имняхской, аунакитской и вачской свит, а юдомский – анангрской, догалдынской и илигирской. Существуют и другие схемы расчленения рассматриваемых отложений. Так, в работе (Yudovskaya et al., 2016) харлухтахская, хайвергинская, бугарихтинская и бодайбокканская свиты принадлежат баллаганахской серии, бужуихтинская, угаханская, хомолхинская и имняхская свиты отнесены к ныгринской/дальнетайгинской серии, а аунакитская, вачская, анангрская, догалдынская и илигирская свиты – к бодайбинской. Напротив, по представлениям (Чугаев и др., 2017) к бодайбинской серии относятся жербинская и тинновская свиты.

Харлухтахская свита (300...650–1550 м) с размывом залегает на отложениях пурпольской и медвежьевской свит или на породах раннепротерозойского фундамента. В её составе<sup>2</sup> преобладают грубообломочные породы; подчинённое значение имеют метапесчаники и метапелиты. Свита характеризуется заметной фациальной неоднородностью. Среди гравийно-галечного материала преобладают обломки гранитоидов, встречается угловатая галька песчано-сланцевых пород нижнего протерозоя, кварцитов и песчаников пурпольской свиты, а также гнейсовидных гранитоидов. Содержание рассеянного органического вещества (РОВ) составляет 0.5–1%. По данным (Подковыров, 1983), точки состава метапелитов свиты на диаграмме  $Al_2O_3-K_2O-MgO$  (диаграмма АКМ, (Головенко, 1977)) попадают преимущественно в поля иллитовых, реже каолиновых или каолинит-иллитовых глин и в верхах свиты – хлорит-иллитовых глин. Предполагается, что в разрезах свиты можно видеть несколько трансгрессивных макроритмов, в которых наблюдается смена мелководно-морских, возможно лагунных обстановок (олигомиктовые известковистые, известково-доломитистые песчаники) более глубоководными открыто-морскими (известковистые песчаники и алевролиты, пелиты).

Хайвергинская свита (1265–2100 м) объединяет олигомиктовые и аркозовые метапесчаники, метаалевролиты, глинистые и углеродисто-глинистые сланцы<sup>3</sup>, слагающие несколько транс-

<sup>2</sup> В составе свит здесь и далее указаны предполагаемые протолиты.

<sup>3</sup> Фактически это и другие подразделения описываемого в данной работе разреза рифея и венда Бодайбинской зоны Байкало-Патомского складчатого пояса сложены кварцито-гнейсами (гнейсами), лейкократовыми и плагиогнейсами, известково-силикатными породами (скаполит-плагиоклазовые (±цоизит, карбонат) гнейсы и сланцы), мраморами, глиноземистыми, гранат-двуслюдными, кианит-гранат-двуслюдными сланцами и другими метатерригенными породами.

грессивных ритмов. В северном направлении метапесчаники замещаются конгломератами, а в сланцах появляются “плавающие” валуны и гальки, линзы и неправильные тела, переходящие в грубообломочные образования, типичные для прибрежных и пролювиально-склоновых отложений. По сравнению с метапелитами харлухтаской свиты тонкозернистые обломочные породы хайвергинской свиты обладают повышенной глиноземистостью. Содержание  $C_{орг}$  в метапелитах достигает 2.8–3.5 мас. %.

Бугарихтинская свита (1200 до 1900 м) сложена мелкогалечными конгломератами, гравелитами, метапесчаниками, сланцами и известковистыми метапесчаниками; в верхней части свиты присутствуют и известняки. В Бодайбинской зоне свита объединяет четыре ритмично построенных части, каждая из которых представлена метапесчаниками и иногда гравелитами, переслаивающимися песчано-алевролитовыми наборами пород, метаалевролитами и углеродистыми сланцами. Доля последних в общем объеме свиты достигает 30%. Они сложены мусковитом и серицитом (10–30%), кварцем (20–70%), плагиоклазом (до 10%), хлоритом (1–18%). Содержание РОВ варьирует от 1 до 3%; среднее содержание  $C_{орг}$  в сланцах оценивается в 0.72 мас. %.

Бодайбокская свита (150–200 м) представлена голубовато- и светло-серыми мраморами с полосами/прослоями черных углеродистых их разновидностей. Встречаются также пачки (мощностью до  $n \times 10$  м) тонкого переслаивания метатерригенных пород (графитистые кварц-плагиоклаз-слюдистые метапелиты, метаалевролиты и метапесчаники). На диаграмме АКМ составы метапелитов бодайбокской свиты сосредоточены в основном в поле иллитовых глин (Подковыров, 1983).

Бужухтинская свита (550–590 м) объединяет светло-серые кварцевые и плагиоклаз-слюдистые метапесчаники с прослоями темно-серых метаалевролитов, пачки переслаивающихся метапесчаников, метаалевролитов и углеродистых слюдистых и слюдисто-карбонатных сланцев, в том числе с порфиробластами Fe-карбонатов (в исследуемом районе они обычно описываются под местным термином “бурошпаты”). В целом это широкий ряд минералов – от Fe-доломитов и анкеритов до сидеритов), а также известковистые песчаники и песчаные черные известняки. В средней и верхней частях разреза встречаются графитистые известняки и кварц-полевошпатовые метапесчаники.

Угаханская свита (300–370 м) сложена преимущественно черными известняками, метаалевролитами и углеродистыми карбонатно-серицит-хлоритовыми (содержание  $C_{орг}$  превышает в ряде случаев 4 мас. %) и кварц-серицитовыми сланцами.

Хомолхинская свита (800 и более м) объединяет черные углеродистые сланцы ( $C_{орг}$  до 5–7 мас. %), ритмично переслаивающиеся кварцевые и кварц-плагиоклазовые метапесчаники, метаалевролиты и гранат-двуслюдяные филлитовидные сланцы, темно-серые до черных метаалевролиты, чередующиеся с углеродистыми сланцами и светло-серыми мелкозернистыми метапесчаниками. Некоторые авторы считают, что рассматриваемые образования обладают признаками типичных турбидитов (Эволюция..., 2006). Содержание  $C_{орг}$  в породах верхней части свиты составляет ~2 мас. %. В последние годы свита расчленена на подсвиты и горизонты (Бабяк и др., 2019).

Имняхская свита (до 1000 м) представлена грубослоистыми известковистыми полевошпатовыми кварцевыми метапесчаниками, мусковит-хлорит-кварцевыми известковистыми сланцами и “песчаными” известняками. В ряде разрезов в основании свиты присутствуют пестроцветные известковистые метапесчаники, чередующиеся со светлоокрашенными известняками и карбонатными сланцами.

Аунакитская свита (до 800 и более м) объединяет в нижней части сероцветные кварцевые и олигомиктовые метапесчаники, слюдисто-кварцевые и известково-кварцево-слюдистые сланцы, а также углеродистые метаалевролиты и слюдисто-кварцевые сланцы ( $C_{орг}$  до 2.7 мас. %), а в верхней представлена темно-серыми метапесчаниками, метаалевролитами и углеродистыми сланцами ( $C_{орг}$  2.5–3.7 мас. %). Предполагается, что данный уровень также сложен турбидитовыми отложениями (Эволюция..., 2006).

Вачская свита (~350 м) сложена черными кварцевыми метапесчаниками ( $C_{орг}$  до 5.5 мас. %), метаалевролитами и высокоуглеродистыми (преобладают) слюдисто-кварцевыми сланцами ( $C_{орг}$  до 10 мас. % и более (Эволюция..., 2006; Чугаев и др., 2018; Бабяк и др., 2019)). Встречаются в ее разрезах также интервалы, содержащие до 35–40% мусковита, а в зоне повышенного метаморфизма – гранат и ставролит. Текстуры особенности пород вачской свиты дают основание некоторым авторам считать их продуктами “лавиных условий осадконакопления” (Эволюция..., 2006).

Анангская свита (200–600...900 м) представлена зеленовато-серыми полевошпатово-кварцевыми и доломитовыми метапесчаниками, туфо-песчаниками и туфоалевролитами, темно-серыми углеродистыми слюдистыми, слюдисто-кварцевыми и гранат-слюдистыми сланцами. В разрезах южной части Бодайбинской зоны в составе свиты присутствуют гравелиты. Среди обломков в них наблюдаются кварц, кислые и средние плагиоклазы, кварц-серицитовые сланцы, основные породы, кислые вулканыты, гра-

ниты, плагиограниты. Фигуративные точки метапелитов свиты расположены на диаграмме АКМ между полями иллитовых и смектитовых глин (Подковыров, 1983).

Догалдынская свита (440–1450 м) объединяет полевошпато-кварцевые и полимиктовые зеленовато-серые, зеленые, темно-серые до черного цвета карбонатистые или эпидотовые метапесчаники, углеродистые серицит-хлоритовые сланцы с порфиробластами Fe-карбонатов, метаалевролиты, известняки и песчаные их разности. По данным (Иванов, 2008), свита расчленяется на три подсвиты, нижняя из которых вмещает золоторудное месторождение “Ожерелье”. В южном направлении, как и в разрезах анангской свиты, в разрезах догалдынской свиты растет доля грубозернистых метапесчаников и гравелитов. Полимиктовые метапесчаники и гравелиты, кроме кварца и плагиоклаза, содержат обломки вулканических пород (плагиограниты, метадолериты, амфиболиты, туфогенные породы, риолиты, дациты, кристаллосланцы). Распределение фигуративных точек сланцев на диаграмме АКМ указывает на сходство их состава с хлорит-смектит-иллитовыми глинами (Подковыров, 1983). Авторами монографии (Эволюция..., 2006) отложения анангской и догалдынской свит считаются молассовыми.

Илигирская свита (до 1100 м) представлена кварц-плагиоклазовыми метапесчаниками, неравномерно переслаивающимися с известковистыми серицит-хлоритовыми сланцами, встречаются линзы кварц-доломитового или альбит-кварц-доломитового состава. В ряде разрезов можно видеть прослойки доломитов. В составе сланцев преобладает серицит (20–80%) и хлорит (до 40%), количество кварца варьирует от 10 до 35%, плагиоклаза от 5 до 25%, а на порфиробласты сидерита и анкерита приходится 3–15 и 2–12%. Среднее содержание  $C_{орг}$  в сланцах составляет ~1.0–1.5 мас. %. Состав метапелитов отвечает в основном смектит-иллитовым глинам (Подковыров, 1983).

По данным (Кориковский, Федоровский, 1980; Рундквист и др., 1992; Иванов и др., 1995; Митрофанов, 2006; Русинов и др., 2008; Чугаев и др., 2018; Онищенко, Сокерина, 2021), слагающие названные выше свиты породы претерпели метаморфические преобразования в условиях фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой, в процессе которых происходила их перекристаллизация с сохранением слоистых текстур. Метасоматические изменения в связи с процессами рудообразования вне зон сдвиговых деформаций и месторождений золота не наблюдаются. Это позволяет считать, что обсуждаемые результаты реконструкций особенностей формирования протолитов метапелитов по их валовому химическому составу, имеют право на существование.

## ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Детальные петрохимические исследования метаосадочных толщ Мамско-Бодайбинского района с использованием диаграмм ab А.Н. Неелова (1977, 1980 и др.) и  $Al_2O_3-K_2O-MgO$  В.К. Головенка (1977) выполнены В.Н. Подковыровым (1983). В результате показано, что метатерригенные породы харлухтагской и хайвергинской свит сформированы в обстановках умеренной тектонической активности и интенсивного химического выветривания. Метапелиты бугарихтинской свиты имеют более глиноземистый состав с тенденцией некоторого увеличения содержания большинства оксидов при снижении кремнеземистости пород вверх по разрезу. По сравнению с подстилающими образованиями породы обогащены  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $MnO$  и  $Fe_2O_3^{*4}$ ; некоторые образцы имеют высокое содержание  $MnO$  или  $Na_2O$  при повышенной калиевости. Возможно, это указывает на присутствие в протолите пирокластике основного состава.

На основе факторного анализа В.Н. Подковырову удалось также установить, что состав отложений нижней части разреза контролировался осадочной дифференциацией терригенного материала и наложенным умеренным карбонатнакоплением. В крупных седиментационных ритмах виден рост вверх по разрезу содержания  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3^{*}$ ,  $MgO$ ,  $TiO_2$  и  $K_2O$  – компонентов первичноглинистой фракции. Состав протолитов метапелитов бужуихтинской и бодайбокканской свит может рассматриваться как иллитовые, вероятно с примесью смектита, глины; некоторые образцы имеют более магнезиальный состав и соотносятся со смешанными хлорит-иллитовыми или смектитовыми глинами. Составы метапелитов хомолхинской свиты отвечают иллит-смектитовым глинам. Метапелиты имняхской свиты в основном имеют составы менее глиноземистые, чем это характерно для иллитовых глин, но более калиевые или более магнезиальные.

Изменение валового химического состава пород в средней и верхней частях разреза позволяет выделить несколько трансгрессивно-регрессивных ритмов. Первый представлен бодайбокканской свитой, глинисто-карбонатные отложения которой накапливались, по-видимому, в условиях открытого, относительно глубоководного морского бассейна при слабом поступлении умеренно зрелого терригенного материала. Два других ритма представляют бужуихтинская и угаханская, а также хомолхинская и имняхская свиты. В первом наблюдается некоторое уменьшение дифференциации терригенного материала и преоблада-

<sup>4</sup>  $Fe_2O_3^{*}$  – суммарное железо в виде  $Fe_2O_3$ .

ние морских глинисто-карбонатных отложений (трансгрессивный ряд). Второй ритм имеет регрессивный характер. Он начинается с граувакковых отложений хомолхинской свиты, а имнянская свита содержит ассоциации, типичные для мелководно-морских отложений; примесь доломита в песчаниках и особенности состава метапелитов позволяют считать обстановки их накопления как, скорее, лагунные.

