

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 2021

Строение платформенных карбонатных формаций различных климатических областей <i>В. Г. Кузнецов</i>	197
Метаалевропелиты раннего докембрия: R3Э-Th-систематика как ключ к реконструкции источников слагающей их тонкой алюмосиликокластики <i>А. В. Маслов, В. Н. Подковыров</i>	216
Полициклические ароматические углеводороды в горных породах и почвах импактного кратера Сильян (Швеция) <i>Ю. И. Пиковский, Н. И. Хлынина, В. Г. Кучеров</i>	243
Особенности генезиса карбонатов марганца Порожинского месторождения (Енисейский кряж, Красноярский край) <i>В. Н. Кулешов, Л. И. Свиридов, О. Л. Петров</i>	257
Типоморфные особенности гранатов и цирконов в моренах среднего неоплейстоцена на севере и юге Тимано-Печоро-Вычегодского региона <i>Л. Н. Андреичева, М. Н. Буравская</i>	277

УДК 551

СТРОЕНИЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

© 2021 г. В. Г. Кузнецов*

Российский государственный университет нефти и газа
(национальный исследовательский университет) им. И.М. Губкина,
Ленинский просп., 65, Москва, 119991 Россия

*e-mail: vgkuz@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.03.2020 г.

После доработки 28.10.2020 г.

Принята к публикации 23.12.2020 г.

Платформенные карбонатные формации различных климатических зон различаются как по составу и структуре слагающих их пород, так и по строению самих толщ. Формации гумидных зон сложены в основном биоморфными и биокластовыми известняками, причем вертикальные разрезы формаций относительно однородны, состав и строение самих формаций относительно постоянны по площади. В составе формаций аридной зоны отчетливо преобладают доломиты, достаточно часты гипсы и ангидриты. В качестве факультативных компонентов присутствуют известняки. Вертикальный разрез этих формаций дифференцирован: доломитовые и доломит-сульфатные пачки переслаиваются с пачками известняков. Принципиальные изменения происходят в пространственном распределении пород и строении формаций. В зонах, приближенных к источникам поступления морских вод среднеокеанической солености, разрезы относительно однородны и сложены известняками; в удаленных от этих источников частях преобладают доломиты, и разрез резко неоднороден. Различия в строении формаций определяют и строение резервуаров нефти и газа, как в региональном, так и локальном масштабах.

Ключевые слова: карбонатные формации, аридный и гумидный климат, цикличность, строение формаций.

DOI: 10.31857/S0024497X21030034

ЗАДАЧИ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Среди научных работ и научных достижений Н.М. Страхова ведущее место занимают создание и разработка учения о климатических типах литогенеза. По сути дела, его основной труд, удостоенный высшей награды СССР – Ленинской премии, три тома “Основ теории литогенеза” [1960] – это разработка, обоснование и изложение данного учения [Страхов, 1960, 1962]. Рассмотрев условия и своеобразие процессов мобилизации вещества, его транспортировки и осаждения, Н.М. Страхов показал специфику образования осадочных пород разного состава, разных породных ассоциаций и отметил разный характер протекания диагенетических процессов в обстановках ледового, аридного и гумидного климата.

Вместе с тем, как показали последующие исследования, климатические условия определяют не только состав формирующихся отложений, но и строение, структуру осадочных комплексов в вертикальном разрезе и по площади их распространения.

Строению платформенных бентоногенных карбонатных формаций гумидной и аридной зон посвящено настоящее исследование; оно представляет интерес в теоретическом плане, как вклад в развитие и разработку учения о климатических типах литогенеза, и имеет прикладное значение, поскольку климатические различия обуславливают различное строение природных резервуаров нефти и газа.

Отметим, что подобные карбонатные формации в англоязычной литературе описываются как карбонатные платформы: “Термин “карбонатная платформа” используется как в *морфологическом* смысле для объемной трехмерной структуры, так и в *стратиграфическом* – для мощных комплексов мелководных карбонатных отложений” (The term carbonate platform is used both *morphologically* for a three-dimension structure and *stratigraphically* for thick sequences of shallow-water carbonates) [Wright, Burchette, 1996, p. 331].

ПЛАТФОРМЕННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ ГУМИДНОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Турнейские отложения Восточно-Европейской платформы являются детально исследованным объектом подобного типа. Состав и строение этой формации довольно подробно изучены в пределах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.

В составе карбонатных пород турнейского яруса отчетливо преобладают органогенные известняки. Это серые, светло-серые, местами темно-серые плотные породы (рис. 1).

Среди организмов наибольшее распространение имеют фораминиферы. Как правило, это многокамерные формы, причем небольшие размеры самих раковин обеспечивают, как правило, хорошую их сохранность. Кроме того, достаточно многочисленны остатки (часто в виде детрита) брахиопод; остракод; иглокожих — как криноидей, так и морских ежей; трубочки серпул; реже кораллы; как правило, многочисленны водоросли. Нередко скелетные остатки существенно перебиты, и их принадлежность к тем или иным группам неопределима. Породы последнего типа рассматриваются как известняки шламовые. Цементирующим материалом служит кальцит, формирующий агрегаты яснокристаллической, реже пелитоморфной структуры. Можно отметить, что цемент фораминиферовых известняков обычно яснокристаллический, в то время как остатки иглокожих, как правило, заключены в микрокристаллической массе. Текстуры известняков при наблюдении в шлифах обычно неслоистые, массивные; иногда отмечается не вполне отчетливая слоистость по ориентировке удлиненных остатков организмов.

Отдельную группу пород представляют микросгустковые известняки, состоящие из округлых или овальных форм пелитоморфного кальцита, которые или соприкасаются друг с другом, и тогда межформенные пустоты заполнены яснокристаллическим кальцитом, или отделены друг от друга, и тогда формируется базальный цемент из такого же яснокристаллического кальцита.

Пористость известняков в шлифах выявляется не очень отчетливо, но при микроскопическом изучении устанавливаются внутрираковинные и межзерновые пустоты, а также, очень часто, каверны выщелачивания.

Кроме известняков, состоящих из форменных элементов, в турнейских карбонатных отложениях часто встречаются известняки пелитоморфные и микрозернистые; микроскопические исследования показывают, что не менее 70–75% площади шлифа сложено кристаллами кальцита очень тонкой размерности, иногда присутствуют форменные элементы, чаще всего однокамерные сферические фораминиферы. По внешнему об-

лику известняки однородные светло-серые или зеленовато-серые, с фарфоровидным изломом, иногда трещиноватые; нередко в них наблюдаются стилолитовые швы.

В качестве постседиментационных изменений, обусловленных вторичными процессами, отмечаются перекристаллизация и доломитизация, однако последняя не очень значительна. Доломиты как самостоятельные породы в турнейской карбонатной толще достаточно редки, являются вторичными образованиями и присутствуют в виде яснокристаллических, часто кавернозных пород. Исключением являются образования других карбонатных фаций, в частности рифов, обрамляющих Камско-Кинельскую впадину [Кузнецов, 1966].

В целом подобный набор пород — известняки биокластовые, шламово-фораминиферовые, криноидно-шламовые, микросгустковые, сгустково-фораминиферовые, шламово-сгустковые, микрозернистые, нередко биоморфные (фораминиферовые) и их палеонтологическая характеристика, когда остатки организмов не просто многочисленны, но и представлены разнообразными группами, в том числе стеногалинными формами, позволяет предполагать, что формирование осадков происходило в морском бассейне среднеокеанической солёности; в фотической зоне, то есть на сравнительно небольших глубинах, с хорошей аэрацией. При этом условия в водоеме периодические, хотя и не принципиально, изменялись, что нашло свое отражение в циклическом строении разрезов [Казакова, 1985; Кузнецов, 2006 и др.].

Циклиты имеют двучленное строение (рис. 2). Нижний элемент представлен микрозернистыми, в той или иной степени глинистыми известняками, как правило, тонкогоризонтальнослоистыми; иногда присутствуют прослои глин. Второй элемент циклита — значительно более чистые (нерастворимый остаток 1–2%) фораминиферовые, сгустковые и шламово-сгустковые известняки с содержанием форменных элементов до 50–80%. Завершают этот элемент биокластовые и комковатые известняки, в которых количество форменных элементов, причем достаточно крупных (1.0–1.5 мм), составляет не менее 80%. Кровля циклитов обычно размыва, нередко в той или иной степени закарстована, что проявляется в образовании каверн и относительном увеличении пористости: от 4–5% в основании циклитов до 17–18% в их кровле. Таким образом, циклиты в целом характеризуются однонаправленным изменением структуры пород.

Следует отметить, не останавливаясь подробно, что близкие по составу, строению и свойствам циклиты устанавливаются и в других карбонатных толщах, формировавшихся в гумидных обстановках [Кузнецов, 2006].

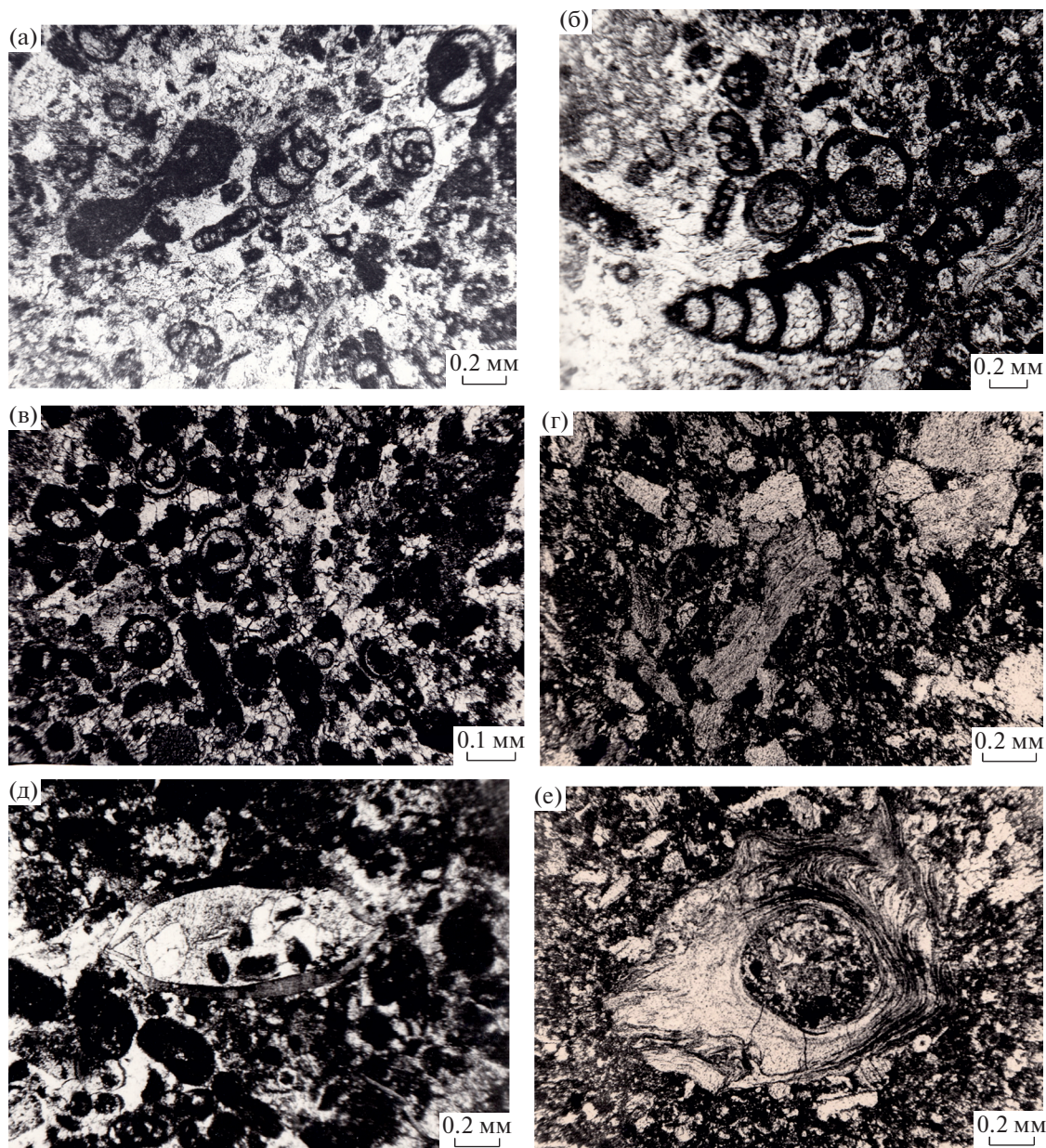


Рис. 1. Основные типы карбонатных пород турнейских отложений Волго-Уральской провинции. Микрофото в параллельном свете.

а – известняк фораминиферовый со среднекристаллическим кальцитовым цементом; б – известняк сгустково-фораминиферовый; в – известняк сферово-сгустковый; г – известняк сгустково-биокластовый; д – известняк сгустково-фораминиферовый с раковиной остракоды; е – трубочка серпулы в детритово-шламовом известняке; ж, з – известняки микрозернистые с остатками иглокожих; и – детрит иглокожих в пелитоморфной основной массе; к – микросгустковый перекристаллизованный известняк с члеником криноидеи с широкой регенерационной каемкой; л – остатки водорослей в тонкодетритовом известняке; м – известняк пелитоморфно-тонкодетритовый доломитизированный.

Что касается площадного распространения, то подобные наборы пород, равно как и характер цикличности, без каких-либо существенных изменений распространены от Западного Урала до Подмосковья. Единственным исключением является зона Камско-Кинельской впадины, где меняется характер седиментации. Здесь в относительно глу-

боководных условиях некомпенсированного прогибания формировались битуминозно-кремнистые глинисто-карбонатные отложения доманиковского типа, которые рассматриваются либо как самостоятельная формация, или как градация общей карбонатной формации; однако, в любом случае, этот объект выходит за рамки настоящего исследования.

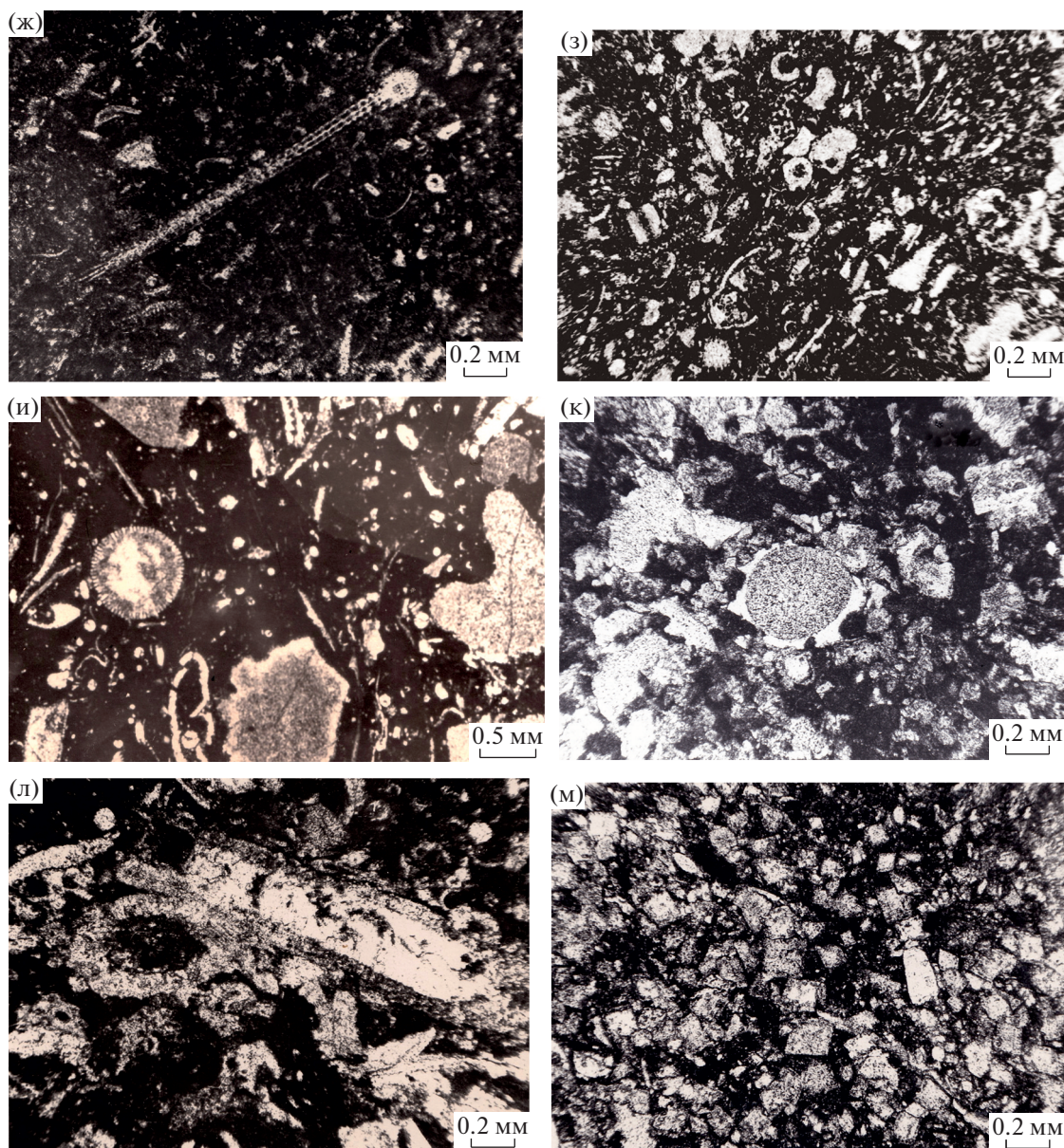


Рис. 1. Окончание.

ПЛАТФОРМЕННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ АРИДНОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Одной из достаточно подробно изученных карбонатных толщ подобного типа являются отложения верхнего венда–нижнего кембрия Сибирской платформы.

Строго говоря, карбонатные отложения этого региона входят в состав карбонатно-соленосной формации, распространенной в юго-западной части платформы в пределах обширного Турухано-Иркутско-Олекминского фациально-палеогеографического района. Этот район в конце венда–начале кембрия был с юга и запада ограничен

сушей, а на северо-востоке через широкую Анабаро-Синскую отмельную зону, местами с рифовыми образованиями, был связан с Юдомо-Оленёкским водоемом среднеокеанической солёности (рис. 3). При высоком стоянии уровня Мирового океана в эпиконтинентальном море в пределах Турухано-Иркутско-Олекминского бассейна формировались карбонатные толщи, а при снижении возникновении определенной изоляции и относительно ограниченном поступлении океанических вод солёность возрастала, и происходило накопление солей. Тесная ассоциация с солями показывает, что карбонатные пачки формировались в обстановке резко аридного климата. Именно

эти пачки и рассматриваются в настоящем сообщении.

Основными породами, слагающими карбонатные пачки, являются известняки и доломиты, соотношение которых несколько изменяется по разрезу и по площади, но в целом их количество примерно одинаково. Достаточно однотипны структуры этих различных по химическому и минеральному составу пород (рис. 4).

Отдельная группа известняков и доломитов — это разности, структурную и генетическую основу которых составляют остатки водорослей и цианобактериальных образований. Количество подобных остатков в породах этого типа может достигать 70–80%. Связующей массой является пелитоморфный и микрокристаллический кальцит, нередко доломит.

Близки к этой группе по происхождению, но отличны по структуре онколитовые известняки и доломиты, в которых размерность онколитов достигает 2–3 мм. Породы этого типа, как правило, содержат то или иное, но в целом незначительное количество ангидрита в виде вторичного заполнения пространства между форменными элементами.

Достаточно обычными являются строматолитовые известняки и доломиты с характерной макро- и микротекстурой. Она образована волнистыми изгибающимися слойками, часто состоящими из соприкасающихся между собой микроступков пелитоморфного карбоната. Слойки эти неплотно прилегают друг к другу, соприкасаются в отдельных точках, поэтому между ними существуют неправильно-линзовидные пустоты; стенки последних, как правило, обрастают кристификационными каемками кристаллов доломита, а оставшиеся полости остаются пустыми и часто заполняются ангидритом.

В отложениях нижнего кембрия также развиты археоциатовые известняки и доломиты, причем скелетные остатки в них нередко пиритизированы, перекристаллизованы и доломитизированы.

Среди других карбонатных пород широко представлены пелитоморфные и микрокристаллические (микрозернистые) известняки и доломиты. Породы этой группы характеризуются волнисто-слоистыми и линзовидно-слоистыми текстурами, с микробактериальными пленками, трещинами усыхания, характерными для крайне мелководных, в том числе литоральных обстановок.

В целом разрез карбонатных пачек карбонатно-соленосной формации имеет отчетливое циклическое строение, которое подробно описано в ряде публикаций [Кузнецов, Журавлева, 2019; Кузнецов, Сухы, 1990; Kuznetsov, Suhy, 1992 и др.]

В основании типичного циклита (см. рис. 4а–д, рис. 5) залегают аргиллиты, обычно известковистые и доломитистые; мергели, в том числе доло-

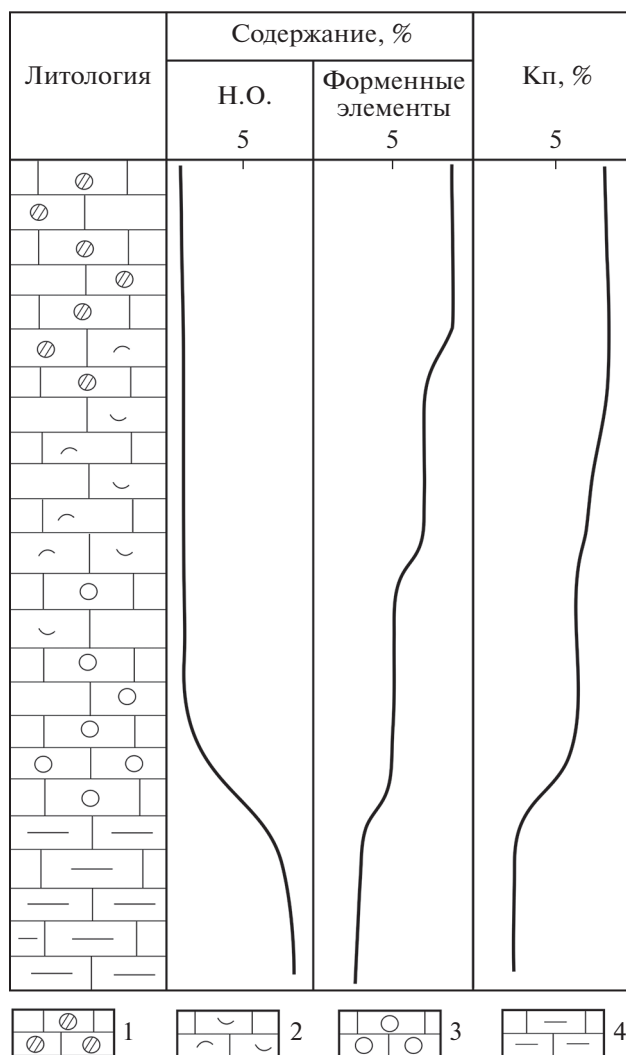


Рис. 2. Схема строения циклита в турнейских отложениях Волго-Уральской области.

Известняки: 1 — комковато-детритовые, 2 — ступково-детритовые, 3 — фораминиферово-ступковые, 4 — микрозернистые; Н.О. — нерастворимый остаток; Кп — коэффициент пористости.

митовые, пелитоморфные, микрозернистые, реже разнозернистые; микробактериально-водорослевые и строматолитовые известняки и доломиты. Текстуры массивные, нередко тонко- и неправильно-слоистые, что проявляется в виде чередования чистых карбонатных и более глинистых разностей. Ангидрит встречается в виде вкраплений и гнезд.

Средний элемент циклита представлен в основном известняками, в том числе доломитизированными, сложенными, как правило, форменными элементами — онколитами, ступками пелитоморфного карбоната, остатками водорослей и цианобактерий (см. рис. 4е–л). Для пород средней части циклитов характерна интенсивная пе-

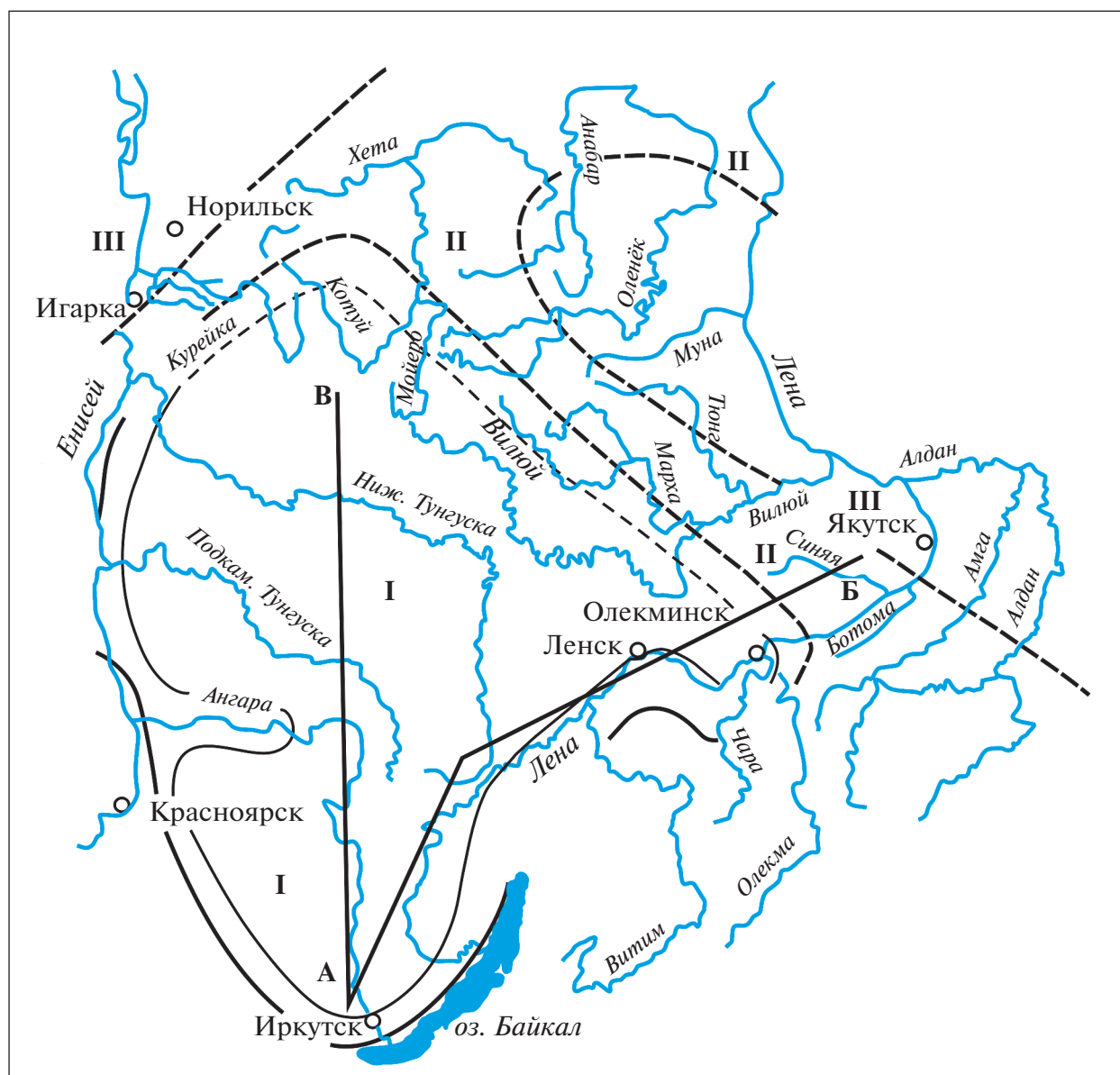


Рис. 3. Фациально-палеогеографические районы развития кембрийских отложений Сибирской платформы [Стратиграфия, 2016].

I – Туруханско-Иркутско-Оленокский; II – Анабаро-Синский; III – Юдомо-Оленокский.

А–Б, А–В – положение профилей, см. рис. 10.

рекристаллизация, доломитизация, нередко выщелачивание с образованием вторичной кавернозности, ангидритизация (см. рис. 4л).

Завершаются циклиты микро- и тонкозернистыми доломитами, неправильно-слоистыми строматолитовыми, часто сульфатизированными (см. рис. 4м–о). В кровле нередко присутствуют нодулярные ангидриты, образующие слои мощностью до 1–2 м.

В целом подобное строение соответствует трансгрессивно-регрессивному циклу. Его начало связано с развитием трансгрессии, когда в условиях

литорали на фоне достаточно интенсивного приноса пелитового материала отлагались глинистые разности карбонатных пород, причем высокая соленость и щелочность вод способствовали осаждению значительного количества магнезиальных карбонатов и сульфатов. Средние элементы циклитов фиксируют установление морских условий со среднеокеанической соленостью, с преимущественным накоплением карбонатов кальция. Присутствие онколитов и других округлых форменных элементов свидетельствует о достаточно активном гидродинамическом режиме и,

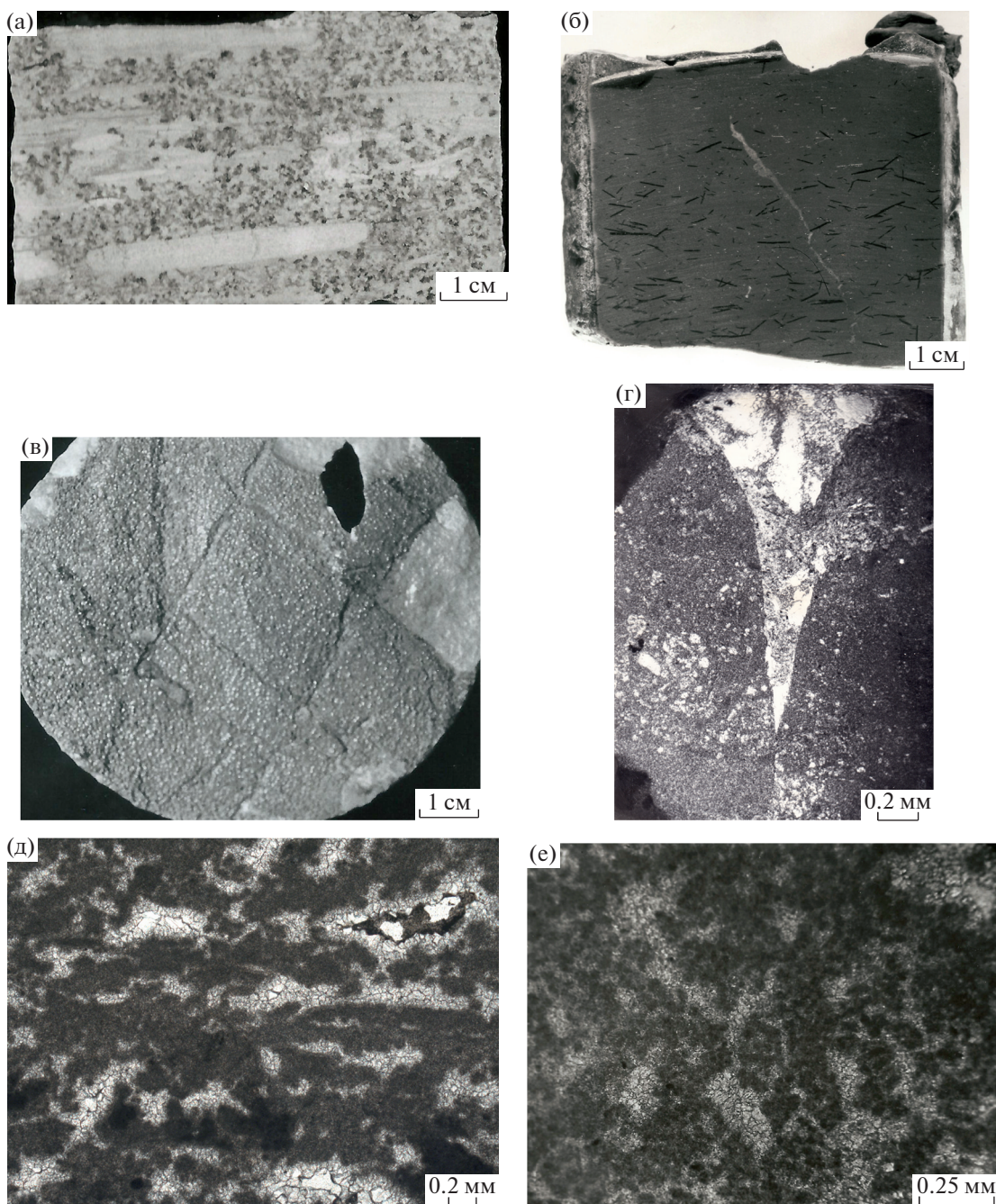


Рис. 4. Типы пород и текстуры нижнекембрийских отложений Сибирской платформы.