Отложения аунакитской и вачской свит формировались под влиянием осадочной дифференциации зрелого терригенного материала на фоне медленного нарастания трансгрессии, затухания тектонических движений и пенеппенизации области сноса. Состав отложений анангской и вышележащих свит также определялся осадочной дифференциацией терригенного и вулканогенно-терригенного материала с некоторым возрастанием роли карбоната накопления. В илигирское время дифференциация составов терригенных пород продолжилась, усилилось и карбоната накопление.

В работе (Немеров и др., 2010) на основе данных о том, что метапелиты бужуйтинской/жемкуканской свиты Бодайбинской зоны обладают аномально высоким содержанием Ba, Sr и Ti, высказано предположение о присутствии в них пеплового вулканогенного материала среднего состава. Литофильная геохимическая специализация метапелитов названного уровня сменяется выше по разрезу (хомолхинско-аунакитский уровень) халькосидерофильной (Немеров, 1989; Неймарк и др., 1991; Немеров и др., 2010; и др.). Считается, что это связано с влиянием островодужного вулканизма и подводными эксгаляциями, имевшими место на фоне процессов спрединга в задуговом бассейне.

Отмечено также, что относительно повышенные величины коэффициентов корреляции органических элементов в метапелитах и метакарбонатных породах баллаганахской серии дают основание считать биопродуктивность палеобассейна этого этапа средней, а обстановки фоссилизации органического вещества неблагоприятными (Немеров, Станевич, 2001; Немеров и др., 2010).

По данным, приведенным в публикации (Чугаев и др., 2018), содержание  $\text{SiO}_2$  в породах харлухтахской, хайвергинской, бугарихтинской, жемкуканской, баракунской и жербинской свит внешней зоны БПП, варьирует от 57 до 89 мас. %. При этом параметр  $\text{SiO}_{2\text{среднее}}$  относительно неизменен (~70 мас. %). Для мариинской и никольской свит, где доля карбонатных пород заметно выше, содержание  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  снижается, а концентрация  $\text{CaO}$  возрастает. Близкие тренды наблюдаются и в метаосадочных породах Бодайбинской зоны. Сравнение валового химического состава терригенных пород различных структурно-фациальных зон позволяет

видеть различие между породами баллаганахской серии по такому параметру, как  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ . В Патомской зоне песчаники и глинистые сланцы названного уровня обладают значениями  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \sim 1$ , а в Бодайбинской зоне их метаморфизованные разности характеризуются величинами  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \leq 0.3$ . Свойственные метатерригенным породам баллаганахской серии значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  (–19.9...–12.7) и  $t_{\text{NdDM}}$  (3.1–2.2 млрд лет) дают основание считать, что их протолиты образованы продуктами разрушения раннедокембрийской континентальной коры Сибирского кратона. В отложениях хомолхинского уровня и выше установлено резкое уменьшение параметра  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  (–8.3...–2.0), что предполагает поступление в область седиментации продуктов размыва не только пород цоколя Сибирского кратона, но и вещества ювенильной неопротерозойской коры, источником которого являлся, вероятно, Байкало-Муйский пояс (Чугаев и др., 2017, 2018).

В работе (Будяк и др., 2019) заметно (в 3–5 раз) повышенные величины  $(\text{Mn} \times \text{Zn} \times \text{Pb})/\text{Ti}$  в породах хомолхинской свиты по сравнению с подстилающими образованиями рассматриваются как обусловленные накоплением исходных осадков при воздействии подводных эксгаляций приспредиговой зоны задугового бассейна. Предполагается, что влияние на процессы накопления отложений Бодайбинской и других зон могли оказывать вулканические извержения в пределах Байкало-Муйской зоны.

## ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Для реконструкции особенностей формирования протолитов метапелитов верхнего рифея и венда Бодайбинской зоны БПП нами использовано ~170 валовых химических анализов метапелитов, выполненных методом “мокрой химии” в ЦЛ Северо-Западного ПГО (г. Красное Село) в 1977–1981 гг. Из разрезов баллаганахской серии (харлухтахская, хайвергинская, бугарихтинская и бодайбокская свиты) в зоне эпидот-амфиболитовой фации для изучения отобраны образцы кианит-гранат-слюдяных, гранат-двуслюдяных сланцев и гнейсов, в дальнетагинской серии (бужуйтинская, угаханская и хомолхинская свиты), зонально метаморфизованной от зеленосланцевой до амфиболитовой фации, они включали разнообразные гранат-двуслюдяные, двуслюдяные и хлорит-мусковитовые филлитовидные углеродистые, иногда карбонатистые сланцы и метаалевролиты. Метапелиты жуинского (имнянская, аунакитская, вачская свиты) и юдомского (анангская, догалдинская и илигирская свиты) уровней, отобранные для анализа, представлены слюдисто-кварцевыми и известково-кварцево-слюдистыми, часто углеродистыми сланцами и метаалевролитами, в зоне

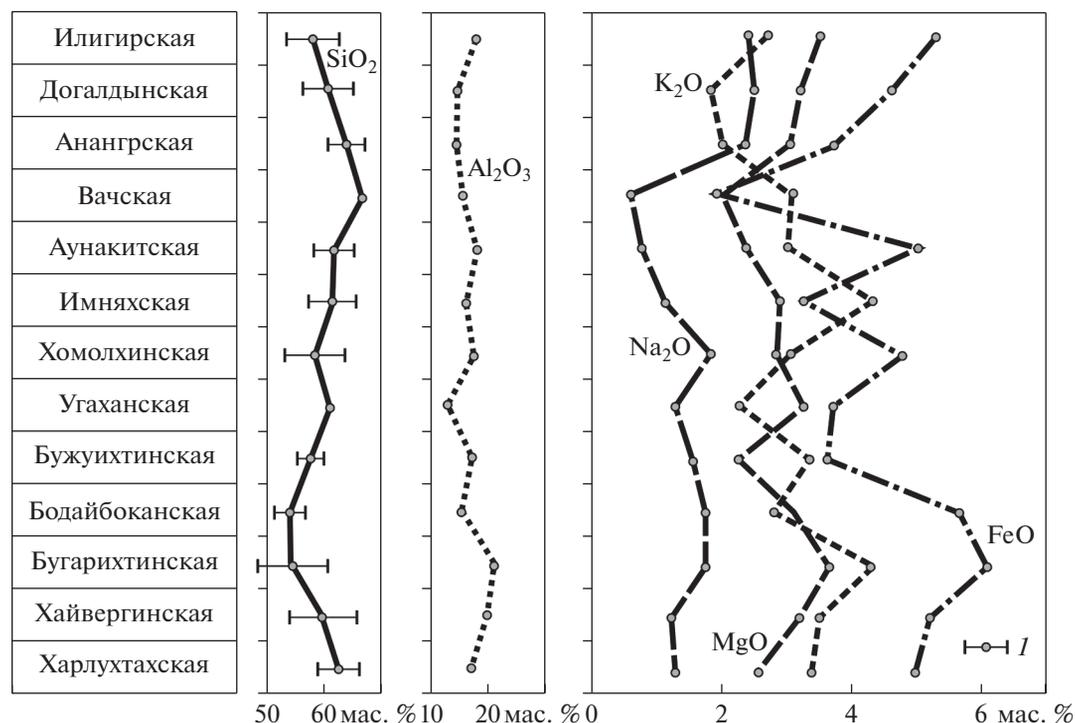


Рис. 3. Вариации среднего содержания ряда породообразующих оксидов в метапелитах верхнерифейско-вендского разреза Бодайбинской зоны.  $I$  – среднее арифметическое и величина ( $\pm$ ) стандартного отклонения.

повышенного метаморфизма содержащими гранат, ставролит и кианит. Образцы метапелитов харлухтахской, хайвергинской, бугарихтинской свит отобраны В.Н. Подковыровым в 1976–1980 гг. в разрезах правого и левого берега р. Витим выше устья р. Мама, а вышележащих отложений – в нижнем течении р. Мамакан, в бассейнах притоков р. Витим – рр. Б. Якорь, Тахтыга и Кайра и в районе г. Бодайбо по рр. Бодайбо, Бисяга и Бодайбоккан.

Перед обработкой данных вся выборка была подвергнута некоторой селекции – из нее удалены составы с содержанием оксида кремния более 69 мас. %. Это позволяет считать, что полученные нами выводы в основном относятся к метапелитам – метаморфизованным глинистым и алевритоглинистым породам. Среднее содержание породообразующих оксидов, а также пределы их вариаций для каждого литостратиграфического подразделения (свиты) исследованного нами разреза приведено в табл. 1.

Среднее содержание  $\text{SiO}_2$  в образцах из нашей выборки составляет  $59.00 \pm 5.84$  мас. %. Минимальная средняя величина  $\text{SiO}_2$  в метапелитах наблюдается на бугарихтинском ( $54.39 \pm 6.86$  мас. %) и бодайбокканском ( $54.23 \pm 2.58$  мас. %) уровнях исследованного разреза, максимальная ( $67.21 \pm 1.39$  мас. %) – в метапелитах вачской свиты (рис. 3). Среднее содержание  $\text{TiO}_2$  в образцах всей

выборки равно  $1.03 \pm 0.27$  мас. % (минимум – 0.42, максимум – 1.96 мас. %). Минимальное содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  во всей выборке составляет 12.40 мас. %, максимальное достигает 31.15 мас. %. В интервале от харлухтахской свиты к бугарихтинской наблюдается некоторый рост значений  $\text{Al}_2\text{O}_3$  среднее. Выше, вплоть до угаханской свиты величина  $\text{Al}_2\text{O}_3$  среднее несколько снижается, потом, в интервале от хомолхинской свиты до аунакитской, она примерно постоянна, а далее опять можно видеть некоторое ее снижение и рост до величин, примерно характерных хайвергинскому, бугарихтинскому и аунакитскому уровням.

Среднее содержание трех- и двухвалентного железа составляет соответственно  $1.79 \pm 1.44$  мас. % и  $4.80 \pm 1.99$  мас. %. Максимальное среднее содержание  $\text{FeO}$  характерно для метапелитов бугарихтинского уровня ( $6.10 \pm 2.13$  мас. %), минимальное – для метапелитов вачской свиты ( $1.94 \pm 1.47$  мас. %). Содержание  $\text{MgO}$  в метапелитах исследованной выборки варьирует от 0.47 мас. % до 7.09 мас. %. Повышенные средние содержания  $\text{MgO}$  наблюдаются в метапелитах бугарихтинской ( $3.68 \pm 1.24$  мас. %), угаханской ( $3.29 \pm 0.05$  мас. %) и илигирской ( $3.49 \pm 0.96$  мас. %) свит. Метапелиты бужуихтинского и вачского уровней разреза характеризуются минимальными средними величинами  $\text{MgO}$  (соответственно  $2.23 \pm 0.57$  и  $1.99 \pm 0.19$  мас. %). Для  $\text{CaO}$  характерен еще больший

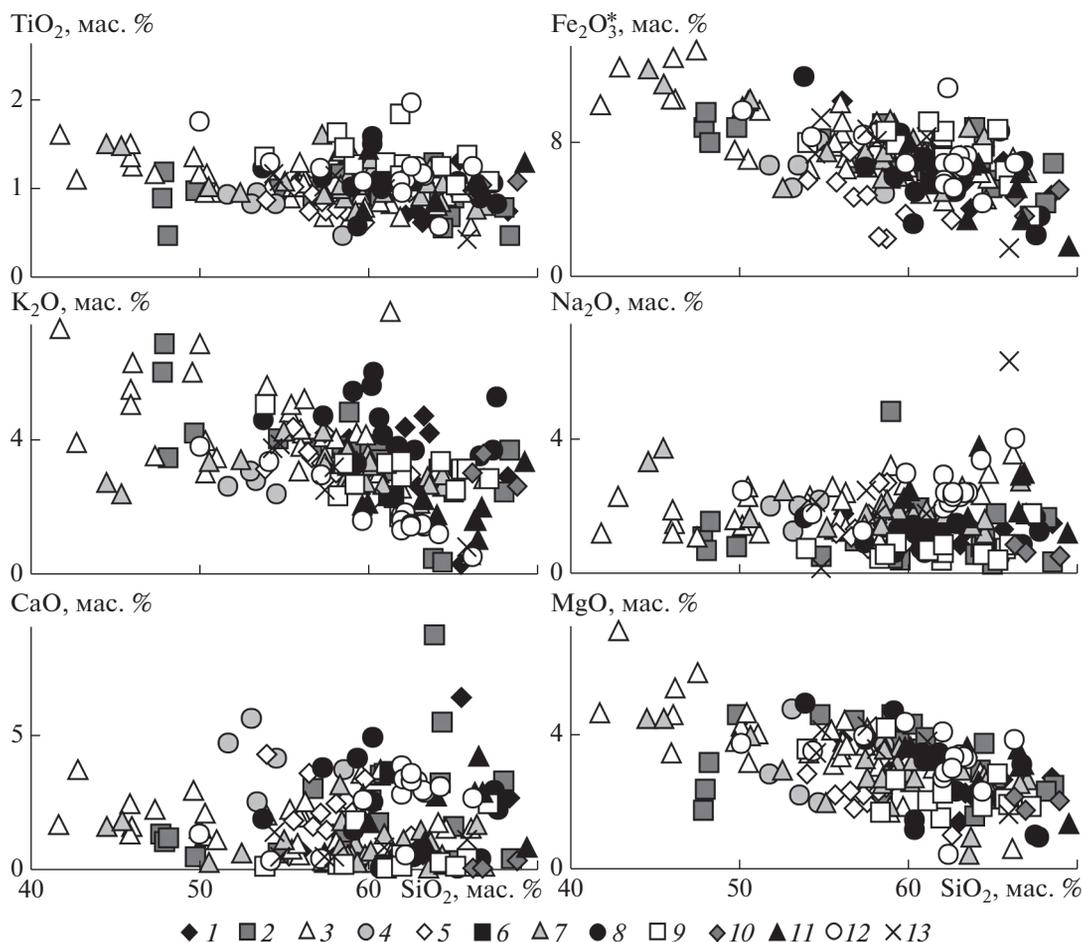
**Таблица 1.** Среднее арифметическое, минимальное и максимальное содержание (мас. %) основных породообразующих оксидов и величины ряда индикаторных модулей, индексов и отношений в метапелитах верхнего рифея и венда Бодайбинской зоны Байкало- Патомского пояса

Компоненты	Свита						
	Харлухта- ская	Хайвергин- ская	Бугарих- тинская	Бодайбо- канская	Бужуих- тинская	Угаханская	Хомол- хинская
SiO <sub>2</sub>	$62.56 \pm 3.77$ 56.01–68.29	$59.11 \pm 6.34$ 47.78–68.39	$54.39 \pm 6.86$ 38.90–66.05	$54.23 \pm 2.58$ 51.70–58.47	$57.62 \pm 2.34$ 53.94–62.46	61.34	$58.79 \pm 5.19$ 44.49–66.84
TiO <sub>2</sub>	$0.88 \pm 0.27$ 0.61–1.30	$0.89 \pm 0.22$ 0.47–1.28	$1.03 \pm 0.27$ 0.56–1.59	$0.79 \pm 0.19$ 0.46–0.94	$0.81 \pm 0.12$ 0.60–1.00	1.08	$1.09 \pm 0.23$ 0.73–1.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$17.75 \pm 2.99$ 13.17–21.98	$20.08 \pm 5.17$ 13.07–31.15	$21.46 \pm 3.71$ 15.26–30.92	$15.82 \pm 1.39$ 13.57–17.15	$17.47 \pm 1.55$ 14.37–20.10	12.75	$18.05 \pm 1.94$ 15.39–22.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$0.82 \pm 0.70$ 0.03–1.99	$1.56 \pm 0.48$ 0.89–2.80	$1.65 \pm 0.99$ 0.31–4.18	$0.21 \pm 0.29$ 0.02–0.70	$0.79 \pm 1.09$ 0.02–3.15	1.84	$2.32 \pm 1.83$ 0.26–8.38
FeO	$4.98 \pm 1.93$ 3.63–9.45	$5.16 \pm 1.17$ 2.97–7.82	$6.10 \pm 2.13$ 3.06–10.54	$5.57 \pm 1.37$ 3.83–7.32	$3.59 \pm 2.23$ 0.17–6.76	3.67	$4.73 \pm 1.80$ 0.43–9.20
MnO	$0.12 \pm 0.12$ 0.05–0.40	$0.14 \pm 0.06$ 0.03–0.32	$0.18 \pm 0.18$ 0.01–1.00	$0.06 \pm 0.03$ 0.03–0.11	$0.06 \pm 0.03$ 0.01–0.10	0.11	$0.12 \pm 0.07$ 0.04–0.30
MgO	$2.56 \pm 0.70$ 1.44–3.87	$3.21 \pm 0.98$ 1.60–4.59	$3.68 \pm 1.24$ 0.65–7.09	$3.10 \pm 1.15$ 1.97–4.77	$2.23 \pm 0.57$ 1.00–3.12	3.29	$2.91 \pm 0.87$ 0.47–4.47
CaO	$1.63 \pm 2.07$ 0.49–6.43	$2.19 \pm 2.04$ 0.34–8.73	$1.90 \pm 0.93$ 0.56–3.82	$4.15 \pm 1.16$ 2.52–5.65	$2.46 \pm 1.01$ 1.26–4.30	3.63	$0.84 \pm 0.69$ 0.09–3.18
Na <sub>2</sub> O	$1.30 \pm 0.31$ 0.87–1.78	$1.19 \pm 0.97$ 0.27–4.80	$1.78 \pm 0.72$ 0.87–3.52	$1.77 \pm 0.40$ 1.28–2.15	$1.60 \pm 0.70$ 0.74–2.68	1.26	$1.88 \pm 0.56$ 1.20–3.69
K <sub>2</sub> O	$3.37 \pm 1.43$ 0.30–4.68	$3.47 \pm 1.46$ 0.34–6.81	$4.33 \pm 1.54$ 0.59–7.75	$2.78 \pm 0.32$ 2.37–3.16	$3.38 \pm 0.51$ 2.92–4.31	2.30	$3.06 \pm 0.56$ 1.58–4.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	$0.06 \pm 0.03$ 0.02–0.11	$0.16 \pm 0.24$ 0.00–1.12	$0.15 \pm 0.06$ 0.04–0.28	$0.05 \pm 0.04$ 0.01–0.11	$0.32 \pm 0.66$ 0.01–2.12	0.24	$0.11 \pm 0.05$ 0.02–0.32
ппп	$3.60 \pm 1.28$ 1.80–5.89	$2.70 \pm 0.73$ 1.12–4.00	$2.93 \pm 0.97$ 1.38–4.97	$9.26 \pm 0.96$ 8.11–10.63	$8.01 \pm 1.46$ 5.77–9.52	7.35	$5.17 \pm 1.28$ 3.22–8.91
Сумма	$100.08 \pm 0.42$ 99.50–100.73	$100.17 \pm 0.64$ 99.23–101.73	$99.98 \pm 0.83$ 99.02–102.48	$99.15 \pm 0.81$ 98.05–100.29	$99.58 \pm 0.65$ 98.88–100.65	99.70	$99.41 \pm 1.86$ 92.02–101.62
n	8	21	33	5	10	2	30
ГМ	$0.40 \pm 0.07$ 0.29–0.49	$0.49 \pm 0.16$ 0.27–0.81	$0.58 \pm 0.18$ 0.34–1.07	$0.41 \pm 0.06$ 0.32–0.45	$0.39 \pm 0.05$ 0.31–0.47	0.32	$0.46 \pm 0.11$ 0.34–0.81
СИА	$67 \pm 10$ 48–78	$67 \pm 11$ 43–84	$66 \pm 6$ 58–77	$54 \pm 4$ 50–61	$62 \pm 5$ 55–69	53	$70 \pm 4$ 57–75
СИА <sub>коррект</sub>	$71 \pm 5$ 64–79	$73 \pm 8$ 54–84	$68 \pm 6$ 59–77	$64 \pm 2$ 63–67	$67 \pm 5$ 59–73	66	$70 \pm 3$ 62–75
ICV	$0.95 \pm 0.31$ 0.63–1.46	$0.96 \pm 0.27$ 0.55–1.67	$1.00 \pm 0.15$ 0.67–1.39	$1.21 \pm 0.13$ 1.00–1.36	$0.88 \pm 0.18$ 0.62–1.19	1.38	$0.97 \pm 0.11$ 0.77–1.14
EF <sub>p</sub>	$0.33 \pm 0.22$ 0.13–0.78	$0.52 \pm 0.26$ 0.05–1.05	$0.74 \pm 0.29$ 0.22–1.23	$0.30 \pm 0.26$ 0.06–0.73	$0.35 \pm 0.47$ 0.05–1.48	1.90	$0.60 \pm 0.29$ 0.12–1.76
K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$0.19 \pm 0.08$ 0.02–0.25	$0.17 \pm 0.06$ 0.02–0.27	$0.20 \pm 0.07$ 0.03–0.45	$0.18 \pm 0.04$ 0.14–0.23	$0.19 \pm 0.02$ 0.16–0.23	0.18	$0.17 \pm 0.03$ 0.10–0.22
Модуль Страхова	$9 \pm 2$ 6–11	$10 \pm 4$ 7–20	$10 \pm 2$ 7–15	$10 \pm 2$ 8–13	$7 \pm 3$ 4–12	6	$8 \pm 2$ 5–12
Модуль Бострема	$0.68 \pm 0.08$ 0.54–0.77	$0.67 \pm 0.05$ 0.52–0.75	$0.66 \pm 0.05$ 0.57–0.75	$0.65 \pm 0.03$ 0.61–0.68	$0.74 \pm 0.08$ 0.62–0.85	0.62	$0.64 \pm 0.05$ 0.58–0.73

Таблица 1. Окончание

Компоненты	Свита					
	Имняхская	Аунакитская	Вачская	Анангрская	Догалдынская	Илигирская
SiO <sub>2</sub>	$\frac{61.61 \pm 3.98}{53.75-67.58}$	$\frac{61.86 \pm 3.76}{53.87-67.10}$	67.21	$\frac{64.45 \pm 3.40}{59.62-69.28}$	$\frac{60.91 \pm 4.15}{50.03-66.11}$	$\frac{58.55 \pm 4.29}{54.39-65.83}$
TiO <sub>2</sub>	$\frac{1.07 \pm 0.26}{0.56-1.58}$	$\frac{1.29 \pm 0.24}{0.94-1.82}$	1.03	$\frac{1.07 \pm 0.22}{0.74-1.42}$	$\frac{1.20 \pm 0.32}{0.56-1.96}$	$\frac{0.96 \pm 0.27}{0.42-1.15}$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{16.62 \pm 1.78}{13.29-18.78}$	$\frac{18.77 \pm 2.61}{15.54-23.54}$	15.82	$\frac{14.91 \pm 1.77}{12.72-17.40}$	$\frac{15.08 \pm 3.14}{12.43-22.50}$	$\frac{18.47 \pm 1.91}{15.77-20.64}$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{2.87 \pm 1.19}{0.95-4.63}$	$\frac{2.06 \pm 0.97}{0.33-3.24}$	2.35	$\frac{1.04 \pm 0.65}{0.19-2.28}$	$\frac{2.11 \pm 2.60}{0.02-10.80}$	$\frac{1.53 \pm 0.63}{0.92-2.35}$
FeO	$\frac{3.22 \pm 2.28}{1.00-8.35}$	$\frac{4.98 \pm 1.16}{2.32-6.54}$	1.94	$\frac{3.73 \pm 1.90}{0.40-5.32}$	$\frac{4.55 \pm 1.43}{0.45-6.11}$	$\frac{5.24 \pm 2.24}{0.72-6.61}$
MnO	$\frac{0.08 \pm 0.05}{0.02-0.19}$	$\frac{0.12 \pm 0.04}{0.04-0.16}$	0.11	$\frac{0.08 \pm 0.03}{0.03-0.12}$	$\frac{0.11 \pm 0.04}{0.06-0.19}$	$\frac{0.09 \pm 0.04}{0.01-0.12}$
MgO	$\frac{2.87 \pm 1.37}{0.96-4.95}$	$\frac{2.38 \pm 0.77}{1.53-4.22}$	1.99	$\frac{3.07 \pm 0.78}{1.37-3.63}$	$\frac{3.22 \pm 0.93}{0.48-4.38}$	$\frac{3.49 \pm 0.96}{1.65-4.28}$
CaO	$\frac{1.84 \pm 1.65}{0.05-4.96}$	$\frac{0.53 \pm 0.75}{0.05-2.48}$	0.16	$\frac{2.41 \pm 1.12}{0.87-4.26}$	$\frac{2.48 \pm 1.19}{0.38-3.89}$	$\frac{0.82 \pm 0.39}{0.50-1.42}$
Na <sub>2</sub> O	$\frac{1.10 \pm 0.39}{0.52-1.63}$	$\frac{0.74 \pm 0.36}{0.39-1.80}$	0.66	$\frac{2.39 \pm 0.83}{1.20-3.80}$	$\frac{2.47 \pm 0.66}{1.25-4.00}$	$\frac{2.45 \pm 2.04}{0.19-6.30}$
K <sub>2</sub> O	$\frac{4.36 \pm 0.93}{3.12-6.00}$	$\frac{3.01 \pm 0.77}{1.69-5.00}$	3.04	$\frac{1.99 \pm 0.66}{0.99-3.32}$	$\frac{1.79 \pm 0.86}{0.49-3.75}$	$\frac{2.72 \pm 1.14}{0.77-3.84}$
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	$\frac{0.10 \pm 0.04}{0.04-0.16}$	$\frac{0.10 \pm 0.08}{0.01-0.23}$	0.09	$\frac{0.14 \pm 0.06}{0.07-0.22}$	$\frac{0.19 \pm 0.08}{0.05-0.37}$	$\frac{0.12 \pm 0.05}{0.04-0.19}$
ппп	$\frac{3.98 \pm 1.23}{1.66-6.32}$	$\frac{3.85 \pm 1.08}{1.75-5.30}$	4.50	$\frac{3.84 \pm 1.36}{1.44-5.97}$	$\frac{5.82 \pm 1.14}{4.51-8.23}$	$\frac{4.94 \pm 0.77}{4.02-5.68}$
Сумма	$\frac{99.86 \pm 0.32}{99.56-100.65}$	$\frac{99.76 \pm 0.43}{98.85-100.34}$	99.12	$\frac{99.35 \pm 1.51}{95.73-100.21}$	$\frac{100.08 \pm 1.47}{98.91-105.04}$	$\frac{99.37 \pm 0.09}{99.26-99.49}$
n	14	13	3	8	15	6
ГМ	$\frac{0.39 \pm 0.08}{0.25-0.58}$	$\frac{0.44 \pm 0.08}{0.30-0.57}$	0.32	$\frac{0.33 \pm 0.05}{0.28-0.44}$	$\frac{0.39 \pm 0.11}{0.28-0.67}$	$\frac{0.46 \pm 0.10}{0.27-0.55}$
СIA	$\frac{64 \pm 10}{50-79}$	$\frac{78 \pm 7}{60-88}$	77	$\frac{59 \pm 8}{49-71}$	$\frac{59 \pm 9}{49-76}$	$\frac{69 \pm 8}{54-79}$
СIA <sub>коррект</sub>	$\frac{68 \pm 6}{59-79}$	$\frac{78 \pm 6}{64-88}$	77	$\frac{61 \pm 8}{49-71}$	$\frac{61 \pm 7}{51-76}$	$\frac{69 \pm 9}{54-81}$
ICV	$\frac{1.07 \pm 0.20}{0.76-1.45}$	$\frac{0.84 \pm 0.12}{0.63-1.04}$	0.73	$\frac{1.11 \pm 0.28}{0.61-1.46}$	$\frac{1.25 \pm 0.18}{0.91-1.45}$	$\frac{0.96 \pm 0.12}{0.76-1.08}$
EF <sub>p</sub>	$\frac{0.60 \pm 0.26}{0.22-1.06}$	$\frac{0.53 \pm 0.40}{0.04-1.06}$	0.62	$\frac{0.99 \pm 0.52}{0.44-1.77}$	$\frac{1.36 \pm 0.64}{0.39-2.87}$	$\frac{0.64 \pm 0.25}{0.26-1.00}$
K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{0.26 \pm 0.06}{0.19-0.39}$	$\frac{0.16 \pm 0.04}{0.07-0.23}$	0.19	$\frac{0.13 \pm 0.04}{0.07-0.21}$	$\frac{0.11 \pm 0.03}{0.03-0.17}$	$\frac{0.14 \pm 0.05}{0.05-0.19}$
Модуль Страхова	$\frac{8 \pm 4}{2-18}$	$\frac{7 \pm 2}{4-10}$	5	$\frac{6 \pm 3}{2-10}$	$\frac{7 \pm 2}{3-12}$	$\frac{9 \pm 2}{5-11}$
Модуль Бострема	$\frac{0.67 \pm 0.08}{0.54-0.81}$	$\frac{0.65 \pm 0.05}{0.57-0.77}$	0.72	$\frac{0.69 \pm 0.10}{0.58-0.87}$	$\frac{0.61 \pm 0.04}{0.50-0.69}$	$\frac{0.67 \pm 0.10}{0.60-0.87}$