а, б – фото керн: а – плоскогалечные конгломераты; б – плотный микрозернистый доломит с игольчатыми гнездами ангидрита; в, г – трещины усыхания: в – на осушенной поверхности пелитоморфных доломитов (фото керн); г – то же, в вертикальном сечении (микрофото в параллельном свете); д–о – микрофото в параллельном свете: д – микро-текстура строматолитов – ступки пелитоморфного карбоната образуют неправильно-линзовидные слойки; пространство между слойками выполнено янокристаллическим кальцитом; е – известняк эпифитоновый; ж – известняк ступково-водорослевый перекристаллизованный, кавернозный; з – известняк онколитовый; и, к – известняки микросгустковые пористые с кристификационными каемками кальцита, развитыми по поверхности структурных элементов; л – вторичная ангидритизация микросгусткового известняка; м – пелитоморфный доломит с игольчатыми выделениями ангидрита; н – линзовидные включения ангидрита (светлое) в пелитоморфном доломите; о – комочки микрозернистого доломита (водорослевого?) в прослое ангидрита.

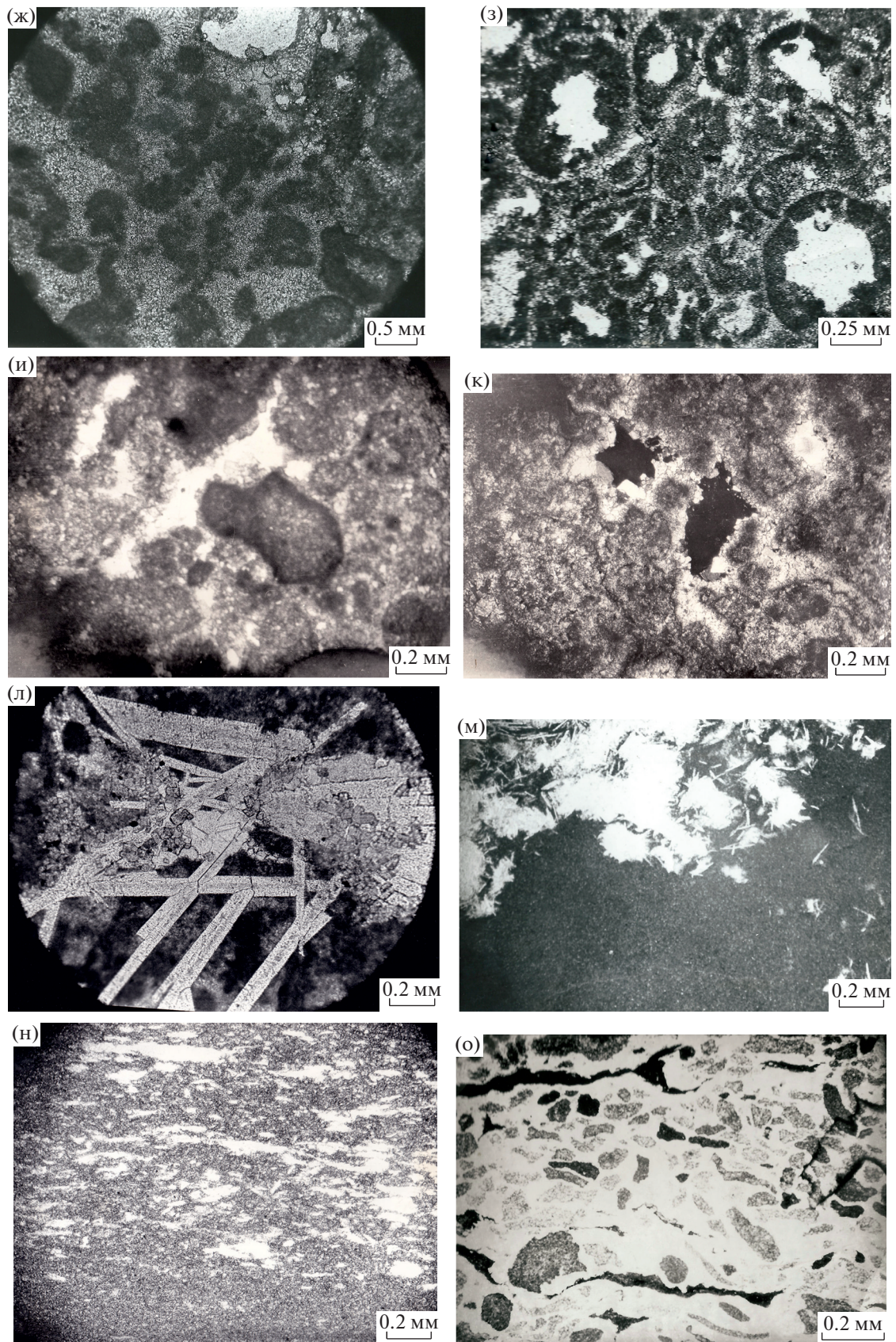
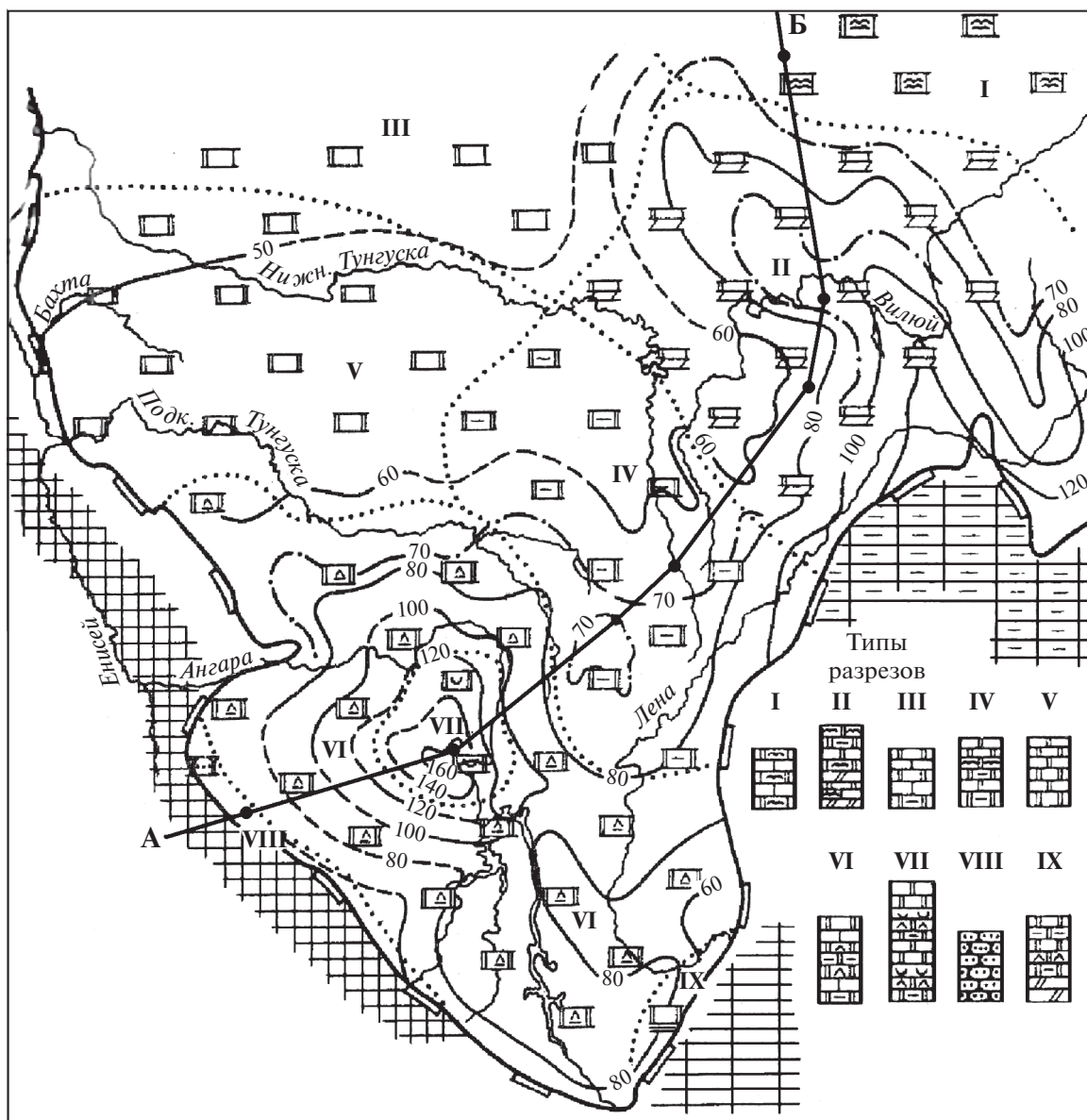


Рис. 4. Окончание.



чимся лишь указанием на латеральную асимметрию состава и строения формации (рис. 7).

В раннепермское время, в течение ассельского, сакмарского и артинского веков на востоке располагался глубоководный бассейн Предуральского краевого прогиба, а на юго-востоке, в области современной Прикаспийской впадины — глубоководное котловинное море. Оба эти бассейна были водоемами среднеокеанической солёности.

В пределах собственно платформы, по мере перемещения с востока и юго-востока на запад и северо-запад происходило последовательное осолонение и, соответственно, смена петрографических типов карбонатных пород и фациального облика отложений. Так, в Предуральском глубоководном бассейне формировались одиночные куполовидные рифы — Ишимбайский, Столярковский, Совхозный, Канчуриновский и др., а на его западном борту — асимметричная рифовая система, примером рифа которой является Кунакбаевский риф.

В глубоководном Прикаспийском бассейне тоже формировались куполовидные рифы, такие как пермская часть рифа Карачаганак, а на бровке шельфа — асимметричные рифы типа Западно-Тепловского.

Далее к западу от Предуральского прогиба, уже собственно в пределах платформы развиты известняки штаффеловой и фузулинидовой фаций, которые, в свою очередь, замещаются карбонатными отложениями иного состава, с другой ассоциацией пород. Постепенно увеличивается доля пелитоморфных и микрозернистых известняков с более бедной фауной, доломитов, местами появляются сульфаты. При этом достаточно однородный разрез, сложенный биоморфными и биокластовыми известняками, постепенно становится все более дифференцированным, с преобладанием пелитоморфных, микро- и тонкозернистых известняков и доломитов, появляются включения и даже пласты и пачки ангидритов. Аналогичная картина намечается и в направлении

от глубоководного Прикаспийского моря к западу — на Приволжской моноклинали в Нижнем Поволжье, и к северо-западу — от района Оренбурга к Бугуруслану и далее на запад, к г. Самаре.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ

Различие разноклиматических карбонатных формаций по вещественному составу было установлено довольно давно. По сути, само подразделение формаций по климатическому признаку было проведено (а во многом и остается) по минеральному, точнее петрографическому, составу — известняки в гумидном климате и доломиты с тем или иным содержанием сульфатов, гипса и ангидрита — в аридном.

Действительно, гумидные формации сложены практически только известняками различных структурных типов с постоянным присутствием остатков организмов, причем разнообразных и в основном стеногалинных. Доломиты в них если и присутствуют, то только вторичные, катагенетические.

Набор петрографических типов пород аридных формаций, как правило, существенно беднее, преобладают доломиты пелитоморфные и микрозернистые, нередко сульфатизированные, иногда присутствуют гнезда и прослои гипсов и/или ангидритов. Известняки менее широко распространены и представлены, в основном пелитоморфными разновидностями, однако в частях формаций, которые формировались вблизи области поступления вод среднеокеанической солёности, имеются и биокластовые известняки.

Как ни парадоксально, но биоразнообразие в карбонатных аридных формациях в целом выше, чем в гумидных. Дело в том, что в формациях гумидного типа преобладают остатки стеногалинных организмов, которые относительно равномерно распределены по всему разрезу и по всей площади распространения формаций. В карбо-

Рис. 6. Литолого-палеогеографическая схема и фациально-палеогеоморфологический профиль позднеданиловского (юряхского) времени Сибирской платформы [Кузнецов и др., 1992].

1 — известняки; 2 — известняки биогенные; 3 — доломиты; 4 — доломиты сульфатизированные; 5 — доломиты глинистые; 6 — мергели доломитовые; 7 — каменная соль, 8 — песчаники; 9, 10 — границы литолого-фациальных зон (9) и современного распределения отложений (10); 11 — изопакиты (м); 12–14 — типы суши: 12 — гористая, сложенная в основном глинистыми породами, 13 — низменная, сложенная преимущественно карбонатными породами, 14 — низменная, сложенная преимущественно глинистыми породами; 15 — линия профиля; 16–24 — литолого-палеогеографические зоны и типы разрезов: 16 — мелководно-морская с близкой к среднеокеанической солёностью, с отложением преимущественно биогенных известняков, 17 — то же, с периодически повышенной солёностью, привносом глинистого материала и отложением известняков и доломитов, прослоями сильноглинистых, 18 — то же, с ограниченным привносом глинистого материала, 19 — то же, с повышенной солёностью, периодическим привносом глинистого материала, 20 — то же, с ограниченным привносом глинистого материала, 21 — то же, с повышенной и периодически высокой солёностью, с отложением доломитов и сульфатов, 22 — то же, с высокой солёностью и отложением доломитов и каменных солей, 23 — прибрежно-морская с отложением песчано-алевритового материала, 24 — прибрежного мелководья и литорали с повышенной солёностью и отложением доломитов, прослоями глинистых; 25 — прибрежно-морская с отложением песчано-алевритового материала; 26 — прибрежного мелководья с отложением доломитов, прослоями глинистых доломитов.

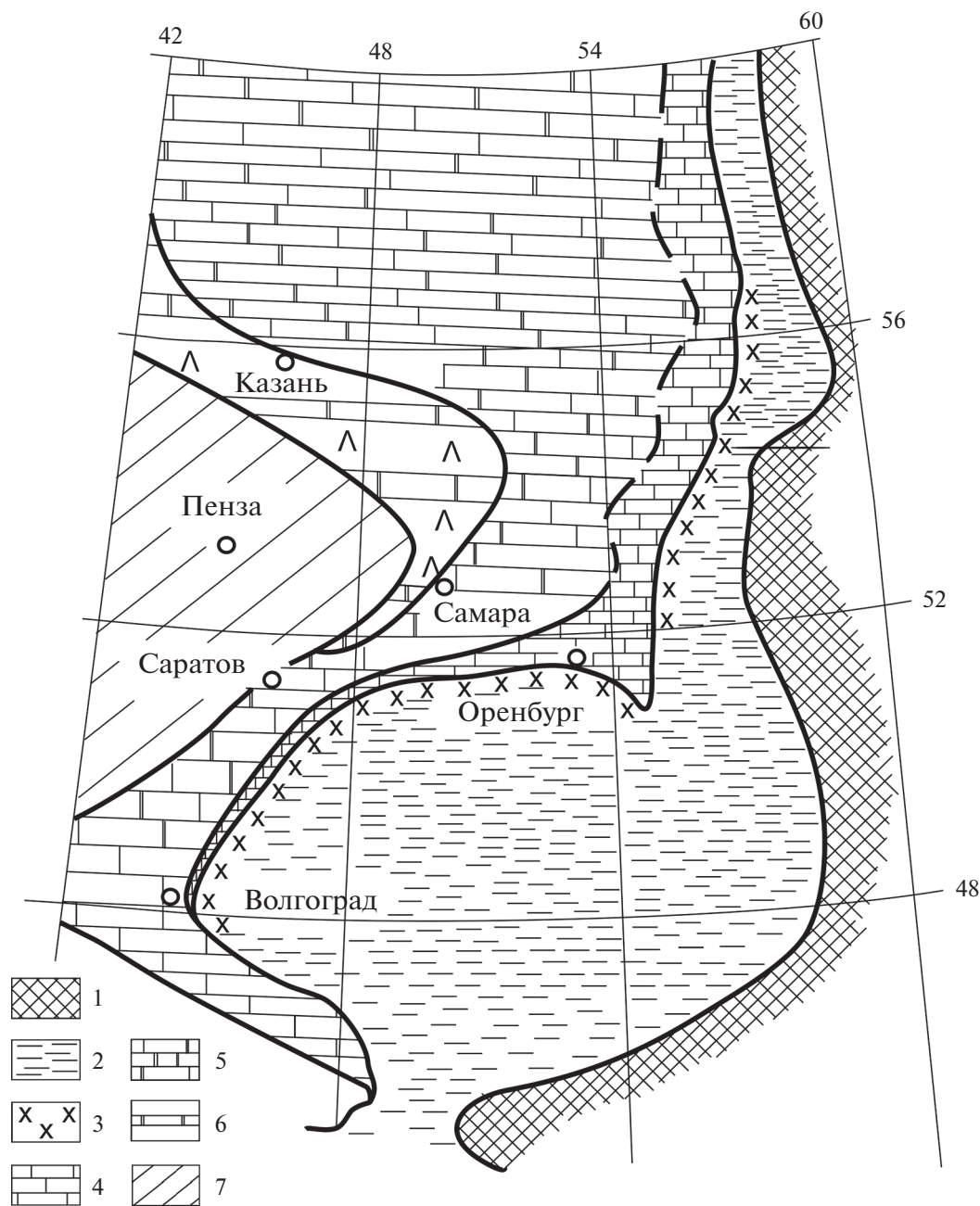


Рис. 7. Литолого-палеогеографическая схема юго-востока Восточно-Европейской платформы в ранней перми ([Атлас ..., 1969], со значительными дополнениями).

1 – суша, преимущественно горная; 2 – глубоководный бассейн среднеокеанической солёности (глинисто-кремнисто-карбонатные отложения); 3 – рифы западного обрамления Предуральского краевого прогиба, северного и западного бортов Прикаспийского котловинного моря; 4 – мелководно-морской бассейн среднеокеанической солёности (известняки с остатками стеногалинной фауны); 5 – мелководно-морской бассейн несколько повышенной солёности (доломиты); 6 – прибрежная часть морского бассейна с периодическим осушением; 7 – суша низменная.

натных толщах аридных областей меньше остатков организмов, среди них преобладают эвригалинные формы, которые приспособились к обитанию в водоёмах повышенной солёности. Вместе с тем, хотя и в ограниченном количестве, здесь имеются и стеногалинные организмы, но

ареал их распространения ограничен (причины этого будут рассмотрены ниже). Следует еще раз подчеркнуть, что имеется в виду именно разнообразие, а не количество органических остатков.

Для настоящей работы более важны различия в строении этих формаций, то есть их характери-

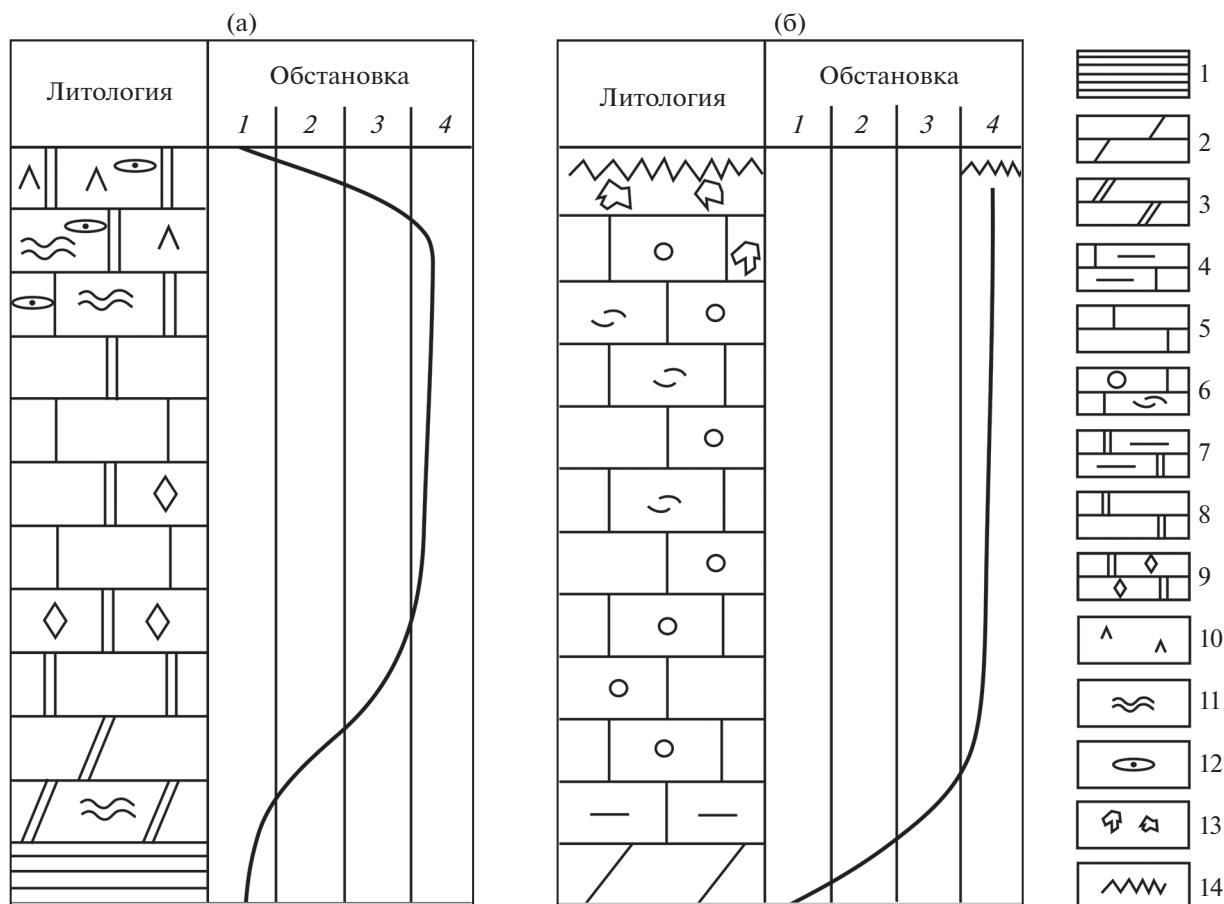


Рис. 8. Принципиальные схемы строения циклитов карбонатных формаций аридной (а) и гумидной (б) климатических зон.

Обстановки: 1 – супралитораль, 2 – литораль, 3 – сублитораль, 4 – мелководно-морская.

1–10 – породы: 1 – глины, аргиллиты, 2 – мергели, 3 – мергели доломитовые, 4 – известняки микрозернистые, 5 – известняки граноморфные (биокластовые, оолитовые, ступчатые и пр. (размеры значков отражают относительные размеры структурных компонентов), 6 – известняки глинистые, 7 – доломиты глинистые, 8 – доломиты микрозернистые, 9 – доломиты кристаллические, 10 – ангидриты; 11–14 – текстуры: 11 – микробиальные (строматолитовые, ламинитовые и т.д.), 12 – фенестральные, 13 – каверны поверхностного выщелачивания и карстования, 14 – поверхности перерыва.

стик как в разрезе, так и по площади распространения.

В обоих типах формаций разрезы имеют циклическое строение, но, как было показано выше, петрографический состав и строение циклитов различны, что определяется разными условиями, обстановками и механизмами их образования (рис. 8).

Циклиты аридных зон имеют трехчленное, относительно симметричное строение, которое отражает полный трансгрессивно-регрессивный цикл. Они начинаются с литоральных, нередко себковых глинисто-карбонатных, существенно магниезных, отложений с широким распространением микробиальных образований. Последующее развитие трансгрессии (или в более общем виде – подъем уровня моря) приводит к становлению собственно морских условий. По-

добные морские бассейны нередко характеризуются в той или иной степени аномально повышенной соленостью. Следствием этого является повышенная магниезность карбонатных пород и ограниченный в целом, специфический состав органических остатков.

При последующей регрессии, или снижении уровня моря, вновь возникают литоральные обстановки, в которых происходит осаждение карбонатов с пелитоморфной структурой; при интенсивном испарении существенно повышается соленость вод, что приводит к образованию доломитов и сульфатов кальция – гипсов и ангидритов. Поскольку источники глинистого материала к этому времени уже были перекрыты карбонатными отложениями, то глинистость этих элементов циклита невелика. После перерыва и денуда-

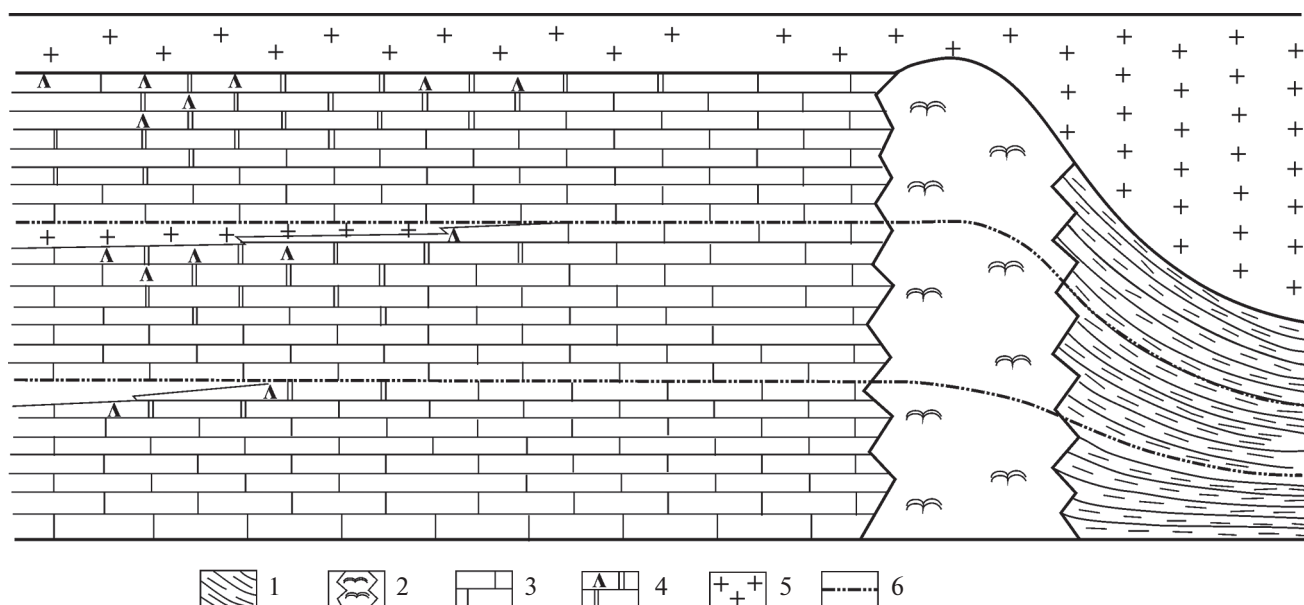


Рис. 9. Схема изменения строения и состава карбонатной формации аридной климатической зоны.

1 – отложения глубоководных водоемов со среднеокеанической соленостью, питающих морской водой бассейн формирования платформенных формаций аридной зоны; 2 – зона возможного развития рифов края платформы; 3 – известняки, в том числе органогенные; 4 – доломиты, сульфаты, реже пелитоморфные известняки; 5 – ангидриты и каменная соль; 6 – хроностратиграфические уровни.

ции областей сноса, при новой последующей трансгрессии цикл повторяется.

Существенно иная картина в водоемах гумидного климата. Начало трансгрессии здесь также связано с осадчением какого-то количества глинистого материала; формированием пелитоморфных и микросернистых структур карбонатных пород, но существенно кальцитового состава; присутствием остатков организмов, в том числе микробиальных сообществ. Последние в ряде случаев могут обусловить формирование “незакономерной” ассоциации гнезд ангидрита и фрамбоидальных выделений пирита, но это является результатом диагенетических процессов [Кузнецов, Журавлева, 2014]. Подобные минеральные ассоциации – далеко не самые типичные случаи в гумидных толщах, и крайне ограничены по масштабам проявления.

Дальнейшее развитие трансгрессии и повышение уровня моря приводят к появлению разнообразной донной биоты и развитию, а возможно и преобладанию, биогенного типа карбонатонакопления. Поскольку последний весьма продуктивен, скорость накопления осадка превышает темпы прогибания (а точнее, скорость повышения уровня моря), в связи с этим водоем существенно мелеет, придонная энергетика возрастает, гидродинамический режим становится более активным, что и определяет образование биокластовых разностей известняков с достаточно крупными карбонатными фрагментами.

Завершающие литоральные отложения регрессивного этапа либо не успевают сформироваться, поскольку, как отмечалось выше, биогенный способ карбонатоосаждения очень продуктивен и накопление осадка превышает скорость прогибания, либо маломощны и уничтожаются при осушении. Гумидный климат и обильные метеорные осадки не только способствуют подобной ликвидации завершающих литоральных отложений, но и вызывают карстование кровли циклитов, где интенсивно формируется кавернозность.

Климатические условия определяют и различное строение формаций в пространстве.

В условиях гумидного климата соленость морских бассейнов практически по всей площади акватории сохраняется на уровне среднеокеанической, что обуславливает образование принципиально однотипных осадков по всему бассейну.

В обстановке аридного климата ситуация существенно иная. В близких к океаническим и вообще глубоководным бассейнам областях, откуда поступают воды среднеокеанической солености, формируются карбонатные отложения преимущественно кальцитового состава с образованием органогенных известняков. По мере удаления от таких источников поступления морской воды активное испарение постепенно приводит к последовательному повышению солености и, соответственно, последовательной смене биогенных в своей основе известняков на пелитоморфные

микрозернистые биохомогенные известняки, а далее — на доломиты и сульфаты.

Одновременно, если при формировании отложений таких формаций в близких к областям бассейна со среднеокеанической соленостью разрез в целом весьма однороден, то по мере удаления и приближения к берегу в участках водоема разрез становится все более и более дифференцированным, разделенным на петрографически различные пачки (рис. 9).