Примечание. В числителе – среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальное значение. n – число проанализированных образцов.



**Рис. 4.** Соотношение между содержанием в метапелитах верхнерифейско-вендского разреза Бодайбинской зоны оксида кремния и ряда других породообразующих оксидов. Свиты: 1 – харлухтахская; 2 – хайвергинская; 3 – бугарихтинская; 4 – бодайбокская; 5 – бужуихтинская; 6 – угаханская; 7 – хомолхинская; 8 – имняхская; 9 – аунакитская; 10 – вачская; 11 – анангрская; 12 – догалдынская; 13 – илигирская.

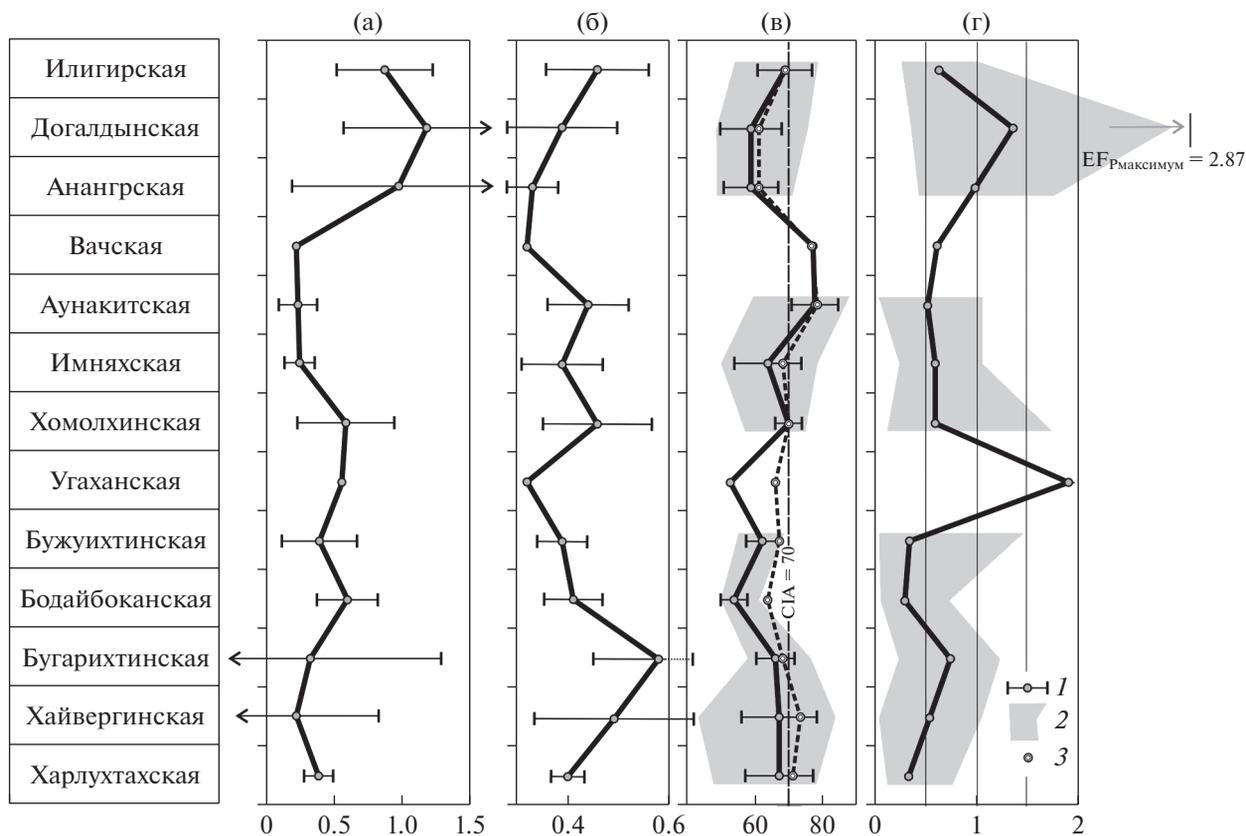
разброс минимальных и максимальных значений во всей выборке 0.05–8.73 мас. % при среднем содержании для выборки в целом  $1.75 \pm 1.46$  мас. %.

Минимальное содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  составляет 0.19 мас. % и присуще метапелитам вачской свиты, максимальное достигает 6.30 мас. % (метапелиты догалдынской свиты); среднее содержание данного оксида для всей выборки равно  $1.63 \pm 0.86$  мас. %. Среднее содержание  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  во всей выборке равно соответственно  $3.32 \pm 1.31$  и  $0.14 \pm 0.19$  мас. %. Заметно повышенное среднее содержание  $\text{K}_2\text{O}$  характерно для метапелитов бугарихтинской ( $4.33 \pm 1.54$  мас. %) и имняховой ( $4.36 \pm 0.93$  мас. %) свит, тогда как ощутимо пониженное свойственно метапелитам угаханского ( $2.30 \pm 0.03$  мас. %), анангрского ( $1.99 \pm 0.66$  мас. %) и догалдынского ( $1.79 \pm 0.86$  мас. %) уровней разреза.

Между содержанием  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$  во всей выборке корреляция слабая отрицательная ( $r = -0.28$ ). Оксиды кремния и суммарного железа обладают выра-

женной отрицательной корреляцией ( $r = -0.63$ ). Это же свойственно  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O}$  ( $r = -0.53$ ) и оксидам кремния и магния ( $r_{\text{SiO}_2-\text{MgO}} = -0.57$ ). Напротив, между содержанием  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , а также  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$  в исследованной нами выборке корреляции нет (рис. 4).

Средняя величина отношения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  в метапелитах в интервале от харлухтахской до вачской свит варьирует от 0.21 до 0.60 (рис. 5а). В метапелитах анангрской, догалдынской и илигирской свит параметр  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}_{\text{среднее}}$  заметно выше и составляет соответственно 0.98, 1.19 и 0.85. С учетом погрешностей можно видеть, что метапелиты харлухтахской, имняховой и аунакитской свит статистически отличны по данному параметру от пород догалдынской и илигирской свит, но, например, метапелиты хайвергинской, бугарихтинской, хомолхинской и трех верхних свит рассматриваемого нами разреза можно считать достаточно сопоставимыми.



**Рис. 5.** Вариации снизу вверх по исследованному разрезу средней величины  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  (а), а также значений ГМ (б),  $\text{CIA}$  (в) и  $\text{EF}_p$  (г) в метапелитах верхнего рифея и венда Бодайбинской зоны БПП. 1 – среднее арифметическое и величина ( $\pm$ ) стандартного отклонения; 2 – разброс минимального и максимального значений; 3 – средняя величина  $\text{CIA}$ , скорректированная по методу (McLennan, 1993; Lou et al., 2021).

## ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Прежде чем обратиться к реконструкции особенностей формирования протолитов метапелитов верхнего рифея и венда Бодайбинской структурно-фациальной зоны БПП необходимо получить ответы на два важных вопроса: 1) были ли рассматриваемые нами породы подвержены калиевому метасоматозу, что характерно для многих докембрийских осадочных последовательностей (Fedо et al., 1995; Tosca et al., 2010; и др.)? 2) каково в них соотношение петрогенного (т.е. прошедшего всего один цикл седиментации и в связи с этим в существенной мере сохранившего большинство характеристик процессов своего формирования) и литогенного (испытывавшего более одного цикла седиментации и утратившего многие исходные “сигналы”) компонентов?

Ответ на первый вопрос дает распределение фигуративных точек метапелитов на диаграмме  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 6). Практически все точки расположены здесь как вне области значений  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , указывающих, в соответствии с представлениями (Volnar et al., 2005), на воздействие на породы К-метасоматоза, так и характе-

ризуются величинами  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , не типичными для пород, испытавших влияние процессов окремнения.

Ответ на второй вопрос, имея в распоряжении только данные о содержании в метапелитах основных породообразующих оксидов, можно получить с помощью подхода, предложенного в публикациях (Юдович, Кетрис, 2000, 2010 и др.). В соответствии с ним, если для той или иной выборки между модулями ТМ<sup>5</sup> и ЖМ имеет место положительная корреляция, а между модулями НКМ и ГМ она отрицательная, то указанная выборка представлена породами петрогенными, и

<sup>5</sup> Здесь и далее: ТМ – титановый модуль  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , ЖМ – железный модуль  $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MnO})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ , НКМ – модуль нормированной щелочности  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ , ГМ – гидролизатный модуль  $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MnO})/\text{SiO}_2$ , ФМ – фемический модуль  $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ , ЩМ – щелочной модуль  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ , НМ – натриевый модуль  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , КМ – калиевый модуль  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (Юдович, Кетрис, 2000).

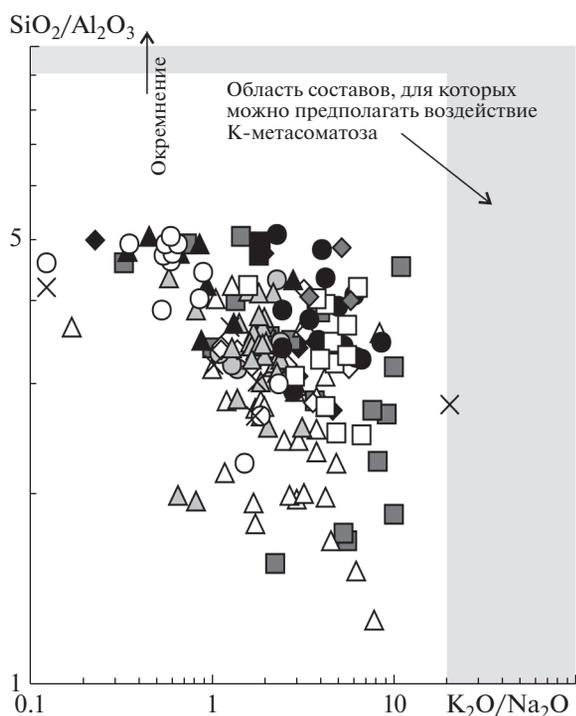


Рис. 6. Распределения фигуративных точек метapelитов верхнего рифея и венда Бодайбинской зоны на диаграмме  $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ . Условные обозначения см. рис. 4.

наоборот. В нашем случае для всей выборки характерна слабая положительная корреляция (0.30) между ТМ и ЖМ и слабая отрицательная (-0.21) между НКМ и ГМ, что предполагает доминирование в составе метapelитов исследуемого разреза петрогенного материала. На это же указывает корреляция между названными парами модулей для метapelитов хайвергинской, бугарихтинской, бужуихтинской, хомолхинской, аунакитской и догалдынской свит (в данном случае корреляция модулей рассчитана для свит, охарактеризованных не менее чем 6 анализами химического состава метapelитов). Метapelиты харлуктаховской, имняхской и анангрской свит сложены в основном литогенным материалом.

На классификационной диаграмме  $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3-(Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$  (диаграмма НКМ-ФМ) (Юдович, Кетрис, 2000) подавляющее большинство фигуративных точек метapelитов локализовано в полях I (преимущественно каолинитовые глины), II (преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита глины) и V (хлорит-смектит-иллитовые глины) (рис. 7а). В других полях данной диаграммы можно видеть относительно небольшое количество точек.