Важно отметить, что пелитоморфные структуры известняков и доломитов не являются свидетельством их химического происхождения. На многочисленных примерах современных осадков и древних пород показано значение микробильных сообществ в осаждении карбонатного материала пелитовой размерности.

Дело в том, что при повышении солености в той или иной мере исчезает высокоорганизованная биота, а жизнь представлена, в основном (нередко почти исключительно), в форме различных бактерий. Последние утилизируют углекислый газ, при этом в отсутствие организмов-генераторов CO_2 поставка его крайне ограничена или практически отсутствует. Это создает щелочную среду, которая способствует биохомогенному образованию твердой фазы, в том числе высокомагнезиальных карбонатов пелитовой размерности. Фиксация и осаждение карбонатов во многом осуществляется их сорбцией гликокаликсом бактерий — внеклеточным полимерным органическим веществом, что в итоге приводит к образованию пелитоморфных известняков и доломитов. Процессы эти в настоящее время изучены в лабораторных условиях, а также в современных водоемах и в древних отложениях [Антошкина и др., 2019; Бактериальная ..., 2002; Зайцева и др., 2006, 2007; Кузнецов, 2003, 2004, 2005; Bontognati et al., 2010; Burne, Moore, 1987; Burns et al., 2000; Dupraz et al., 2009; Microbial ..., 2015; Ushatinskaya et al., 2006; Van Lith et al., 2003; Vasconcelos et al., 1997; Warthmann et al., 2000 и др.]

Латеральная асимметрия состава аридных формаций, определяемая существенными изменениями солености, объясняет и отмеченную выше парадоксальность большего разнообразия биоты в аридных формациях по сравнению с гумидными. В последних стабильная соленость вод определяет стабильность разнообразной стеногалинной биоты на всей площади развития формации. Соленость водоемов аридной климатической зоны различна — на большей части площади формирования карбонатов она повышена, и здесь обитают формы, приспособленные к подобным условиям. В областях, формировавшихся в обстановке среднеокеанической солености, обитала разнообразная стеногалинная биота. Следует еще раз подчеркнуть, что эти различия качествен-

ные, поскольку количественное содержание остатков организмов весьма ограниченное.

ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ РАЗНОГО СТРОЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ ГУМИДНЫХ И АРИДНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН

Карбонатные отложения содержат примерно половину мировых запасов углеводородов, причем не менее 70–75% из них, а возможно и более, приходится на платформенные формации. В этом отношении интересно рассмотреть различия в нефтегазоносности этих двух типов формаций: во-первых, различия в типах пустотного пространства; во-вторых, проанализировать строение природных резервуаров, то есть геологических тел, в которых содержатся или могут содержаться и циркулировать углеводородные флюиды. При этом последнее определяется набором пород-коллекторов и пород-флюидоупоров, их выдержанностью, взаимоотношением в пространстве и разрезе.

Первичным и преобладающим типом пустотного пространства карбонатных пород аридных формаций являются межкристаллические поры, как правило, небольшого размера. Другие типы пустот — первичные межформенные, внутриаковинные и пр. — более редки и локализованы в интервалах разреза, формировавшихся в обстановках среднеокеанической солености, и в общем балансе составляют далеко не самую распространенную группу пустот. Это не исключает локального проявления пористости других видов, как правило, за счет вторичных процессов и отклонения от общей — фоновой — картины. Другими словами, промышленные коллектора здесь, как правило, вторичны.

Для карбонатных пород гумидных формаций ситуация существенно иная.

Здесь присутствуют разнообразные, практически все известные типы пустотного пространства, в том числе кавернозные за счет карста, причем не только поверхностного, но и подземного выщелачивания. Эти отложения первично пористые и проницаемые, что обуславливает интенсивную фильтрацию подземных вод и, следовательно, активное протекание вторичных процессов, приводящих к образованию, наряду с первичной, значительной вторичной пористости.

Различается и характер площадного развития пород с различным типом пустотного пространства.

Для формаций гумидной климатической зоны с относительно постоянным составом и структурными типами пород характерен также относительно постоянный набор типов пустот и, соот-

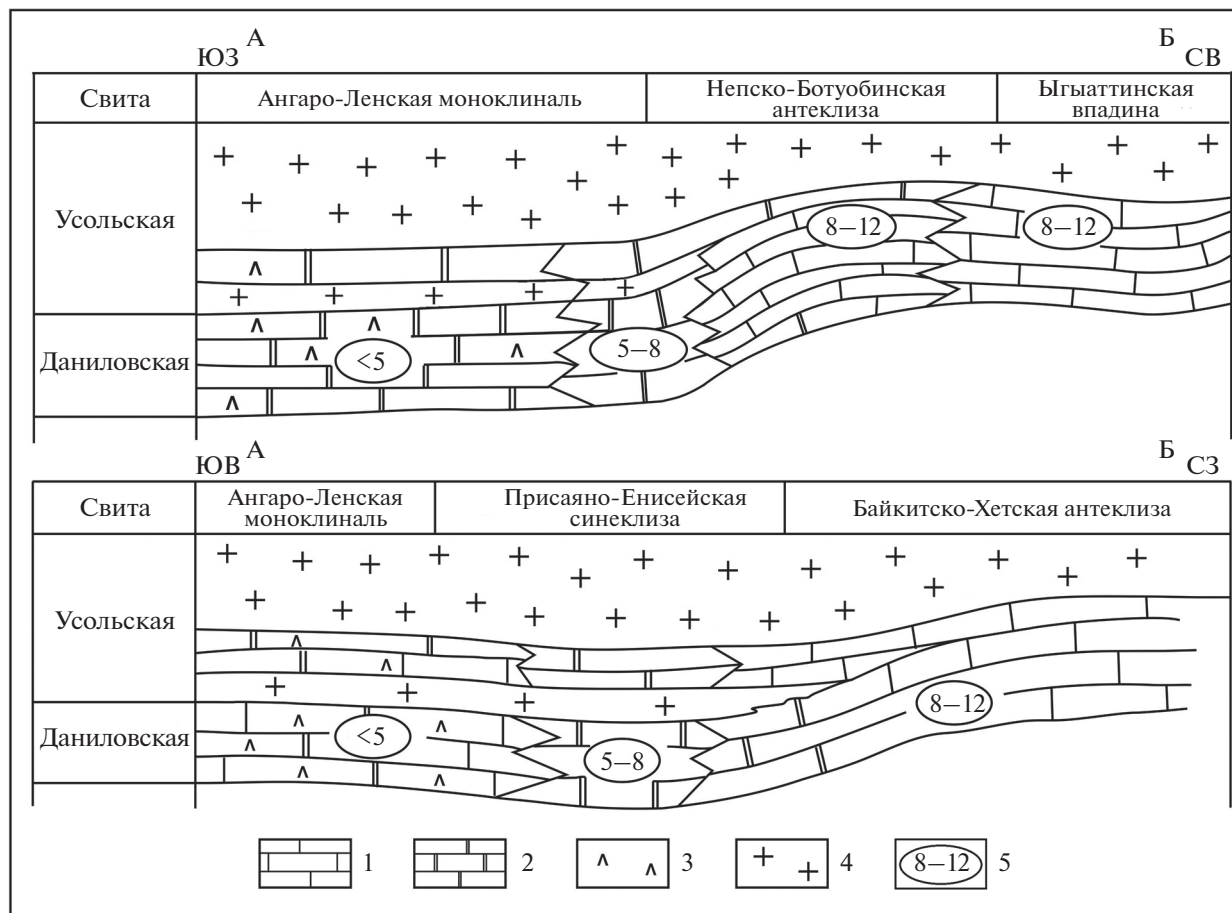


Рис. 10. Схема изменения состава и пористости даниловско-нижеусольских карбонатных отложений Сибирской платформы. Положение профилей см. рис. 1.

1 – известняки, 2 – доломиты, 3 – ангидриты, 4 – каменная соль; 5 – значения коэффициента пористости, %.

ветственно, значений фильтрационно-емкостных показателей.

Принципиально иная ситуация с карбонатными формациями аридной климатической зоны. Латеральная асимметрия их состава и строения определяет аналогичную асимметрию значений фильтрационно-емкостных параметров, особенно пористости. По мере удаления от приближенных к источнику океанических вод параллельно со сменой пород и их структурных показателей – известняки биоморфные и биокластовые – известняки пелитоморфные – доломиты пелитоморфные – происходит сокращение пористости и проницаемости.

Подобная картина отмечается, в частности, в карбонатных пачках карбонатно-соленосной формации кембрия Сибирской платформы, когда с северо-запада на юго-восток происходит последовательное сокращение значений пористости пород (рис. 10).

Важно еще раз подчеркнуть, что это общая, региональная картина, которая может меняться, и

действительно меняется и осложняется на локальных участках, в том числе и за счет локального проявления и воздействия вторичных процессов.

Однако более значительные различия отмечаются для этих формаций, если анализировать объекты на более высоком уровне, а именно состав и строение природных резервуаров и отдельных конкретных залежей.

Прежде всего, о характеристике резервуаров на региональном уровне.

В формациях гумидного типа с их относительной латеральной выдержанностью, постоянством состава и структуры пород в разрезе (нередко, действительно, относительной), по всей площади развития формации формируется единый резервуар, мощность которого практически равна мощности самой формации, а экранирующей толщей являются покрывающие ее отложения, как правило глинистые. В этой связи все залежи, или по крайней мере их абсолютное большинство, локализируются в кровле формации под этой региональной покрывшей.

Принципиально иная ситуация в формациях аридной зоны, где происходят существенные как латеральные, так и вертикальные изменения.

Как отмечено выше, в частях этих формаций, формировавшихся в зонах, приближенных к водоемам со среднеокеанической соленостью, разрез, или, по крайней мере, большая его часть, характеризуется однородным строением и отсутствием сколько-нибудь значимых плотных, не пористых и непроницаемых пачек, что обуславливает формирование единого мощного массивного, по формулировке И.О. Брода [1953], резервуара и возможность образования залежей большой высоты (мощности) и большого стратиграфического диапазона. Так, массивная залежь Оренбургского газоконденсатного месторождения высотой более 500 м охватывает интервал от среднего карбона до кунгура включительно. Имеющиеся отдельные пачки плотных низкопроницаемых пород в низах артинского и сакмарского ярусов и верхах верхнего карбона не меняют принципиальной картины.

По мере перемещения от этих зон появляются горизонты пелитоморфных доломитов и сульфатов, которые являются флюидоупорами, и единый мощный нефтегазоносный комплекс делится на серию менее мощных. В этой связи здесь образуются месторождения с серией более мелких залежей на разных стратиграфических уровнях. Так, на Заглядино-Султангуловском и Бугурусланском месторождениях имеются залежи на двух уровнях, на Пилюгинском, Жуковском, Яблоневском — на трех-четыре. Еще далее к западу на Кулешовском месторождении число залежей возрастает до шести.

Показательно, что изменение гидрохимии водоема и появление экранирующих пачек в нижних интервалах разреза формаций начинается в самых удаленных от глубоководного бассейна областях, по сути дела уже в разрезах прибрежных фаций. Со временем осолонение охватывает все более близкие к источнику морских вод зоны водоема. В этой связи пачки непроницаемых пород-покрышек формируются все чаще и во все более молодых отложениях.

Достаточно отчетливо различается строение карбонатных резервуаров отдельных конкретных месторождений разноклиматических формаций.

В относительно однородных по вертикальному строению толщах гумидного климата формируются массивные залежи с подошвенным водонепроницаемым контактом. Естественно, что определенная гетерогенность, присутствие относительно плотных прослоев и т.д. усложняют подобную обобщенную и в целом схематизированную картину, поэтому при создании системы разработки и эксплуатации залежи выделяются отдельные

более мелкие подразделения, но в целом залежи более или менее однородные, массивные.

Принципиально иная ситуация в месторождениях, связанных с аридными формациями. Присутствие плотных пачек литоральных отложений в основании и кровле циклитов, которые, не являясь флюидоупорами в классическом понимании, тем не менее разделяют резервуар на серию в той или иной степени изолированных пластов, в результате чего формируется многопластовая залежь. Притоки из этих пластов либо не получают, либо крайне незначительны. При этом непосредственно продуктивные пласты с кондиционными значениями коллекторских параметров гидродинамически связаны, и изменение пластового давления в одном из них приводит к изменению давления и в других продуктивных пластах, хотя они и отделены отмеченными выше низкопористыми и низкопроницаемыми пачками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на однотипное тектоническое положение на древних платформах и, в общем, однотипный характер тектонических движений во время образования карбонатных формаций, климатические условия определяют существенные различия в их составе и строении.

Прежде всего, это различия в вещественном составе указанных формаций, что, по сути дела, и является определяющим критерием самого их подразделения на две группы по климатическому признаку.

Формации гумидной зоны сложены практически только известняками, преимущественно органогенными, в то время как состав формаций аридной зоны более разнообразен. Наряду с известняками, в том числе органогенными, присутствуют и даже преобладают доломиты, значительна доля сульфатов — гипсов и ангидритов. При этом известняки в основном имеют микрозернистую и пелитоморфную структуру.

Различия в строении формаций весьма существенны и различия эти проявляются как в строении разрезов, типах цикличности, так и в характере латерального, пространственного строения.

Вертикальный разрез гумидных формаций имеет циклическое строение, причем циклиты по всему разрезу сложены практически только известняками; цикличность проявляется в смене структурных, петрографических типов известняков: от пелитоморфных литоральных в основании к биоморфным и биокластовым, собственно морским, в средней части и кровле циклитов, с размывом кровли, нередко карстованием ее поверхности.

Циклиты аридных формаций трехчленные, с глинистыми микрозернистыми доломитами ли-

торальных фаций в основании, различными известняками в средней части и пелитоморфными доломитами, нередко с сульфатами, в кровле. В связи с этим вертикальный разрез гумидных формаций в целом относительно однороден, в то время как разрезы формаций аридных зон достаточно четко подразделяются на известняковые и доломитовые пачки.

Столь же различно строение этих формаций по площади развития. В гумидных формациях состав пород, их структура и характер разреза практически постоянны по всей площади распространения. Состав и строение разреза формаций аридных зон отличаются отчетливой асимметрией – в их частях, приближенных к источнику поступления океанических вод среднеокеанической солености, преобладают известняки, и разрез формации относительно однороден, в то время как в удаленных частях он резко дифференцирован как по набору пород, так и по самому строению.

Различия в составе и структуре пород определяют и различия в характере нефтегазоносности соответствующих формаций. Для известняков гумидных формаций характерно разнообразие типов пустотного пространства, в том числе за счет первичной пористости, в то время как для пород аридных карбонатных формаций большее значение имеет пористость вторичная.