На классификационной диаграмме  $\log(SiO_2/Al_2O_3)-\log(Fe_2O_3^*/K_2O)$  (Herron, 1988) по-

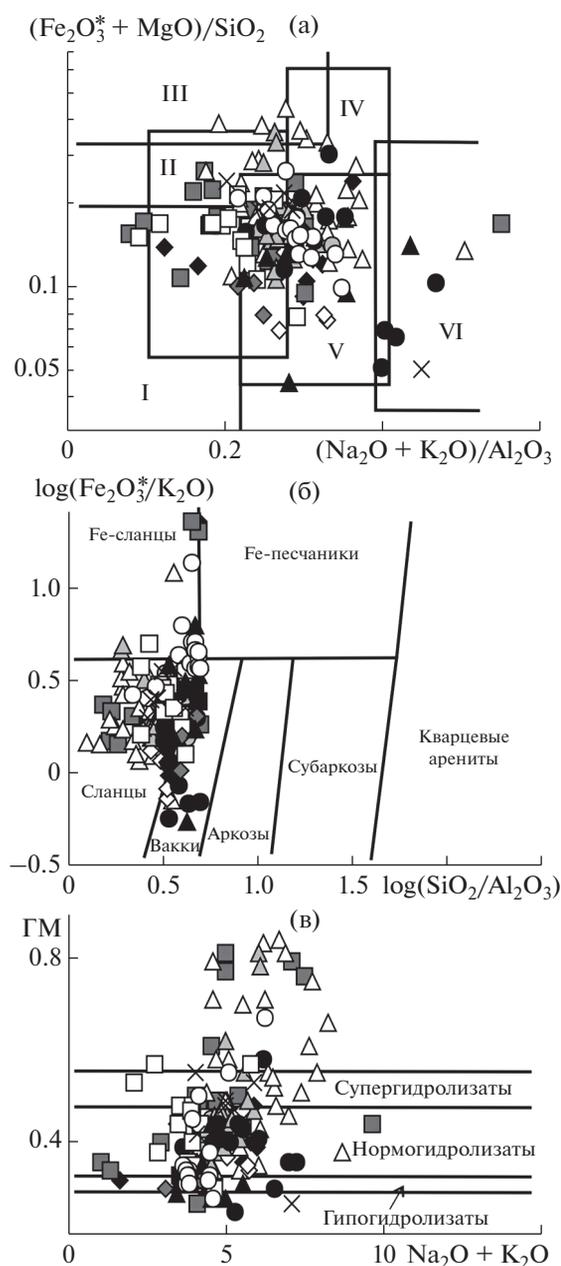
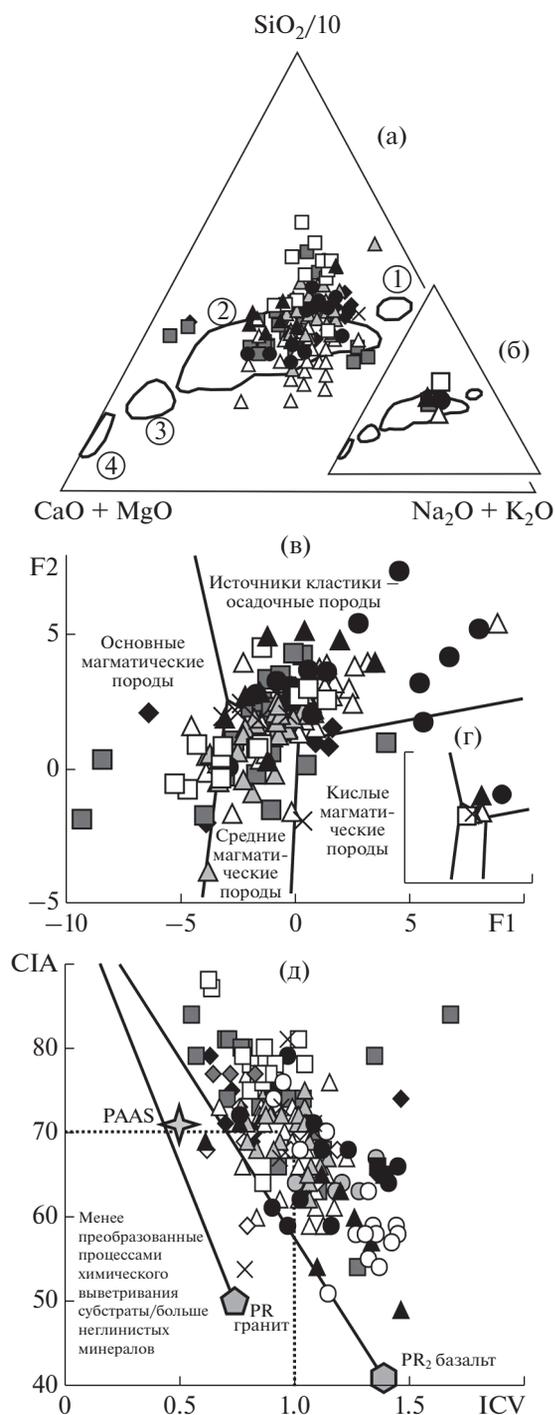


Рис. 7. Распределение фигуративных точек метapelитов Бодайбинской зоны на диаграммах  $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3-(Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$  (а),  $\log(SiO_2/Al_2O_3)-\log(Fe_2O_3^*/K_2O)$  (б) и  $(Na_2O + K_2O)-GM$  (в). Условные обозначения см. рис. 4. (а): Поля состава глинистых пород: I – преимущественно каолинитовых; II – преимущественно смектитовых с примесью каолинита и иллита; III – преимущественно хлоритовых с примесью Fe-иллита; IV – хлорит-иллитовых; V – хлорит-смектит-иллитовых; VI – иллитовых со значительной примесью дисперсных полевых шпатов.



**Рис. 8.** Положение индивидуальных и средних (на врезках) для свит точек состава метапелитов верхнего рифея и венда Бодайбинской зоны на диаграммах  $(\text{CaO} + \text{MgO})\text{-SiO}_2/10\text{-(Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O)}$  (а, б),  $\text{F1-F2}$  (в, г) и  $\text{ICV-CIA}$  (д). Условные обозначения см. рис. 4. (а): Цифры в кружках – поля состава, все по (Bavinton, 1981): 1 – гранитов; 2 – осадочных пород; 3 – базальтов; 4 – ультраосновных пород.

давяющее число точек состава метапелитов расположено в полях сланцев и вакк; некоторая часть их присутствует также в поле Fe-сланцев (рис. 7б).

По соотношению ГМ и  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  значительная часть метапелитов принадлежит нормогидролизатам в понимании авторов публикации (Юдович, Кетрис, 2000). Существенная часть фигуративных точек их на диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-ГМ}$  локализована также в полях гипо- и супергидролизатов (рис. 7в); при этом многие точки состава метапелитов хайвергинской и бугарихтинской, а также несколько точек метапелитов хомолхинской свиты расположены в области с величинами  $\text{ГМ} > 0.6$ , т.е. могут рассматриваться как содержащие в своем составе продукты гидролиза.

Все сказанное позволяет использовать обычный арсенал приемов и подходов к реконструкции условий формирования протолитов метапелитов (Юдович, Кетрис, 2000; Интерпретация..., 2001; Маслов, 2005).

**Источники тонкой алюмосиликокластики.** Реконструкции состава пород-источников тонкой алюмосиликокластики по валовым химическим анализам могут быть выполнены несколькими разными способами. Так, в работе (Bavinton, 1981) для этой цели была предложена треугольная диаграмма  $(\text{CaO} + \text{MgO})\text{-SiO}_2/10\text{-(Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O)}$ . Точки индивидуальных образцов метапелитов верхнего рифея и венда Бодайбинской зоны сконцентрированы на ней в основном в поле составов, обязанных своим происхождением размыву осадочных образований (рис. 8а). Такое же положение характерно и для средних точек состава свит (рис. 8б). Однако учитывая достаточно высокое среднее содержание оксидов кальция и магния в исследованных нами образованиях, можно думать, что какие-либо суждения о составе пород в источниках сноса, сделанные по распределению фигуративных точек метапелитов на данной диаграмме, не вполне корректны.

На диаграмме  $\text{F1-F2}$  (рис. 8в) большая часть индивидуальных фигуративных точек метапелитов расположена, как и в случае с диаграммой  $(\text{CaO} + \text{MgO})\text{-SiO}_2/10\text{-(Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O)}$ , в поле составов, сформированных из продуктов размыва осадочных пород (при построении этой диаграммы использованы данные для свит, представлены в нашей выборке более чем 10 анализами). Заметно меньше их локализовано в полях составов, образованных продуктами эрозии основных и средних магматических пород. Если же обратиться к рассмотрению положения средних для свит фигуративных точек (рис. 8г), то мы увидим, что в поле осадочных источников тонкой алюмосиликокластики попадают только точки метапелитов бугарихтинской, имняхской и анангрской свит. Средние точки метапелитов остальных свит

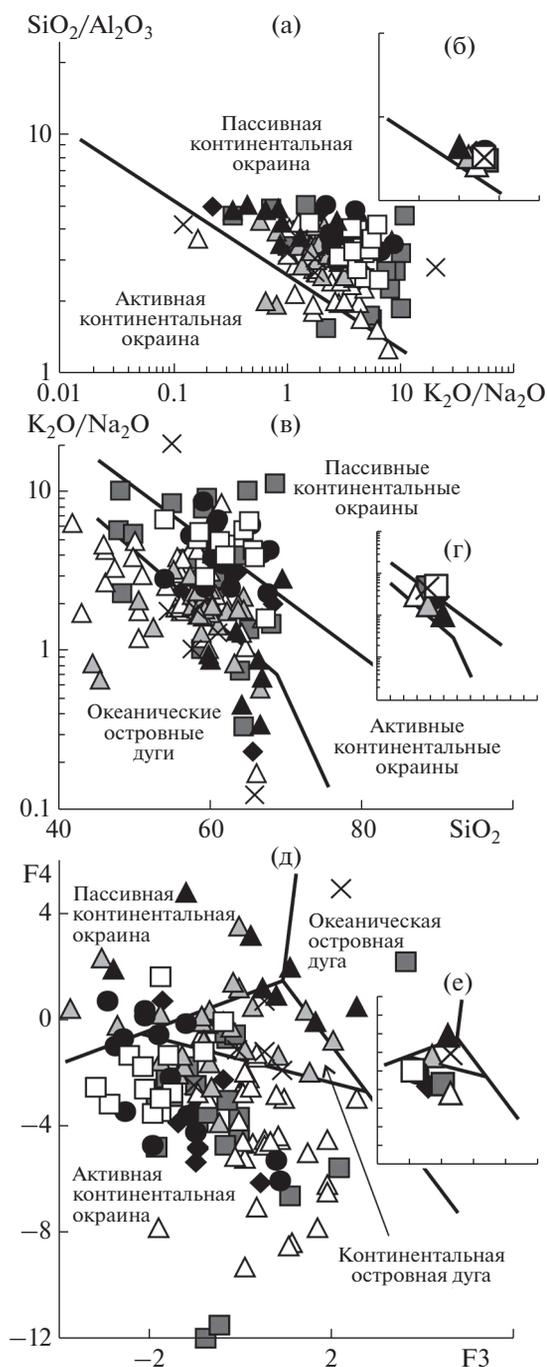
расположены в поле составов, сформированных за счет размыва средних магматических пород.

Еще один возможный подход к реконструкции состава размывавшихся на палеоводосборах пород – анализ распределения фигуративных точек на диаграмме ICV–CIA (значения CIA здесь откорректированы в соответствии с методом, описанным в публикациях (McLennan, 1993; Lou et al., 2021), см. ниже) (Potter et al., 2005). В нашем случае преобладающая часть индивидуальных точек состава метапелитов тяготеет к линии тренда, берущей начало от референтной точки среднепротерозойских базальтов, по (Condie, 1993) (рис. 8д), будучи заметно удаленными и от референтной точки PAAS, и от тренда, начинающегося от средней точки протерозойских гранитов, по (Condie, 1993). Это дает основание думать, что состав пород на палеоводоразделах не был достаточно зрелым с геохимической точки зрения.

Существенный разброс для каждой свиты минимальных и максимальных величин индекса химического изменения указывает, вероятно, на участие при формировании протолитов метапелитов материала из нескольких источников. Высокоглиноземистый материал с высокими значениями CIA представлял, скорее всего, продукты размыва кор глубокого химического выветривания. Умеренно- и низкоглиноземистый материал с более низкими значениями CIA поступал в область осадконакопления за счет эрозии слабо выветрелых пород или пород, испытывавших влияние активной тектоники и т.п.

**Палеогеодинамика.** Для расшифровки палеогеодинамических обстановок формирования обломочных и глинистых пород по их валовому химическому составу предложено несколько диаграмм. Все они имеют различные недостатки (Armstrong-Altrin, Verma, 2005; Ryan, Williams, 2007; Caracciolo et al., 2012; Verma, Armstrong-Altrin, 2016; и др.), но, тем не менее, широко используются. Несмотря на наше скептическое в целом к ним отношение (Маслов и др., 2016а, 2016б, 2019; Маслов, Подковыров, 2021; и др.), в данной работе мы применяем диаграммы  $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$  (Maynard et al., 1982),  $SiO_2-K_2O/Na_2O$  (Roser, Korsch, 1986) и F3–F4 (Bhatia, 1983), на которых показаны в разных сочетаниях поля составов терригенных пород, характерных для пассивных и активных континентальных окраин, приконтинентальных и океанических островных дуг.

На первой диаграмме подавляющая часть индивидуальных точек метапелитов сосредоточена в поле составов терригенных осадков пассивных континентальных окраин (рис. 9а). К этому же полю принадлежат все средние для свит фигуративные точки (рис. 9б). На диаграмме  $SiO_2-K_2O/Na_2O$  значительная часть индивидуальных точек локализована в поле составов, типичных



**Рис. 9.** Распределение индивидуальных и средних (на врезках) для свит точек состава метапелитов верхнего рифея и венда Бодайбинской зоны на диаграммах  $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$  (а, б),  $SiO_2-K_2O/Na_2O$  (в, г) и F3–F4 (д, е). Условные обозначения см. рис. 4.