Природные резервуары гумидных формаций достаточно однородны по строению как в разрезе, так и по площади. Резервуары аридных формаций чаще многослойные и изменяются от относительно однородных в одних зонах к существенно дифференцированным и многослойным в других.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И., Шоболкин Д.Н., Шмелева Л.А., Исаенко С.Н.* Биохемотренные известняки и доломиты в нанометровом масштабе: значение для геологической летописи // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 8. С. 3–13.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. № 2. Девонский, каменноугольный и пермский периоды. М., 1969.
- Бактериальная палеонтология / Ред. А.Ю. Розанов. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.
- Брод И.О.* Залежи нефти и газа. М.: Гостоптехиздат, 1953. 350 с.
- Зайцева Л.В., Орлеанский В.К., Герасименко Л.М., Ушатинская Г.Т.* Роль цианобактерий в кристаллизации магнезиальных кальцитов // Палеонтологический журнал. 2006. № 2. С. 14–20.
- Зайцева Л.В., Орлеанский В.К., Алексеев Л.О. и др.* Трансформация карбонатных минералов в цианобактериальном мате при лабораторном моделировании // Микробиология. 2007. Т. 76. № 3. С. 390–404.
- Казакова В.Д.* Использование циклостратиграфического анализа при выделении карбонатных коллекторов турнейского яруса Волго-Уральской провинции // Литология и породы-коллекторы нефтегазоносных отложений СССР. М.: Изд-во ИГИРГИ, 1985. С. 83–88.
- Кузнецов В.Г.* Турнейские рифы Оренбургской области // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1966. Т. 444. № 1. С. 78–87.
- Кузнецов В.Г.* Эволюция карбоната накопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.
- Кузнецов В.Г.* Соотношение стратиграфического распределения магнезитов с развитием цианобактерий // Докл. АН. 2004. Т. 397. № 5. С. 655–659.
- Кузнецов В.Г.* Эволюция доломитообразования и ее возможные причины // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80. Вып. 4. С. 49–66.
- Кузнецов В.Г.* Цикличность мелководных карбонатных отложений различных климатических зон // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 6. С. 563–577.
- Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М.* Фации отмели среди отложений овинопармского горизонта лохковского яруса. Нижний девон, Тимано-Печорская синеклиза // Литосфера. 2014. № 4. С. 22–35.
- Кузнецов В.Г., Журавлева Л.М.* Пустотное пространство карбонатных тайдалитов – палеоклиматический аспект // Литология и полез. ископаемые. 2019. № 4. С. 351–363.
- Кузнецов В.Г., Илюхин Л.Н., Миллер С.А. и др.* Палеогеография пограничных отложений венда и кембрия юга Сибирской платформы // Известия РАН. Сер. геол. 1992. № 5. С. 68–83.
- Кузнецов В.Г., Сухы В.* Приливно-отливные себкховые отложения в венде–кембрии юга Сибирской платформы // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 6. С. 129–133.
- Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. Стратиграфия. Новосибирск: ИНГГ, 2016. 497 с.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.; 1960. Т. 2. 574 с.; 1962. Т. 3. 550 с.
- Bontognali T.R.R., Vasconcelos C., Warthmann R.J., Bernasconi Ch.M., Dupraz Ch., Strohmenger Ch., McKenzie J.A.* Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi, (United Arab Emirates) // Sedimentology. 2010. V. 57. № 3. P. 824–844.
- Burne R.V., Moore L.S.* Microbiolites: Organosedimentary Deposits of Benthic Microbial Communities // Palaios. 1987. V. 2. № 3. P. 241–254.
- Burns St.J., McKenzie J.A., Vasconcelos Cr.* Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic // Sedimentology. 2000. V. 47. Supp. 1. P. 49–61.
- Dupraz C., Reid R.R., Braissant O., Decho A.W., Norman R.S., Visscher P.T.* Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats // Earth Sci. Rev. 2009. V. 96. P. 141–162.
- Kuznetsov V.G., Suchy V.* Vendian-Cambrian Tidal and Sabkha facies of the Siberian platform // Facies. 1992. V. 27. P. 285–294.
- Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production Geological Society /

Eds D.W.J. Bosence, K.A. Gibbons, D.P. Le Heron et al. London, 2015. Sp. Publ. 418.

Ushatinskaya G.T., Gerasimenko L.M., Zegallo E.A., Significance of Bacteria in Natural and Experimental Sedimentation of Carbonates, Phosphates, and Silicates // *Paleontological Journal*. 2006. V. 40. Suppl. 4. P. 524–531.

Van Lith Y., Warthman R., Vasconcelos C., McKenzie J.A. Microbial fossilization in carbonate sediments: a result of the bacterial surface involvement in dolomite precipitation // *Sedimentology*. 2003. V. 450. № 2. P. 237–245.

Vasconcelos C., McKenzie J.A. Microbial Mediation of Modern Dolomite Precipitation and Diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil) // *J. Sediment. Res.* 1997. V. 67. № 3. P. 378–390.

Warthmann R., van Lith Y., Vasconcelos C., McKenzie J.A., Karpoff A.M. Bacterially induced dolomite precipitation in anoxic culture experiments // *Geology*. 2000. V. 28. P. 1091–1094.

Wright V.P., Burchette T.R. Shallow-water carbonate environments // *Sedimentary Environments: Processes, Facies, and Stratigraphy*. 3rd ed. Oxford: Blackwell, 1996. P. 325–394.

The Structure of Platform Carbonate Formations in Different Climatic Zones

V. G. Kuznetsov*

National University of Oil and Gas “Gubkin University”, Leninsky prosp., 65, Moscow, 119991 Russia

**e-mail: vgkuz@yandex.ru*

Platform carbonate formations of various climatic zones differ both by composition, by structure of the composing rocks, and by the inner building of the layers themselves. The formations of humid zones are composed mainly by biomorphic and bioclastic limestones, and the vertical sections of formations are relatively heterogenous, the composition and structure of the formations themselves are comparatively constant along the area. In the formations of arid zone dolomites distinctly prevail, gypsums and anhydrites are frequent enough. Limestones are present as an optional element. Vertical section of these formations is differentiated, and dolomitic and dolomite-sulphatic bands are layered with limestone bands. Essential changes take place in the dimensional distribution of the rocks and formations structure. In proximal zones, close to the sources of sea waters of mid-ocean salinity the sections are relatively heterogenous and formed by limestones; dolomites prevail in the distal parts, and the section itself is strikingly heterogenous. The differences in the formation composition define also the composition of oil reservoirs both in regional and in local scope.

Keywords: carbonate formations, arid and humid climate, cyclicity, formations build-up.

УДК 551

МЕТААЛЕВРОПЕЛИТЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ: РЗЭ-Th-СИСТЕМАТИКА КАК КЛЮЧ К РЕКОНСТРУКЦИИ ИСТОЧНИКОВ СЛАГАЮЩЕЙ ИХ ТОНКОЙ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИКИ

© 2021 г. А. В. Маслов^{a, b, *}, В. Н. Подковыров^{c, **}

^aИнститут геологии и геохимии УрО РАН,
ул. акад. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия

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

^cИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН,
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: vpodk@mail.ru

Поступила в редакцию 23.06.2020 г.

После доработки 11.08.2020 г.

Принята к публикации 23.12.2020 г.

В статье проанализировано положение точек с составами индивидуальных образцов и усредненными составами метаалевропелитов архея и раннего протерозоя (ассоциации Исуа и Акилия, Западная Гренландия, комплекс Бит Бридж, провинция Лимпопо, Южная Африка, серии Модис, Мозан и Претория, Горная страна Барбертон, Южная Африка, кольская серия, Балтийский щит, парагнейсы Нармес, восток Финляндии, Олотский зеленокаменный пояс, Юго-Восточное Присянье, серия Рампур, Низкие Гималаи, Индия, канский метаморфический комплекс, Восточный Саян, ладожская серия, Северное Приладожье, енисейский метаморфический комплекс и др.) на диаграммах $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ и $(La/Yb)_N-Th$ с классификационными областями обломочных/пелитовых осадков приустьевых частей разных категорий современных рек, по [Bayon et al., 2015]. Показано, что подавляющее большинство точек метаалевропелитов тяготеет к областям 1 (тонкая взвесь современных крупных рек), 2 (тонкая взвесь рек, дренирующих осадочные субстраты) и 4 (тонкая взвесь рек, текущих по районам развития вулканических пород), а также зоне перекрытия областей 1, 2 и 3 (тонкая взвесь рек, питающихся продуктами размыва магматических/метаморфических террейнов). Фигуративные точки всех рассмотренных нами объектов с возрастом более 2.8 млрд лет на диаграмме $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$ сосредоточены преимущественно в области 4. Это позволяет считать, при условии корректности наших предположений, что до указанного времени, скорее всего, не существовало крупных рек и рек, питавшихся продуктами эрозии осадочных образований, а процессы рециклирования тонкой алюмосиликокластики были редуцированы.

Ключевые слова: метаалевропелиты, архей, ранний протерозой, распределение лантаноидов и Th, палеоводосборы, типы рек/речных систем.

DOI: 10.31857/S0024497X21030058

На основе данных [Bayon et al., 2015] о Th-редкоземельной (РЗЭ)-систематике пелитовых и алевроито-пелитовых осадков приустьевых частей современных рек, дренирующих различные по площади и составу пород водосборы, нами было показано [Маслов и др., 2017; Маслов, Шевченко, 2019], что на диаграммах $(La/Yb)_N-Eu/Eu^*$,

$(La/Yb)_N-(Eu/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N-Th$ фигуративные точки тонкой взвеси рек разных категорий¹ образуют как перекрывающиеся, так и обособленные области (рис. 1, 2). Например, области точек с составами донных отложений крупных рек и рек, дренирующих осадочные образования, характеризуются примерно 60–80%-ным перекры-

¹ Категория 1 – “крупные реки” (world’s major rivers), т.е. реки, характеризующиеся сложно построенными водосборами с площадью >100 тыс. км²; категория 2 – реки, дренирующие различные/осадочные образования (rivers draining “mixed/sedimentary” formations); категория 3 – реки, питающиеся продуктами размыва пород “магматических/метаморфических” террейнов (rivers draining “igneous/metamorphic” terranes). Площадь водосборов таких рек, по данным [Bayon et al., 2015], варьирует от 100 до 95000 км²; категория 4 – реки, дренирующие провинции, сложенные в основном вулканическими породами (rivers draining “volcanic” rocks). Площадь водосборов современных рек такой категории варьирует преимущественно от менее 100 до 56000 км² (единственный пример – р. Камчатка) [Bayon et al., 2015].

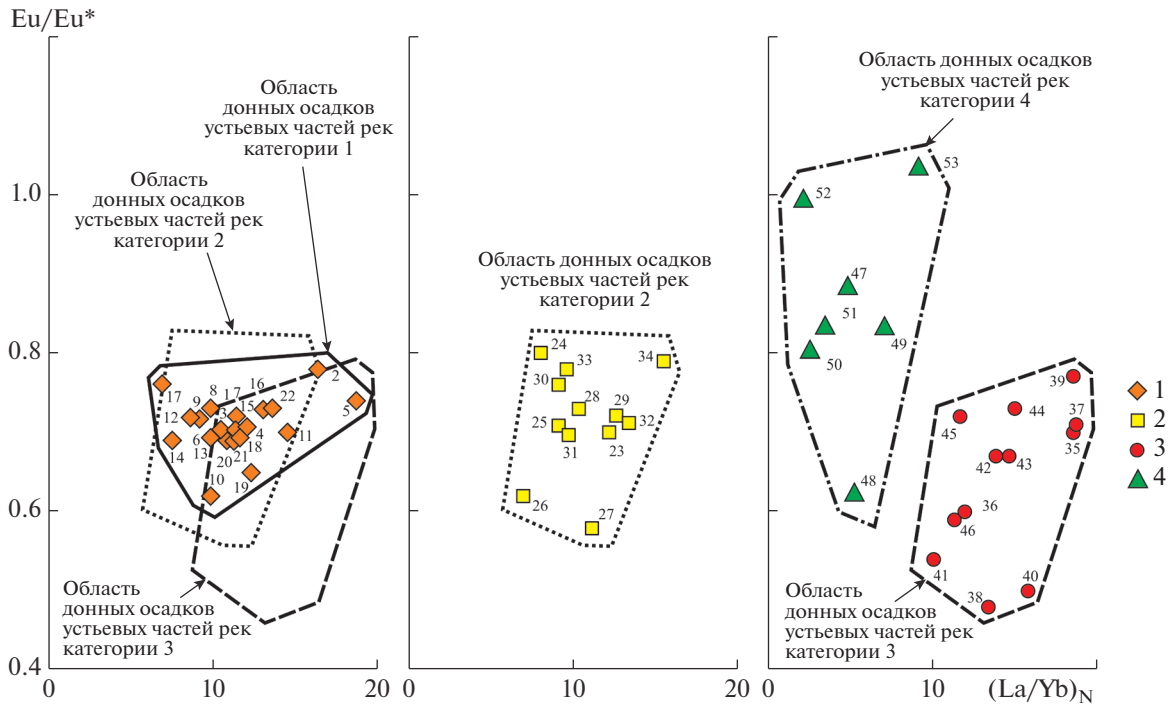


Рис. 1. Положение фигуративных точек с составами (по [Bayou et al., 2015]) донных осадков приустьевых частей современных рек различных категорий на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$.

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

тием. Перекрываются (от ~30 до 50%) также и области составов донных отложений устьев крупных рек, рек с водоразделами, сложенными, в основном, осадочными образованиями, и рек, дренирующих “магматические/метаморфические” террейны. В то же время составы донных осадков рек, питающихся продуктами размыва водосборов, сложенных магматическими и метаморфическими образованиями, и рек, размывающих вулканические породы, перекрытия не имеют.

Перечисленные диаграммы использованы нами ранее при реконструкции водосборных пространств разных категорий, поставивших тонкозернистый обломочный и глинистый материал для осадочных последовательностей верхнего докембрия Башкирского и Кваркушко-Каменно-

горского мегантиклинориев (Западный Урал), Камско-Бельского авлакогена и Учуро-Майского региона, осадочных толщ верхнего палеозоя Юрюзано-Сылвинской впадины Предуральского предгорного прогиба, нижнемезозойских отложений запада Западной Сибири и ряда других объектов. В настоящей статье предпринята попытка применить эти диаграммы для анализа в разной степени метаморфизованных (метатерригенных) дорифейских образований.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Общая характеристика объектов

Из литературных источников последних 30–35 лет были заимствованы данные (рис. 3) о вели-

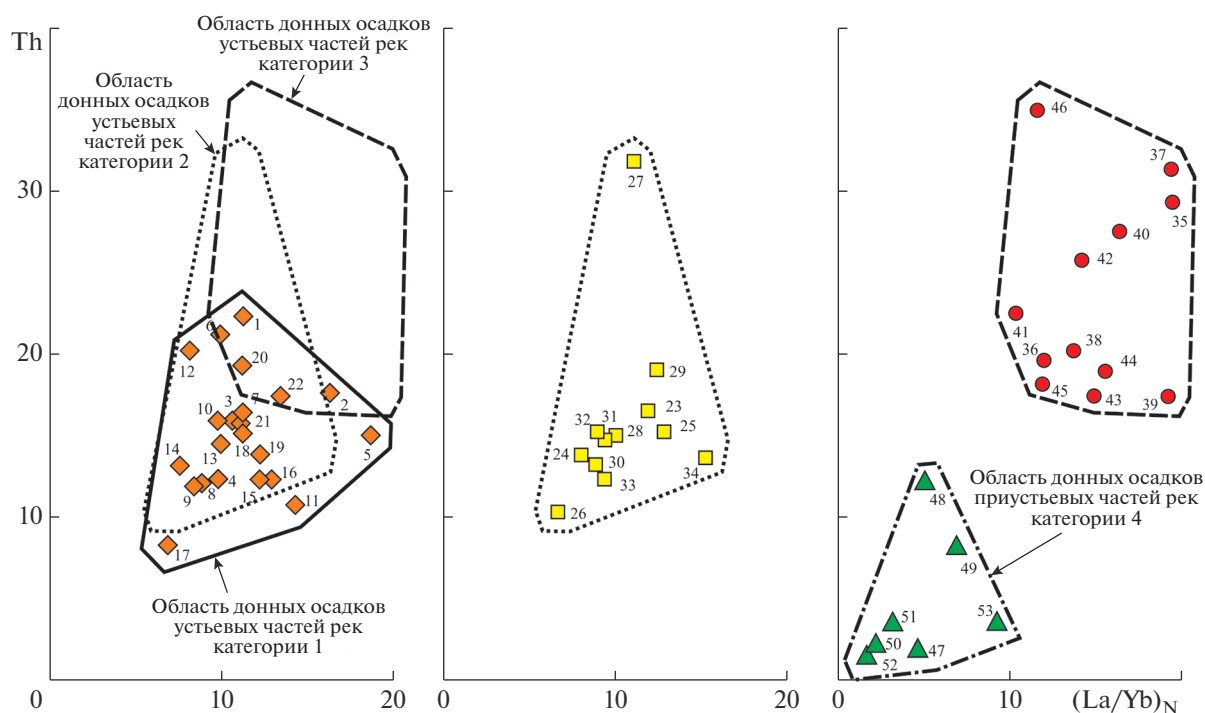


Рис. 2. Положение фигуративных точек с составами (по [Bayon et al., 2015]) донных осадков приустьевых частей современных рек различных категорий на диаграмме $(La/Yb)_N$ -Th. Номера точек соответствуют показанным на рис. 1. Условные обозначения см. рис. 1.

чинах содержания La, Sm, Eu, Gd, Yb² и Th в метаосадочных породах, главным образом в метаалевропелитах ($SiO_2 < 65-66$ мас. %) различных геологических объектов, возраст которых варьирует от ~3.8 до 1.6 млрд лет (всего 245 анализов³). Эти объекты представлены аллювиальными последовательностями, прибрежно- и мелководно-морскими метатерригенными образованиями и иногда турбидитами.

На основании предположения о том, что породы не подверглись существенной трансформации исходных распределений РЗЭ и Th, по литературным данным были рассчитаны величины $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* , нормированные по хондриту [Taylor, McLennan, 1985] (табл. 1). Области расположения фигуративных точек, характеризующих индивидуальные образцы, и точек с усредненным составом, рассчитанным для большинства исследованных объектов, на диаграммах $(La/Yb)_N$ - Eu/Eu^* и $(La/Yb)_N$ -Th были сопоставлены с областями современных алевропелитовых осадков рек четырех категорий. Следует отметить, одна-

² Выбор именно этих лантаноидов обусловлен тем, что по ним рассчитываются значения $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* , которые используются для построения рассматриваемых нами в данной работе диаграмм.

³ Указанные аналитические данные предоставляются по запросу на адрес электронной почты первого автора.

ко, что, несмотря на значительный объем имеющихся в литературе данных, для некоторых объектов сведений о составе метаалевропелитов (в т.ч. содержании некоторых лантаноидов), характере метаморфизма, источниках тонкой алюмосиликокластики, времени формирования протолитов найти не удалось.

В Западной Гренландии в составе зеленокаменного пояса Йсуа наряду с амфиболитами, кварцитами (тонкополосчатыми железистыми их разновидностями), дунитами и пироксен-оливиновыми породами присутствуют и метаосадочные породы (гранат-биотит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы/метапелиты), время формирования которых оценивается ~3.80–3.75 млрд лет [McLennan, Taylor, 1984; Long, 2019]. Они метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Расчеты показывают, что исходные осадки были образованы в результате смешения продуктов разрушения магматических пород как основного, так и кислого состава [Volhar et al., 2005]. Примерно такой же возраст имеет и т. н. “ассоциация Акилия” – включения, ксенолиты и будины основных, ультраосновных и осадочных (обломочных и хемогенных) пород в гнейсах Амитсок [McGregor, Mason, 1977; Volhar et al., 2004].

Комплекс Бит Бридж в провинции Лимпопо Южной Африки сложен преимущественно метаосадочными (биотит-гранат-кордиерит-силли-

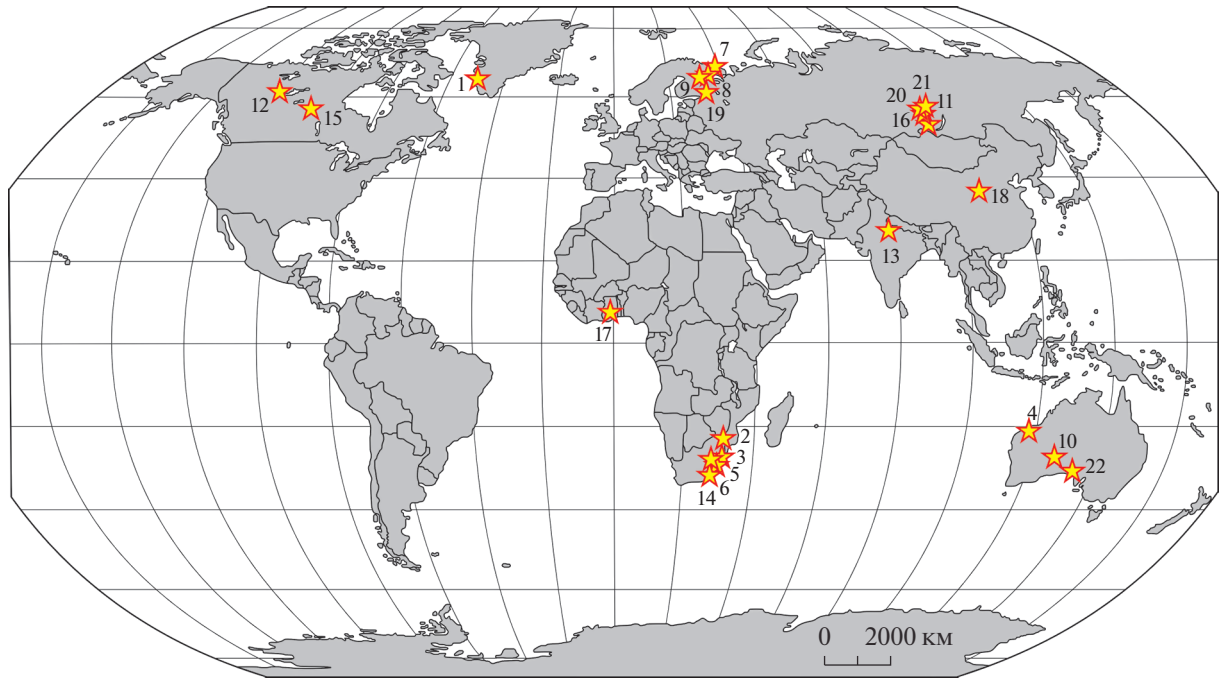


Рис. 3. Схема расположения рассмотренных в настоящей работе объектов (географическая основа по [Vegeta, Armstrong-Altrin, 2013] с некоторыми изменениями).

1 – ассоциации Исуа и Акилия, Западная Гренландия; 2 – комплекс Бит Бридж, провинция Лимпопо, Южная Африка; 3 – серия Модис, Горная страна Барбертон, Южная Африка; 4 – серия Джордж Крик, блок/кратон Пилбара, Западная Австралия; 5 – серия Мозаан, надсерия Понгола, Горная страна Барбертон, Южная Африка; 6 – надсерия Витватерсранд, кратон Каапвааль, Южная Африка; 7 – кольская серия, Балтийский щит; 8 – Карельская провинция, Балтийский щит; 9 – парагнейсы Нармес, восток Финляндии; 10 – район Камбалда, блок/кратон Йлгарн, Западная Австралия; 11 – Олотский зеленокаменный пояс, Шарыжалгайский выступ, Юго-Восточное Присяянье; 12 – надсерия Йеллоунайф, провинция Слейв, Канада; 13 – серия Рампур, Низкие Гималаи, Индия; 14 – серия Претория, кратон Каапвааль, Южная Африка; 15 – серия Гарвиц, Саскачеван, Южная Канада; 16 – канский метаморфический комплекс, Канский блок, Восточный Саян; 17 – пояс Ва-Лавра, Гана; 18 – террейн Конглинг, северо-западная часть кратона Янцзы, Южный Китай; 19 – ладожская серия, Северное Приладожье; 20 – амфиболит-мрамор-парагнейсовая толща енисейского метаморфического комплекса, Ангаро-Канский блок, Енисейский кряж; 21 – парагнейсовая толща того же комплекса; 22 – домен Фаулер, западная часть кратона Гавлер, Южная Австралия.

манитовыми гнейсами) и метавулканическими (амфиболитами) образованиями (возраст ~3.6... 3.2 млрд лет⁴); подчиненную роль играют мраморы и тальк-содержащие породы [Taylor et al., 1986]. Эти породы образовались в условиях гранулитовой фации метаморфизма. По данным [Eriksson, Kidd, 1985], протолитами метаосадочных пород являлись аргиллиты, кварцевые арены, аркозы, а также известняки и известковистые аргиллиты, представленные в соотношении 50 : 17 : 17 : 17. Это дает основание предполагать, что их формирование происходило в обстановках мелководных шельфов кратонов, широко развитых позднее – в протерозое и фанерозое. РЗЭ-систематика метапелитов позволяет думать, что источниками тонкой алюмосиликокластики для

них были как основные, так и кислые магматические породы, в том числе К-граниты.

Метаосадочные породы серии Модис Горной страны Барбертон в Южной Африке, по современным оценкам, имеют возраст ~3.2 млрд лет [Hessler, Lowe, 2006; Long, 2019]. Образование их протолитов происходило за счет эрозии тоналитов, трондьемитов, кварцевых монзонитов и кислых вулканитов (т.е. это породы первого цикла седиментации) [McLennan, Taylor, 1983]. Высокое содержание Ni и Cг в глинистых сланцах дает основание предполагать в них присутствие значительной доли продуктов размыва ультраосновных пород [Hessler, Lowe, 2006]. Примечательно, что сланцы (shale) являются сугубо подчиненным компонентом в разрезах серии Модис (так, в блоке Модис Хиллс, а также в пределах синклинали Саддлбак, где аргиллиты (mudstone) и сланцы слагают менее 5% разреза мощностью около 3000 м, накопление глинистых осадков происходило, вероятно, в аллювиальных, приливно-отливных и

⁴ Следует отметить, что длительность формирования образований, слагающих анализируемые объекты, или неизвестна, или все еще слабо обоснована, или более значительная, по сравнению с рифейско-фанерозойскими объектами.

Таблица 1. Средние, минимальные и максимальные содержания ряда лантаноидов, Th (г/т), и значения некоторых индикаторных отношений в изученных метабазальтоидных породах

№ п/п	Надсерия, серия, комплекс	La	Sm	Eu	Gd	Yb	Th	(La/Yb) _N	Eu/Eu*	n
1	Западная Гренландия (Исуа и Акиля), ~3.80 млрд лет	14.08 ± 9.34 $2.03-31.80$	3.58 ± 1.58 $0.88-6.38$	1.04 ± 0.36 $0.27-1.56$	3.43 ± 1.34 $1.08-5.44$	1.83 ± 0.74 $0.59-3.26$	2.41 ± 1.83 $0.23-5.39$	5.61 ± 3.24 $0.61-11.55$	0.94 ± 0.17 $0.72-1.44$	22
2	Комплекс Бит Бридж, пояс Лимпопо, ~3.80...3.30 млрд лет	28.44 ± 9.88 $14.00-39.80$	5.82 ± 1.71 $3.99-7.60$	1.44 ± 0.77 $0.77-2.75$	5.66 ± 2.08 $3.15-8.29$	5.09 ± 5.39 $1.26-14.50$	9.11 ± 5.14 $1.39-14.80$	6.75 ± 4.80 $1.85-13.19$	0.76 ± 0.23 $0.56-1.07$	5
3	Серия Модис, ~3.30 млрд лет	33.19 ± 18.40 $14.50-71.75$	5.12 ± 2.38 $2.39-10.11$	1.35 ± 0.67 $0.68-2.90$	3.21 ± 1.13 $2.07-5.70$	2.21 ± 0.78 $1.29-3.78$	5.77 ± 1.34 $3.00-7.21$	9.82 ± 3.02 $7.41-16.16$	0.89 ± 0.07 $0.77-0.98$	9
4	Серия Джордж Крик, блок Пилбара, ~2.90 млрд лет	35.80 ± 12.53 $16.50-60.80$	6.21 ± 2.44 $2.66-12.40$	1.53 ± 0.60 $0.64-3.11$	4.47 ± 1.81 $2.13-9.39$	2.58 ± 0.93 $1.27-4.89$	11.78 ± 5.07 $5.16-25.70$	9.51 ± 1.68 $7.53-12.54$	0.89 ± 0.06 $0.82-0.99$	12
5	Серия Мозан, ~3.00...2.90 млрд лет	29.44 ± 8.23 $16.20-37.90$	5.25 ± 1.39 $3.67-6.39$	1.22 ± 0.30 $0.85-1.47$	4.36 ± 1.25 $2.96-5.41$	3.15 ± 1.21 $1.58-4.77$	8.89 ± 2.44 $5.95-12.30$	6.56 ± 1.05 $5.37-7.65$	0.78 ± 0.04 $0.74-0.84$	5
6	Серия Витватерсранд, ~3.00...2.70 млрд лет	34.30 ± 17.01 $16.00-68.00$	5.86 ± 2.16 $3.20-9.70$	1.29 ± 0.36 $0.83-2.00$	5.56 ± 1.99 $2.70-9.40$	3.10 ± 1.45 $1.30-6.50$	7.45 ± 3.95 $4.30-17.00$	7.99 ± 3.47 $4.00-14.36$	0.71 ± 0.08 $0.63-0.88$	10
7	Кольская серия, ~2.80 млрд лет	28.56 ± 4.25 $18.74-33.62$	4.74 ± 0.97 $3.55-6.26$	1.29 ± 0.20 $1.07-1.64$	4.51 ± 1.21 $2.86-6.24$	1.46 ± 0.77 $0.31-2.42$	7.81 ± 2.03 $3.77-10.04$	20.16 ± 16.59 $5.23-59.79$	0.87 ± 0.11 $0.68-1.03$	10
8	Западная и Центральная Карелия, ~2.75 млрд лет	20.58 ± 7.92 $10.20-28.80$	4.11 ± 1.78 $1.77-6.14$	1.03 ± 0.36 $0.63-1.46$	3.51 ± 1.70 $1.30-5.37$	1.65 ± 0.72 $0.99-2.88$	6.67 ± 2.32 $4.15-10.10$	8.67 ± 2.52 $6.76-11.87$	0.91 ± 0.26 $0.56-1.27$	5
9	Восточная Финляндия, 2.75...2.70 млрд лет	20.84 ± 7.85 $6.79-34.40$	4.09 ± 1.40 $1.74-6.17$	1.00 ± 0.25 $0.56-1.46$	3.66 ± 1.31 $1.59-5.45$	1.56 ± 0.61 $0.31-2.88$	6.45 ± 2.17 $2.57-11.10$	10.66 ± 6.68 $3.56-29.43$	0.85 ± 0.23 $0.55-1.37$	14
10	Район Камбалда, блок Йлгарн, ~2.70 млрд лет	11.21 ± 5.76 $3.23-20.27$	2.52 ± 0.92 $1.26-4.05$	0.87 ± 0.21 $0.47-1.26$	2.64 ± 0.89 $1.13-4.00$	1.62 ± 0.58 $0.88-2.66$	4.64 ± 2.70 $1.26-8.54$	4.49 ± 1.26 $1.98-6.30$	1.11 ± 0.38 $0.78-2.07$	9
11	Олотский, ~2.70 млрд лет	25.80 ± 4.44 $22.00-33.00$	5.10 ± 0.69 $4.30-6.00$	1.17 ± 0.13 $1.02-1.31$	4.32 ± 0.82 $3.10-5.20$	1.77 ± 0.37 $1.15-2.10$	7.92 ± 1.08 $6.40-9.20$	10.10 ± 2.08 $8.54-13.51$	0.77 ± 0.07 $0.69-0.85$	5