для активных континентальных окраин, в двух других полях их несколько меньше (рис. 9в). Средние точки для свит расположены здесь в основном в поле активных континентальных окраин, и только средняя точка метапелитов аунакитской свиты приурочена к полю составов, типичных для обстановок пассивных континентальных

окраин (рис. 9г). Значительная часть индивидуальных фигуративных точек верхнерифейско-вендских метапелитов Бодайбинской зоны БПП на диаграмме F3–F4 сосредоточена в поле составов активных континентальных окраин, несколько меньше их локализовано в поле составов приконтинентальных островных дуг, а часть точек присутствует и в поле составов, свойственных пассивным континентальным окраинам (рис. 9д). Распределение средних для свит точек метапелитов соответствует распределению индивидуальных (рис. 9е). Все сказанное не позволяет сделать определенного вывода о геодинамических обстановках формирования протолитов метапелитов рассматриваемого нами разреза.

**Палеоклимат.** Судить о палеоклимате, точнее об интенсивности химического выветривания на палеоводосборах, по данным о валовом химическом составе метапелитов можно на основе анализа величин ряда индикаторов – гидролизатного модуля (ГМ) (Юдович, Кетрис, 2000 и др.), химического индекса изменения (CIA =  $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ) (Nessbit, Young, 1982; Visser, Young, 1990), индекса изменения состава (ICV =  $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3$ ) (Cox et al., 1995) и ряда др. ГМ используется при изучении, как песчаников, так и глинистых пород. Он позволяет разграничить породы, содержащие продукты гидролиза от тех, где таковые отсутствуют или содержание их невелико. Для “обычных” глинистых пород значения ГМ находятся в интервале 0.30–0.50; глинистые породы, содержащие продукты гидролиза характеризуются величинами ГМ > 0.50 (Юдович, Кетрис, 2000; Интерпретация..., 2001). Важно иметь в виду, что в формуле ГМ отсутствуют оксиды кальция и магния, что весьма существенно в нашем случае, когда среднее содержание и CaO и MgO для метапелитов большинства уровней разреза заметно выше, чем в среднем постархейском глинистом сланце (соответственно 1.30 и 2.20 мас. %) (Taylor, McLennan, 1985).

Средняя величина ГМ в метапелитах исследуемого разреза варьирует от 0.32 (угаханская и вачская свиты) до 0.58 (бугарихтинская свита) (рис. 5б). Это свидетельствует, что протолитами метапелитов практически всех литостратиграфических единиц выступали “обычные” глинистые породы. Метапелиты бугарихтинского уровня сложены в той или иной степени продуктами гидролиза.

Индекс CIA<sup>6</sup> рассчитывается по молекулярным количествам оксидов, при этом учитывается

<sup>6</sup> В последние годы высказываются предположения, что в морских отложениях климатический сигнал часто теряется не только в песчаниках, но и в тонкозернистых осадках, так как поступление аллохтонного материала из областей иного климата, аутигенное минералообразование и ряд других факторов могут заметно изменить состав глинистых осадков [Garzanti et al., 2014; Dinis et al., 2020; и др.].

содержание оксида кальция, входящего только в состав силикатной матрицы породы. Невыветрелые или слабо выветрелые породы имеют значения CIA ~40–55. В сильно выветрелых образованиях величины CIA поднимаются до 90–100. Значение CIA = 70 считается пороговым для разграничения отложений, формировавшихся в обстановках холодного и теплого климата (Visser, Young, 1990). На рис. 5в показаны вариации снизу вверх по разрезу величин CIA как рассчитанных непосредственно по данным валовых химических анализов, так и откорректированных по методу, предложенному в работе (McLennan, 1993). Суть его состоит в следующем: рассчитать величину CaO\* без данных о содержании CO<sub>2</sub> в породе невозможно, поэтому для такой ситуации предложено ориентироваться на величину CaO/Na<sub>2</sub>O, вычисленную по молекулярному количеству оксидов (Lou et al., 2021). Если значение отношения >1, то для расчета CIA вместо CaO используется молекулярное количество Na<sub>2</sub>O. В случае, когда CaO/Na<sub>2</sub>O < 1, значение CaO\* вычисляется непосредственно с учетом молекулярного количества CaO.

В результате корректировки заметное увеличение средних значений индекса химического изменения произошло для метапелитов харлухтагской, хайвергинской, бодайбокканской и угаханской свит. Средние величины CIA только для метапелитов харлухтагской, хайвергинской, аунакитской и вачской свит составляют более 70, т.е. можно думать, что протолиты их в целом сложены материалом, сформированным в условиях гумидного климата. Метапелиты остальных уровней исследованного разреза представлены, по всей видимости, относительно слабо измененной процессами химического выветривания тонкой алюмосиликокластикой. Среднее значение CIA для метапелитов хомолхинской свиты составляет 70 ± 3.

Тонкозернистые обломочные породы с высоким содержанием неглинистых силикатных минералов обладают величинами ICV > 1, тогда как породы с большим количеством собственно глинистых минералов, т.е. сложенные материалом, подвергшимся более сильному выветриванию, имеют значения ICV < 1. В нашем случае в составе каждой свиты есть метапелиты со значениями ICV как больше, так и меньше 1 (рис. 8д), т.е. их протолиты сложены в разной степени преобразованными процессами химического выветривания материалом. Средние величины ICV превышают 1 в выборках метапелитов бугарихтинской (1.00 ± 0.15), бодайбокканской (1.21 ± 0.13), угаханской (1.38), имняхской (1.07 ± 0.20), анангской (1.11 ± 0.28) и догалдынской (1.25 ± 0.18) свит. Следовательно, степень преобразования процессами химического выветривания слагающего их мате-

риала можно считать умеренной или относительно небольшой.

**Палеопродуктивность.** Одним из наиболее известных индикаторов палеобиопродуктивности бассейнов осадконакопления является Р, так как его содержание в осадочных породах тесно связано с количеством захороненного ОВ. Однако использование Р как индикатора биопродуктивности имеет ряд ограничений (Jarvis et al., 1994; Piper, Perkins, 2004; Tribouillard et al., 2006; Plavinsky et al., 2010). Степень обогащения осадочных пород Р (Enrichment Factor/EF, коэффициент концентрации) рассчитывается по разным формулам. Мы используем уравнение  $EF = (P_2O_{5обр}/Al_2O_{3обр})/(P_2O_{5ПААС}/Al_2O_{3ПААС})$ , т.е. рассчитываем коэффициент концентрации относительно ПААС (Taylor, McLennan, 1985).

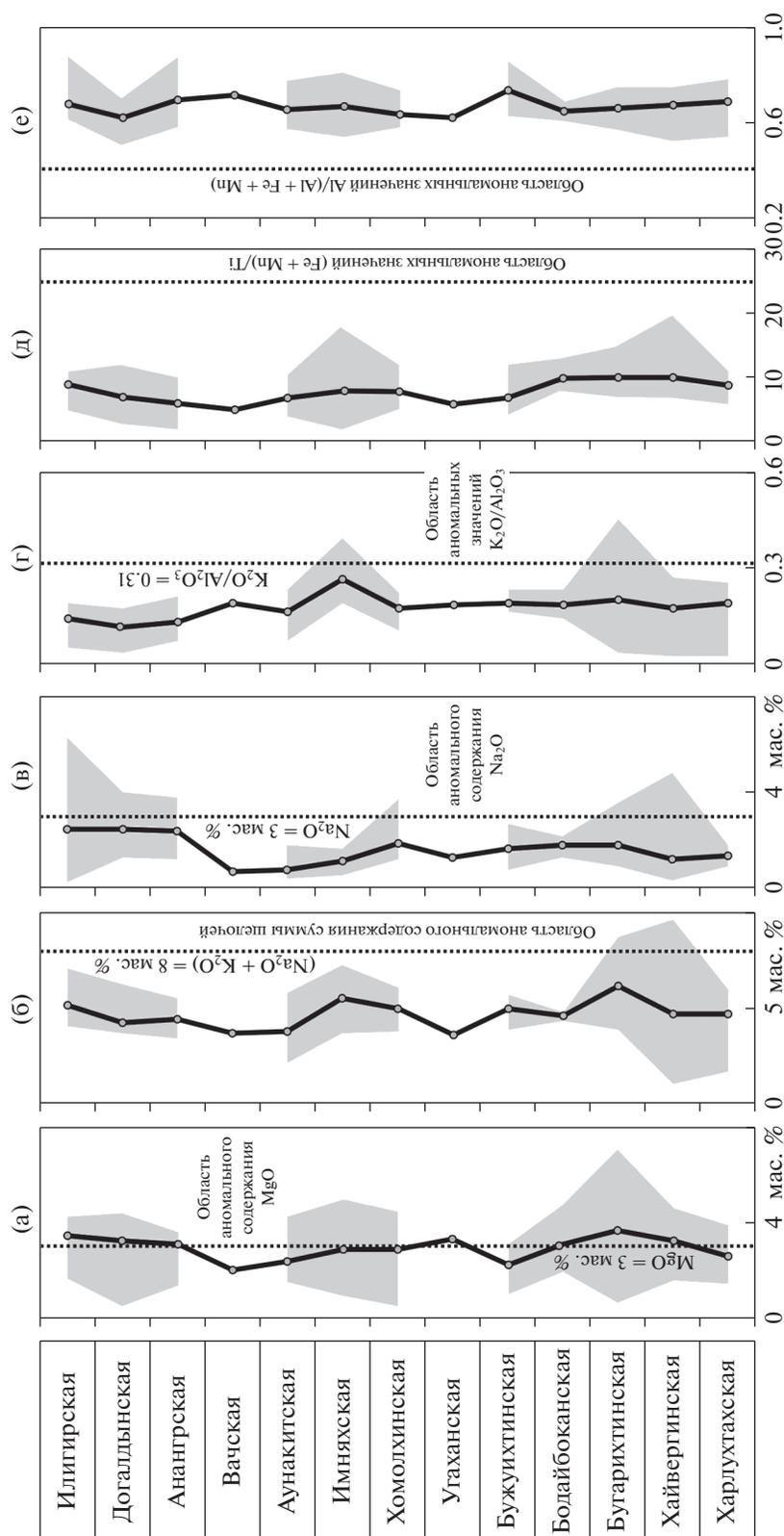
Минимальное среднее содержание  $P_2O_5$  (0.05 мас. %) характерно для метапелитов бодайбокканской свиты. Максимальная величина  $P_2O_{5среднее}$  (0.32 мас. %) присуща метапелитам перекрывающей ее бужуйхтинской свиты. Средние значения  $EF_p$  во всем исследованном разрезе варьируют от 0.30 (бодайбокканская свита) до 1.90 (угаханская свита). В целом среди всех 13 свит верхнерифейско-вендского разреза Бодайбинской зоны метапелиты только двух – угаханской и догалдынской – обладают заметным обогащением фосфором. При этом максимальные величины  $EF_p$  в метапелитах большинства уровней разреза (за исключением харлухтахского, бодайбокканского, вачского и илигирского) в той или иной степени, а иногда и заметно, выше 1 (рис. 5г). Все сказанное дает основание думать, что палеопродуктивность бассейнов осадконакопления позднего рифея и венда в Бодайбинской структурно-фациальной зоне БПП, была весьма невелика.

**“Камуфлированная” пирокластик.** Осадочные породы довольно часто содержат вулканогенную примесь (т.н. “камуфлированную” пирокластик), которая не распознается традиционными микропетрографическими методами (Ренгартен, Кузнецова, 1967; Коссовская, 1975; Муравьев, 1983; Юдович, Кетрис, 2000; Кричары и др., 2003; Зорина, Афанасьева, 2015; Зорина и др., 2020; Щепетова и др., 2020; Никашин, Зорина, 2021; и др.). Для установления ее присутствия используются разнообразные литохимические приемы и подходы. Так, считается, что на присутствие вулканогенной примеси в глинистых породах указывает содержание  $MgO > 3$  мас. % и  $(Na_2O + K_2O) > 8$  мас. %. Об этом же, возможно, говорит положительная корреляция между модулями ФМ и ТМ, ЖМ и ТМ, и отрицательная между модулями НКМ и ФМ. Положительная корреляция между ЖМ и ТМ, а также значения  $Na_2O/K_2O > 1$  дают основание предполагать присутствие в осадочных породах основной или основной-средней пиро-

кластики (Юдович, Кетрис, 2000). Высокие значения  $MgO/CaO$ , ЩМ, ТМ и ЖМ также позволяют думать, что в составе “внешне обычных осадочных пород” есть продукты вулканической деятельности (Юдович, Кетрис, 2000, 2010; Диагностика..., 2012). На наличие в породах эксгальтивных компонентов и полевошпатовой пирокластики указывают определенные соотношения (НМ + КМ) и ЖМ, а основная пирокластик ведет к росту значений ТМ и ЖМ (Юдович и др., 2018). Считается также, что значения  $KM \geq 0.31$ ,  $(НМ + КМ) > 0.40$  и  $AM > 0.27$  могут указывать на присутствие в глинистых породах калиевого полевого шпата/кислой пирокластики (однако, тонкорастертый калишпат в глинах часто представляет следствие специфического выветривания в аридных обстановках; отличить его от кислой пирокластики практически невозможно). В публикации (Юдович и др., 1986) отмечено, что содержание в глинистых породах  $Na_2O > 3$  мас. % указывает на существенную роль в их составе кислых плагиоклазов. Значимая положительная корреляция в глинистых породах между  $K_2O$  и  $TiO_2$ , а также  $K_2O$  и  $MgO$  может отражать присутствие щелочно-базальтовой пирокластики и продуктов ее выветривания. Важно подчеркнуть, что использование всех перечисленных подходов одновременно, т.е. без учета того, что ожидает обнаружить исследователь (кислую, основную или щелочную пирокластик), часто не дает желаемого эффекта.

Мы рассматриваем ниже поведение в разрезе только нескольких из перечисленных индикаторов. Два из них (содержание  $MgO$  и сумма щелочей) при превышении пороговых величин указывают на возможное присутствие в глинистых породах вулканогенной примеси “вообще”, тогда как содержание  $Na_2O > 3$  мас. % предполагает присутствие в тонкозернистых обломочных породах кислого плагиоклаза, а при величинах  $TМ > 0.31$  мы вправе думать, что в глинистых породах может быть примесь кислой пирокластики.

Среднее содержание оксида магния в метапелитах хайвергинской, бугарихтинской, угаханской, догалдынской и илигирской свит несколько превышает пороговую величину. Максимальное содержание  $MgO$  в метапелитах большинства уровней разреза в той или иной мере больше 3 мас. % (рис. 10а). Средняя сумма щелочей в метапелитах всех свит ниже пороговой величины, позволяющей предполагать присутствие в метапелитах “камуфлированной” пирокластики. Максимальное содержание  $(K_2O + Na_2O)$  выше 8 мас. % только в метапелитах хайвергинской и бугарихтинской свит (рис. 10б). Среднее содержание  $Na_2O$  в метапелитах всех свит ниже порогового значения, а максимальное содержание выше него в метапелитах хайвергинской, бугарихтинской,



**Рис. 10.** Вариации средних, минимальных и максимальных значений ряда параметров состава метапелитов верхнего рифея и венда Бодайбинской зоны, позволяющих судить о присутствии в них “камуфлированной” пирокластики (а – MgO, мас. %, б – Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, мас. %, в – Na<sub>2</sub>O, мас. %, г – K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, д – (Fe + Mn)/Ti, е – Al/(Al + Fe + Mn)). Условные обозначения см. рис. 5.

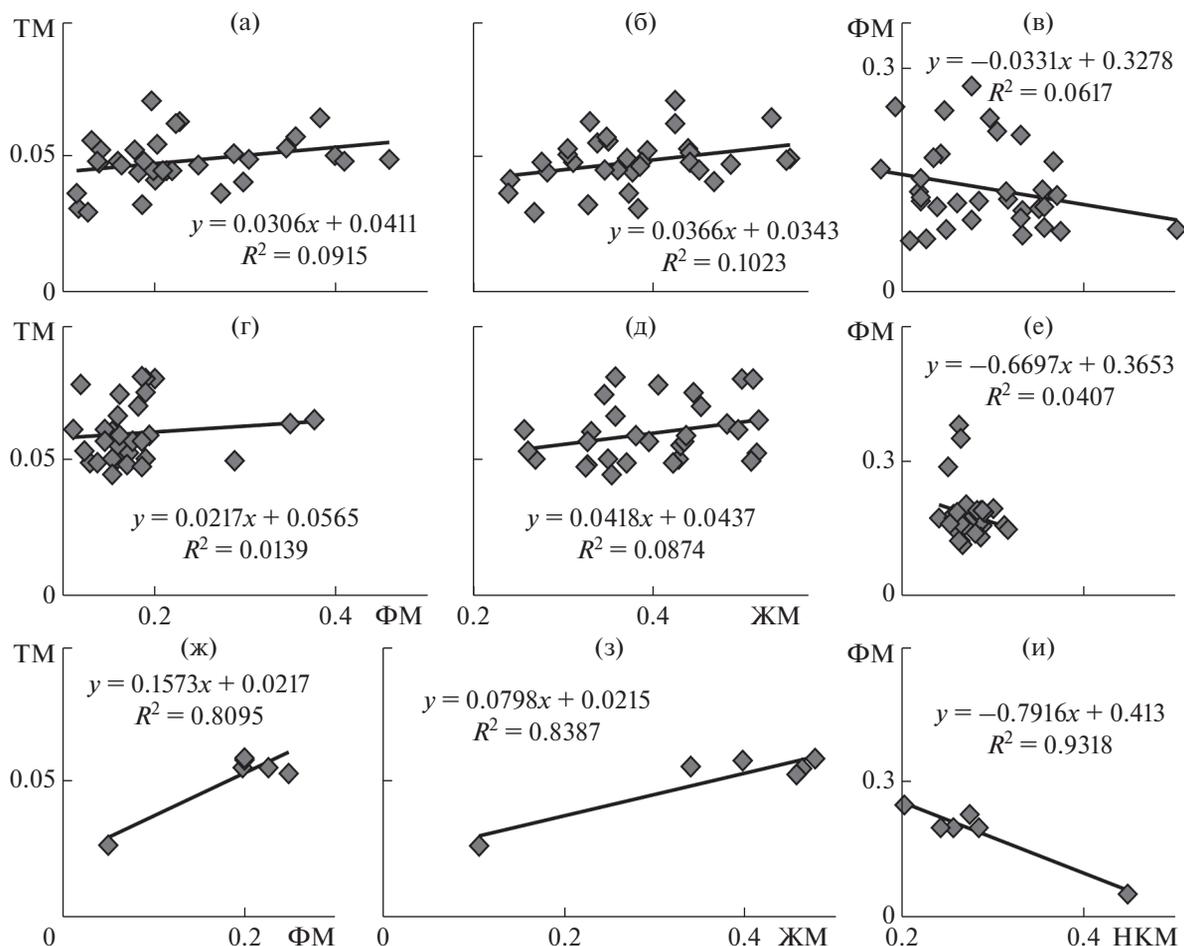


Рис. 11. Соотношение пар модулей ФМ–ТМ, ЖМ–ТМ и НКМ–ФМ в метапелитах бугарихтинской (а, б, в), хомолхинской (г, д, е) и илигирской (ж, з, и) свит Бодайбинской зоны.

хомолхинской, анангрской, догалдинской и илигирской свит (рис. 10в). Наконец,  $KM_{\text{среднее}}$  в метапелитах всех свит исследованного разреза составляет менее 0.31. Максимальные значения  $KM > 0.31$  только в метапелитах бугарихтинской и имняхской свит (рис. 10г). Все сказанное выше позволяет считать, что если в метапелитах верхнего рифея и венда Бодайбинской зоны и есть “камуфлированная” пирокластика, то содержание ее довольно невелико.

Положительная корреляция между модулями ФМ и ТМ, а также ЖМ и ТМ при отрицательной корреляции между НКМ и ФМ, свидетельство возможного присутствия в метапелитах “вулканогенного материала вообще”, свойственны бугарихтинской (0.30, 0.32 и  $-0.25$ ), бодайбокканской (0.76, 0.14 и  $-0.86$ ), бужуихтинской (0.25, 0.26 и  $-0.31$ ), хомолхинской (0.12, 0.30 и  $-0.20$ ) и илигирской (0.90, 0.92 и  $-0.97$ ) свитам. На рис. 11 показана корреляция между названными тремя парами модулей для метапелитов бугарихтинской, хомолхинской и илигирской свит. Примечатель-

но, что если для первых двух свит рассчитанные величины коэффициентов корреляции представляются достаточно обоснованными, то для метапелитов илигирской свиты значимая положительная и отрицательная корреляция определяется только одной точкой. Следовательно, сделанный выше вывод (как и суждения ниже) о присутствии в их составе “камуфлированной” пирокластики представляется довольно спорным.

Положительная корреляция между ЖМ и ТМ, а также значения отношения  $Na_2O/K_2O_{\text{среднее}} > 1$ , индикаторы присутствия в метапелитах основной или средней “камуфлированной” пирокластики, присущи только породам илигирской свиты.

Выраженная положительная корреляция между оксидами калия и титана, а также калия и магния, предполагающая присутствие в метапелитах щелочно-базальтовой пирокластики, характерна в исследованном разрезе только для пород бугарихтинской (0.59 и 0.44) и илигирской (0.90 и 0.74) свит.

Наличие в составе осадков продуктов подводных эксгаляций/эндогенного рудного вещества и отнесение их к категориям металло- и рудоносных основывается при исследовании валового химического состава терригенных образований на анализе значений титанового –  $(Fe + Mn)/Ti$  – и алюминиевого –  $Al/(Al + Fe + Mn)$  – модулей (Bostrom, 1973; Страхов, 1976; Бутузова, 1989, 1998; и др.). Для осадков, содержащих эксгалятивные компоненты, значения названных модулей составляют, соответственно, более 25 и менее 0.4. В нашем случае ни средние для свит, ни максимальные для индивидуальных образцов метапелитов значения титанового и алюминиевого модулей не попадают в области “аномальных” их значений (рис. 10д, 10е). Это позволяет считать, что подводные эксгаляции не оказывали заметного влияния на процессы накопления осадочных последовательностей верхнего рифея и венда Бодайбинской зоны БПП.

## ВЫВОДЫ

Проведенный анализ литохимических особенностей метапелитов верхнего рифея и венда Бодайбинской структурно-фациальной зоны Байкало-Патомского пояса позволяет сделать ряд выводов относительно условий образования их протолитов. Свойственные исследованным нами метапелитам значения  $K_2O/Na_2O$  и  $SiO_2/Al_2O_3$  показывают, что они не подверглись влиянию калиевого метасоматоза и окремнения. Соотношение в них как в целом во всей аналитической выборке, так и в выборках для отдельных свит (хайвергинская, бугарихтинская, бужуихтинская, хомолхинская и др.) модулей ТМ и ЖМ, а также НКМ и ГМ, дает основание считать, что протолиты метапелитов были представлены в основном или преимущественно петрогенным материалом, т.е. материалом первого седиментационного цикла, не отличающимся принципиально от состава пород-источников тонкой алюмосиликокластики (возможно, такими источниками являлись магматические породы среднего и основного состава, как это следует из расположения фигуративных точек метапелитов на диаграммах F1–F2 и ICV–CIA). Этот вывод находится в определенном противоречии с “более далеким” положением Бодайбинской зоны от Сибирского кратона, чем Лено-Жуинского района, так как, казалось бы, в дистальные области пассивной континентальной окраины должен поступать более зрелый в литохимическом отношении материал, чем тот, что накапливается в ее проксимальных частях.

Состав протолитов метапелитов был сопоставим в целом как с собственно каолинитовыми, так и с каолинит-иллит-сметитовыми и хлорит-сметит-иллитовыми глинами, т.е. достаточно “обычными” глинистыми породами. На это же

указывают и свойственные метапелитам средние величины гидролизатного модуля. На большинстве широко используемых дискриминантных палеогеодинамических диаграмм индивидуальные и средние точки состава верхнерифейско-вендских метапелитов Бодайбинской зоны распределены в полях пассивных и (или) активных континентальных окраин. Какого-либо определенного вывода о палеогеодинамических обстановках формирования их протолитов сделать на основании этих данных трудно или невозможно. Средние величины CIA превышают пороговое значение (70), разделяющее тонкозернистые обломочные породы, формировавшиеся в условиях холодного/аридного и теплого/гумидного климата, только для метапелитов харлухтахской, хайвергинской, аунакитской и вачской свит. Метапелиты остальных уровней верхнего рифея и венда Бодайбинской зоны сложены тонкой алюмосиликокластикой относительно слабо измененной процессами химического выветривания на палеоводосборах. Это заметно отличает тонкозернистые обломочные породы Бодайбинской зоны от сходных по гранулометрическому составу пород Лено-Жуинского района. Рассчитанные нами средние для свит величины коэффициентов концентрации R свидетельствуют о незначительной, несмотря на довольно высокое содержание в ряде случаев в метапелитах  $C_{орг}$ , палеопродуктивности областей осадконакопления. Возможно, определенное несоответствие между двумя указанными индикаторами палеопродуктивности бассейна результат метаморфизма. При этом максимальные величины  $EF_r$  для метапелитов многих уровней исследованного разреза составляют заметно больше 1.

Наконец, использование нескольких приемов анализа валового химического состава метапелитов Бодайбинской зоны, не выявило в них присутствия существенной доли “камуфлированной” пирокластики или продуктов подводных эксгаляций. Особенно красноречиво в пользу такого вывода свидетельствует то, что ни средние для свит, ни максимальные для индивидуальных образцов метапелитов верхнего рифея и венда значения титанового и алюминиевого модулей не отвечают “аномальным” их значениям, характерным металло- или рудоносным осадкам.

Полученные нами данные подтверждают в ряде случаев результаты исследований предшественников, а в некотором отношении (например, в том, что касается палеопродуктивности бассейна или влияния на процессы осадконакопления подводных эксгаляций) не согласуются с ними. Это нельзя рассматривать как выводы в “последней инстанции”. Напротив, выявленные при анализе валового химического состава верхнерифейско-вендских метапелитов Бодайбинской зоны БПП определенные противоречия с

данными ранее проведенных многолетних и многоплановых работ больших коллективов специалистов — это хорошая основа для продолжения исследований этих мощных и весьма интересных во многих отношениях метасадочных последовательностей юга Сибири.

*Авторы искренне признательны за ценные советы и замечания, способствовавшие улучшению рукописи, анонимному рецензенту и М.А. Левитану. С.А. Дуб оказал нам помощь в подборе необходимой литературы, а Н.С. Глушкова выполнила все иллюстрации к данной работе.*

*Исследования проведены в рамках госзадания ИГГД РАН и ГИН РАН (темы FMUW-2021-0003 и 0135-2019-0043). Изучение “камуфлированной” пирокластики выполнено в соответствии с планами работ по гранту Российского научного фонда (проект № 19-17-00099).*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бабяк В.Н., Блинов А.В., Тарасова Ю.И., Будяк А.Е. (2019) Новые данные о геолого-структурных особенностях золоторудных месторождений Ожерелье, Бканское, Угахан и Голец Высочайший. *Науки о Земле и недروпользование*. **42**(4), 388-412.
- Беличенко В.Т., Скляр Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О. (1994) Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент. *Геология и геофизика*. **35**(7-8), 29-41.
- Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. (2009) Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440). *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **17**(3), 29-45.
- Будяк А.Е., Скузоватов С.Ю., Тарасова Ю.И., Ванг К.-Л., Горячев Н.А. (2019) Единая неопротерозойская-раннепалеозойская эволюция рудоносных осадочных комплексов юга Сибирского кратона. *ДАН*. **484**(3), 335-339.
- Бутузова Г.Ю. (1989) Типы современных гидротермальных и гидротермально-осадочных образований активных зон Мирового океана. *Литология и полезные ископаемые*. (5), 3-23.
- Бутузова Г.Ю. (1998) *Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря*. М.: ГЕОС, 312 с.
- Головенко В.К. (1977) *Высокоглиноземистые формации докембрия*. Л.: Недра, 268 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000 (третье поколение) (2010) Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 — Бодайбо. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 612 с.
- Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах (2012) Сыктывкар: Геопринт, 204 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. (1990) *Тектоника литосферных плит территории СССР*. Т. 2. М.: Недра, 334 с.
- Зорина С.О., Афанасьева Н.И. (2015) “Камуфлированная” пирокластика в верхнемеловых-миоценовых толщах юго-востока Русской плиты. *ДАН*. **463** (4), 443-445.
- Зорина С.О., Никашин К.И., Сокерин М.Ю. (2020) Геохимические индикаторы “камуфлированной” пирокластики в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях востока Русской плиты. *ДАН. Науки о земле*. **493**(2), 46-50.
- Иванов А.И. (2008) Месторождение “Ожерелье” — новый тип коренных месторождений золота в Бодайбинском рудном районе. *Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН*. (6), 14-26.
- Иванов А.И. (2014) *Золото Байкало-Патомы (геология, оруденение, перспективы)*. М.: ФГУП ЦНИГРИ, 215 с.
- Иванов А.И., Лившиц В.И., Перевалов О.В., Страхова Т.М., Яблоновский Б.В. (1995) *Докембрий Патомского нагорья*. М.: Недра, 352 с.
- Интерпретация геохимических данных (2001). Отв. ред. Скляр Е.В. М.: Интермет Инжиниринг, 288 с.
- Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Кузнецов А.Б., Ван К.-Л., Чун С.-Л. (2020) Возраст детритового циркона и источники сноса терригенных пород Олокинской зоны (Северное Прибайкалье). *ДАН. Науки о Земле*. **493**(2), 36-40.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С. (1980) *Ранний докембрий Патомского нагорья*. М.: Наука, 468 с.
- Коссовская А.Г. (1975). Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций. *Литология и полезные ископаемые*. (2), 23-44.
- Кринари Г.А., Королев Э.А., Пикалев С.Н. (2003) Вулканокластический материал в палеозойской толще Татарстана: методы выявления и роль в нефтедобыче. *Литосфера*. (1), 27-38.
- Ленский золотоносный район*. Т. 1 (1971) М.: Недра, 163 с.
- Маслов А.В. (2005) *Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных*. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 289 с.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. (2021) Положение пород, слагающих рифтогенные и коллизионные осадочные последовательности, на различных палеогеодинамических диаграммах. *Геохимия*. **66**(2), 99-113.
- Maslov A.V., Podkovyrov V.N. (2021) Position of Rocks of Riftogenic and Collisional Sedimentary Sequences on Different Paleogeodynamic Diagrams. *Geochem. Int.* **59**(2), 113-126.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Котова Л.Н. (2016а) Валовый химический состав песчаников и палеогеодинамические реконструкции. *Литосфера*. (6), 33-55.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Котова Л.Н. (2019) Синрифтовые глинистые породы: валовый химический состав и положение на дискриминантных палеогеодинамических диаграммах. *Геохимия*. **64**(6), 618-633.
- Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Kotova L.N. (2019) Synrift Clayey Rocks: Bulk Chemical Composition and Position on Discriminant Paleogeodynamic Diagrams. *Geochem. Int.* **57**(6), 682-697.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Мизенс Г.А., Ножкин А.Д., Фазлиахметов А.М., Малиновский А.И., Худoley А.К., Котова Л.Н., Купцова А.В., Гареев Э.З., Зайнуллин Р.И. (2016б) Дискриминантные палеогеодинамические диаграммы для терригенных пород: опыт сопоставления. *Геохимия*. (7), 579-595.

- Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Mizens G.A., Nozhkin A.D., Fazliakhmetov A.M., Malinovsky A.I., Khudoley A.K., Kotova L.N., Kuptsova A.V., Gareev E.Z., Zainullin R.I. (2016) Tectonic Setting Discrimination Diagrams for Terrigenous Rocks: a Comparison. *Geochem. Int.* **54**(7), 569-583.
- Митрофанов Г.Л. (2006) Тектонические закономерности размещения и формирования месторождений благородных металлов южного обрамления Сибирской платформы: Дис. ... докт. геол.-мин. наук (в форме науч. докл.). М.: ИГЕМ РАН, 48 с.
- Муравьев В.И. (1983) *Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций*. М.: Наука, 218 с.
- Неелов А.Н. (1977) Химическая классификация осадочных пород для изучения метаморфических комплексов докембрия. *Литология и геохимия раннего докембрия* (Под ред. Сидоренко А.В.). Апатиты, 96-105.
- Неелов А.Н. (1980) *Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород*. Л.: Наука, 100 с.
- Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М., Овчинникова Г.В., Киселева Е.И., Конкин В.Д. (1991) Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруднения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья. *Геология рудных месторождений*. (6), 33-49.
- Немеров В.К. (1989) Геохимическая специализация позднедокембрийских черносланцевых толщ Байкало-Патомского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 19 с.
- Немеров В.К., Станевич А.М. (2001) Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогенеза в Байкальской горной области. *Геология и геофизика*. **42**(3), 456-470.
- Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е., Корнилова Т.А. (2010) Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона. *Геология и геофизика*. **51**(5), 729-747.
- Никашин К.И., Зорина С.О. (2021) Вулканогенный материал в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях востока Русской плиты и его источники. *Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле*. **21**(1), 49-57.
- Онищенко С.А., Сокерина Н.В. (2021) Особенности формирования золоторудного черносланцевого месторождения Голец Высочайший (Бодайбинский рудный район). *Геология рудных месторождений*. **63**(2), 154-173.
- Подковыров В.Н. (1983) *Терригенно-карбонатные серии Байкало-Патомской складчатой области. Петрохимия осадочных и вулканогенно-осадочных формаций докембрия* (Под ред. Соколова Ю.М.). Л.: Наука, 45-87.
- Рентгартен Н.В., Кузнецова К.И. (1967) Пирокластический материал в позднеюрских осадках Русской платформы. *ДАН СССР*. **173**(6), 1422-1425.
- Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н., Смирнов М.Ю., Данилова М.Ю., Ашеуков А.А. (1992) Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района. *Геология рудных месторождений*. **34**(6), 3-15.
- Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г., Шегольков Ю.В., Альшеева Э.И., Борисовский С.Е. (2008) Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе. *Геология рудных месторождений*. **50**(1), 3-46.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. (2011) Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. *Геотектоника*. (5), 17-51.
- Станевич А.М. (2014) Обстановки накопления морских отложений и бактериальные биоценозы неопротерозоя юга Сибирской платформы. *Вестник ИрГТУ*. **3**(86), 71-78.
- Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. (2007) Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация. *Геология и геофизика*. **48**(1), 60-79.
- Страхов Н.М. (1976) *Проблемы геохимии современного океанского литогенеза*. М.; Наука, 299 с.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. (2010) Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана. *Геотектоника*. (1), 5-28.
- Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В., Шатагин К.Н., Олейникова Т.И., Тарасова Ю.И., Скузоватов С.Ю. (2017) Источники обломочного материала неопротерозойских метаосадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) по Sm-Nd изотопным данным. *Геохимия*. (1), 17-25.
- Chugaev A.V., Budyak A.E., Chernyshev I.V., Shatagin K.N., Oleinikova T.I., Tarasova Y.I., Skuzovatov S.Y. (2017) Sources of Clastic Material of the Neoproterozoic Metasedimentary Rocks of the Baikal-Patom belt, Northern Transbaikalia: Evidence from Sm-Nd isotope data. *Geochem. Int.* **55**(1), 60-68.
- Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В., Дубинина Е.О., Гареев Б.И., Шатагин К.Н., Тарасова Ю.И., Горячев Н.А., Скузоватов С.Ю. (2018) 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*. **26**(3), 213-244.
- Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. (2013) Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. **21**(4), 26-52.
- Щепетова Е.В., Рогов М.А., Зеркаль О.В., Самарин Е.Н., Гвоздева И.Е., Косоруков В.Л. (2020) *Клиноптилолит в верхнеюрских отложениях Русской плиты: "камуфлированная" пирокластика или индикатор продуктивности биогенного кремнезема? Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов* (Под ред. Щепетовой Е.В.). Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного памяти А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой. М.: ГЕОС, 269-276.
- Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии (2006) (Под ред. Склярова Е.В.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 367 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) *Основы литохимии*. СПб.: Наука, 479 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2010) *Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах*. Екатеринбург: Наука, 326 с.

- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. (2018) Геохимия титана. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 432 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Шулупова А.Н., Лавренко Н.С. (1986) Геохимическая диагностика вулканогенного материала в черносланцевых отложениях Лемвинской зоны Урала. *Геохимия*. (10), 1464-1476.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю. (2012) Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса. *Геотектоника*. (4), 3-27.
- Armstrong-Altrin J.S., Verma S.P. (2005) Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings. *Sed. Geol.* **177**, 115-129.
- Bavinton O.A. (1981) The nature of sulfidic metasediments at Kambalda and their broad relationships with associated ultramafic rocks and nickel ores. *Econ. Geol.* **76**(6), 1606-1628.
- Bhatia M.R. (1983) Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.* **91**, 611-627.
- Bolnar R., Kamber B.S., Moorbath S., Whitehouse M.J., Collerson K.D. (2005) Chemical characterization of earth's most ancient clastic metasediments from the Isua Greenstone Belt, southern West Greenland. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **69**, 1555-1573.
- Bostrom K. (1973) The origin and fate of ferromanganese active ridge sediments. *Stockholm Contrib. Geol.* **27**(2), 148-243.
- Caracciolo L., von Eynatten H., Tolosana-Delgado R., Critelli S., Manetti P., Marchev P. (2012) Petrological, geochemical, and statistical analysis of Eocene-Oligocene sandstones of the Western Thrace basin, Greece and Bulgaria. *J. Sed. Res.* **82**, 482-498.
- Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.* **104**(1-4), 1-37.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **59**, 2919-2940.
- Dinis P.A., Garzanti E., Hahn A., Vermeesch P., Cabral-Pinto M. (2020) Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds. *Earth-Sci. Rev.* **201**, 103039.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*. **23**, 921-924.
- Garzanti E., Padoan M., Setti M., López-Galindo A., Villa I.M. (2014) Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (southern Africa). *Chem. Geol.* **366**, 61-74.
- Herron M.M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sed. Petrol.* **58**, 820-829.
- Jarvis I., Burnett W.C., Nathan Y., Almbaydin F.S.M., Attia A.K.M., Castro L.N., Flicoteaux R., Hilmy M.E., Husain V., Qutawnah A.A., Serjani A., Zanin Y.N. (1994) Phosphorite geochemistry: state of the art and environmental concerns. *Eclogae Geol. Helv.* **87**, 643-700.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins F.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. (2008) Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Res.* **160**(1-2), 179-210.
- Lou P., Miao Z., Zheng M., Zhang X., Ruan Z., Xu Q. (2021) Paleogeographic Characteristics of the Mengyejing Formation in the Simao Basin During Its Depositional Period and Its Indication of Potash Mineralization: A Case Study of MZK-3 Well. *Minerals*. **11**, 338. <https://doi.org/10.3390/min11040338>
- Maynard J.B., Valloni R., Ho Shing Ju (1982) Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin. *Geol. Soc. (London), Spec. Publ.* **10**, 551-561.
- McLennan S.M. (1993) Weathering and Global Denudation. *J. Geol.* **101**, 295-303.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*. **299**, 715-717.
- Piper D.Z., Perkins R.B. (2004) A modern vs. Permian black shale – the hydrography, primary productivity, and water-column chemistry of deposition. *Chem. Geol.* **206**, 177-197.
- Planavsky N.J., Rouxel O., Bekker A., Lalonde S.V., Konhauser K.O., Reinhard C.T., Lyons T.W. (2010) The evolution of the marine phosphate reservoir. *Nature*. **467**, 1088-1090.
- Potter P.E., Maynard J.B., Depetris P.J. (2005) *Mud and Mudstones: Introduction and Overview*. Springer: 308 p.
- Roser B.P., Korsch R.J. (1986) 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.* **94**, 635-650.
- Ryan K.M., Williams D.M. (2007) Testing the reliability of discrimination diagrams for determining the tectonic depositional environment of ancient sedimentary basins. *Chem. Geol.* **242**, 103-125.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution: An Examination Of The Geochemical Record Preserved In Sedimentary Rocks*. Oxford: Blackwell, 312 p.
- Tosca N.J., Johnston D.T., Mushegian A., Rothman D.H., Summons R.E., Knoll A.H. (2010) Clay mineralogy, organic carbon burial, and redox evolution in Proterozoic oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **74**, 1579-1592.
- Tribovillard N., Algeo T.J., Lyons T., Riboulleau A. (2006) Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chem. Geol.* **232**, 12-32.
- Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S. (2016) Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings. *Sed. Geol.* **332**, 1-12.
- Visser J.N.J., Young G.M. (1990) Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* **81**, 49-57.
- Yudovskaya M.A., Distler V.V., Prokofiev V.Yu., Akinfiev N.N. (2016) Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits. *Geoscience Frontiers*. **7**, 453-481.