Таблица 1. Окончание

№ п/п	Надсерия, серия, комплекс	La	Sm	Eu	Gd	Yb	Th	(La/Yb) _N	Eu/Eu*	n
12	Надсерия Йеллоунайф, ~2.70...2.61 млрд лет	26.60 ± 8.96 7.67–49.00	5.04 ± 1.34 1.59–7.80	1.38 ± 0.32 0.61–2.10	4.00 ± 0.84 1.94–6.00	1.82 ± 0.41 1.00–2.67	8.25 ± 3.38 5.05–19.90	10.41 ± 4.38 3.09–20.69	0.95 ± 0.13 0.70–1.23	23
13	Серия Рампур, 2.51 млрд лет	35.92 ± 5.35 27.00–44.00	6.44 ± 0.73 4.85–7.55	1.17 ± 0.12 0.93–1.36	4.83 ± 0.62 3.34–5.83	2.49 ± 0.44 1.69–3.32	18.47 ± 4.27 10.40–26.60	9.98 ± 2.05 7.54–14.87	0.64 ± 0.04 0.58–0.72	13
14	Серия Претория, ~2.40...2.20 млрд лет	52.29 ± 15.86 28.00–76.00	7.43 ± 1.65 4.80–9.40	1.44 ± 0.24 1.10–1.80	6.86 ± 1.52 4.70–8.50	3.39 ± 0.41 2.70–3.90	19.71 ± 3.35 15.00–24.00	10.47 ± 3.03 5.73–13.95	0.63 ± 0.07 0.55–0.71	7
15	Серия Гарвиц, ~2.40...1.90 млрд лет	39.76 ± 18.31 1.76–65.20	5.56 ± 2.40 0.29–9.10	1.07 ± 0.46 0.06–1.91	4.41 ± 1.89 0.29–7.15	2.19 ± 0.86 0.08–3.26	12.62 ± 7.22 0.31–23.90	12.73 ± 4.76 6.67–25.96	0.66 ± 0.05 0.60–0.77	15
16	Канский, ~2.30...1.87 млрд лет	37.58 ± 17.07 18.00–67.00	7.08 ± 2.24 3.70–10.60	1.52 ± 0.44 0.90–2.30	6.59 ± 2.10 2.60–11.60	3.81 ± 1.39 1.59–7.10	14.82 ± 10.60 2.20–46.60	8.12 ± 5.86 2.55–22.99	0.70 ± 0.13 0.43–0.92	19
17	Пояс Ва-Лавра, ~2.10 млрд лет	18.78 ± 3.07 11.80–23.00	4.19 ± 0.78 2.57–5.42	0.98 ± 0.14 0.68–1.25	3.51 ± 0.59 2.41–4.52	1.88 ± 0.25 1.26–2.35	3.14 ± 0.35 2.26–3.86	6.79 ± 1.12 4.74–9.76	0.79 ± 0.10 0.62–0.98	21
18	Террейн Конглинг, <2.10 млрд лет	41.62 ± 11.09 21.70–64.40	6.21 ± 1.88 3.25–10.60	1.17 ± 0.26 0.80–1.83	5.51 ± 1.72 2.90–9.71	2.88 ± 1.18 1.11–4.81	10.81 ± 4.25 5.60–23.50	11.38 ± 5.23 4.13–24.78	0.65 ± 0.20 0.41–1.07	20
19	Ладожская серия, 2.00...1.92 млрд лет	29.42 ± 12.55 13.30–50.10	4.97 ± 1.73 2.30–7.73	0.96 ± 0.32 0.47–1.52	4.12 ± 1.35 2.00–5.97	1.93 ± 0.63 0.60–2.80	8.53 ± 2.68 4.40–14.20	10.49 ± 3.02 4.73–17.46	0.65 ± 0.07 0.56–0.79	13
20	Енисейский, первая толща, 1.85...1.84 млрд лет	39.50 ± 4.97 31.00–45.00	6.15 ± 1.02 4.40–7.00	1.27 ± 0.18 1.00–1.50	5.00 ± 1.05 3.60–6.00	2.87 ± 0.77 1.80–4.20	17.88 ± 3.99 10.90–22.40	9.89 ± 3.08 6.44–15.39	0.71 ± 0.07 0.59–0.79	6
21	Енисейский, четвертая толща, >1.74 млрд лет	48.02 ± 21.48 10.10–63.00	7.82 ± 2.95 2.60–9.40	1.48 ± 0.43 0.79–1.90	6.10 ± 1.95 2.80–7.80	3.44 ± 0.60 3.00–4.50	18.56 ± 6.85 6.50–23.30	9.60 ± 4.72 2.13–14.19	0.69 ± 0.15 0.49–0.89	5
22	Кратон Гавлер, 1.76...1.67 млрд лет	58.43 ± 27.67 17.00–92.00	10.07 ± 4.74 2.50–15.00	1.76 ± 0.50 1.15–2.50	6.73 ± 2.90 2.60–10.00	2.20 ± 1.60 0.70–4.60	29.93 ± 15.47 3.00–47.00	26.13 ± 14.97 3.02–44.66	0.75 ± 0.29 0.55–1.38	7

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

прибрежно-морских обстановках [Eriksson, 1978, 1979; Long, 2019 и ссылки в этой работе]).

В составе серии Джордж Крик кратона Пилбара в Западной Австралии доминируют метатерригенные породы (мусковит-кварцевые сланцы), есть также железистые кварциты и базальты [Van Kranendonk, 2006]. Возраст их ранее оценивался как ~3.4...3.3 млрд лет [McLennan et al., 1983; Groves et al., 1994], а сейчас считается соответствующим 3.066–3.015 млрд лет [Long, 2019 и ссылки в этой работе]. По представлениям [Eriksson, 1981, 1982], эти метатерригенные образования формировались в аллювиальных и троговых (турбидиты) обстановках; мелководные фации здесь, вероятно, отсутствуют. Источниками обломочного материала для них выступали как основные, так и кислые магматические породы.

Метатерригенные породы серии Мозаан (метаконгломераты, метапесчаники, метапелиты с прослоями метакarbonатных пород и метабазальтов) надсерии Понгола (Горная страна Барбертон, Южная Африка) имеют возраст ~2.9 млрд лет [McLennan, Taylor, 1983; Long, 2019 и ссылки там]. Накопление их протолитов происходило предположительно в флювиальных и приливных обстановках, а источниками алюмосиликокластики выступали породы гранит-зеленокаменных ассоциаций [Watchorn, 1980; Hicks, Hofmann, 2012].

Надсерия Витватерсранд (~2.97...2.78 млрд лет) кратона Каапвааль Южной Африки объединяет серии Западного и Центрального Ранда [Jahn, Condie, 1995; Long, 2019]. Первая – сложена преимущественно метапелитами и кварцитами, подчиненную роль играют здесь основные вулканы. Накопление отложений, предположительно, происходило в мелководно-морских или межприливных (intertidal) обстановках при незначительной роли обстановок аллювиальных [Tankard et al., 1982]. Вторая серия объединяет метасубгравакки, кварциты и метаконгломераты; метапелиты, как и основные вулканы, играют здесь подчиненную роль. Накопление их происходило преимущественно в многоруслевой аллювиальной системе, а в составе источников сноса заметную роль играли базальты и коматииты [Jahn, Condie, 1995].

Среди отложений кольской серии (~2.8 млрд лет) Балтийского щита присутствуют высокоглиноземистые (гранат-биотитовые, биотит-силлиманитовые и др.) гнейсы, которые рядом исследователей рассматриваются как метаосадочные образования [Сиротин и др., 2005; Ранний докембрий ..., 2005; Ветрин и др., 2013 и др.], хотя есть и другие точки зрения [Мыскова, Милькевич, 2016 и др.]. Протолитами гнейсов являлись, по-видимому, полимиктовые и аркозовые песчаники,

гравакки, а также продукты выветривания основных и кислых пород [Сиротин и др., 2005].

В разрезах верхнего архея (~2.75 млрд лет) Карельской провинции Балтийского щита (Центрально- и Западно-Карельский домены) значительная роль, наряду с вулканидами среднего и кислого состава, принадлежит метатерригенным породам (преимущественно метаграваккам) [Чекулаев, Арестова, 2020]. Источниками слагающей их алюмосиликокластики являлись породы тоналит-трондземит-гранитных (ТТГ) ассоциаций, при подчиненной роли пород основного и ультраосновного состава.

Карельский кратон в восточной части Финляндии представлен зеленокаменными и метаосадочными поясами, расположенными между гнейсо-гранитными комплексами, состоящими из орто- и парагнейсов, а также плутонов тоналит-гранодиорит-гранитов [Sorjonen-Ward, Luukkonen, 2005]. Парагнейсы Нармес, речь о которых пойдет далее, входят в состав одноименного пояса, зажатого между гранит-зеленокаменными террейнами Кухмо и Иломанси к северу от г. Нармес [Kontinen et al., 2007]. Это преимущественно биотит-плагиоклазовые породы, состав которых близок к среднему составу неоархейских гравакк. Время формирования их протолитов оценивается как 2.75...2.70 млрд лет. Источниками кластики для них выступали преимущественно породы ТТГ-ассоциаций и/или санукитоиды и основные вулканы. Накопление метагравакк Нармес происходило, предположительно, в за- или междугловых обстановках [Kontinen et al., 2007].

Район Камбалда (блок/кратон Йлгарн, Западная Австралия) является областью распространения позднеархейских (~2.7 млрд лет) гранит-зеленокаменных ассоциаций, в составе которых присутствуют мафит-ультрамафитовые и кислые вулканические породы, а также метаосадочные образования, гнейсы и гранитогнейсы [Bavinton, Taylor, 1980; Vatemann et al., 2001]. Они преобразованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Среди метаосадочных пород есть кремни и углеродистые их разности, углеродистые сланцы и метатурбидиты, кислые вулканокластические образования. Считается, что источниками обломочного материала являлись как кислые вулканы и граниты (удаленный источник), так и основные и ультраосновные породы (местный источник). Накопление указанных образований происходило, предположительно, в низкоэнергетических глубоководных или мелководных обстановках [Squire et al., 1998].

В составе Онотского зеленокаменного пояса Шарыжалгайского выступа в Юго-Восточном Присяянье метавулканогенно-осадочные толщи (предполагаемое время седиментации ~2.7 млрд лет) слагаются амфиболитами, амфиболовыми, ам-

фибол-биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-ставролит-амфиболовыми и гранат-ставролит-биотитовыми (метаалевролиты и метааргиллиты), мусковит-хлорит-кварцевыми, биотит-амфибол-плагиоклазовыми (метаграувакки) и другими сланцами, мраморами, железистыми кварцитами и метариолитами. Породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Источниками обломочного материала для метатерригенных образований являлись как плагиогнейсы тоналит-трондьемитового состава, так и перекрывающие их основные и кислые вулканиты [Ножкин и др., 2001б; Туркина и др., 2014].

Надсерия Йеллоунайф провинции Слейв, Канада (предполагаемое время накопления 2.72–2.661 млрд лет, [Long, 2019 и ссылки там]), объединяет мощный комплекс супракрустальных образований, среди которых преобладают метаосадочные породы. Одним из наилучших примеров их считаются турбидиты формации Барваш [Ferguson et al., 2005], метаморфизованные в основном в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Предполагается [Jenner et al., 1981], что источником слагающей их кластики являлась питающая провинция, в составе которой присутствовало ~20% основных и средних вулканитов, ~55% кислых их разностей и 25% гранитоидов. Более поздние исследования [Yamashita, Creaser, 1999] дают основание считать, что ~35% площади палеоводосбора были сложены основными и средними вулканитами, на долю кислых вулканитов приходилось около 45%, гранитоидов и ультраосновных пород соответственно 18 и 2%.

Позднеархейская (~2.51 млрд лет) серия Рампур в Низких Гималаях (Индия) объединяет метапелиты, метапесчаники и основные вулканиты. Степень изменения этих пород соответствует метагенезу (anchizone). Считается, что источниками обломочного материала для них выступали преимущественно кислые магматические породы, роль основных пород была небольшой [Bhat, Ghosh, 2001]. Накопление протолитов метатерригенных пород серии Рампур происходило, предположительно, в мелководно-морских обстановках.

Серия Претория (~2.30...2.10 млрд лет) кратона Каапвааль в Южной Африке объединяет формации Таймбол Хил, Струбенкоп и Силвертон [Jahn, Condie, 1995; Long, 2019], сложенные кварцитами и метапелитами мелководно-морского и приливно-отливного генезиса. Подчиненную роль в разрезах этих формаций играют карбонатные породы и вулканиты.

Серия Гарвиц (~2.4...1.9 млрд лет) провинции Саскачеван Южной Канады объединяет метаосадочные породы (метапелиты и их железистые разновидности, а также мраморы) и разнообразные интрузивные образования. Породы метамор-

физованы, в основном, в условиях амфиболитовой, а локально – гранулитовой фации [Harper, 2004].

Палеопротерозойский (~2.45...2.3 млрд лет [Ножкин, 2009]) канский метаморфический комплекс (Канский блок, Восточный Саян) объединяет амфиболовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, метавулканиты, мраморы, плагиоклазовые амфиболиты и метаультрамафиты [Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин и др., 1996; Дмитриева и др., 2008]. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации [Ножкин и др., 2001а]. Считается, что протолитами метатерригенных пород комплекса являлись “граувакки островных дуг”, т.е. породы первого цикла седиментации (предполагаемое время седиментации 2.30...1.87 млрд лет) [Дмитриева и др., 2008]. Локальными источниками обломочного материала были островодужные ассоциации, а также основные магматические образования и более зрелые коровые комплексы (архей Сибирского кратона или ранний протерозой Центрального террейна Канского блока).

Палеопротерозойский (~2.1 млрд лет) пояс Ва-Лавра расположен в северной части Ганы и сложен в том числе метаосадочными породами (метапелитами, метапесчаниками и др.), метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. Геохимические особенности метапелитов позволяют предполагать, что они представлены в основном материалом первого цикла седиментации, источниками которого выступали как основные, так и кислые магматические породы. Расчеты на основе РЗЭ-систематики метапелитов позволяют думать, что на долю базальтов приходилась примерно половина площади палеоводосборов, тогда как около 16% – на породы ТТГ-ассоциации, а примерно 35% – на граниты. Накопление исходных осадков происходило в интраконтинентальных обстановках задугового бассейна [Asiedu et al., 2019 и ссылки в этой работе].

Террейн Конглинг в северо-западной части кратона Янцзы (Южный Китай) сложен диоритами, тоналитами и гранито-гнейсами, метаосадочными породами (гранат-силлиманитовые гнейсы), а также амфиболитами и основными гранулитами. Породы террейна метаморфизованы в условиях верхней амфиболитовой и гранулитовой фаций. Максимальный возраст накопления метаосадочных пород оценивается как ~2.1 млрд лет [Yin et al., 2013]. Минералогические и изотопно-геохимические характеристики гнейсов заметно варьируют, что указывает на разнообразный состав пород питающей провинции. По данным [Gao et al., 1999], источниками обломочного материала могли выступать диорит-тоналит-трондьемитовые гнейсы (до 62%) и амфиболиты (до 25%) (материал первого цикла седимента-

ции), а также в какой-то степени (2–10%) кома-тииты и граниты (до 7%). По мнению авторов ра-боты [Qiu et al., 2018], источниками кластики были интенсивно выветрелые основные магматиче-ские породы с подчиненным содержанием кис-лых вулканических пород. Предполагается, что формирование протолитов метаосадочных пород комплекса Конглинг происходило в обстановках континентальной вулканической дуги.

Ладожская серия (предполагаемое время sedi-ментации ~2.00...1.92 млрд лет) в Северном При-ладожье объединяет биотитовые гнейсы и кварц-слюдистые сланцы [Котова и др., 2007, 2009, 2013], протолитами которых являлись в основном граувакковые песчаники и аргиллиты. Источни-ками кластики для метатерригенных пород этой серии считаются гранито-гнейсы архея Карель-ского мегаблока Балтийского щита и раннепроте-розойские отложения ятулия, в том числе основ-ные магматические породы. Доля первых, по оценкам, приведенным в работе [Мыскова и др., 2012], составляла ~30–40%, доля вторых – около 60–70%. Супракрустальные образования Прила-дожья претерпели региональный метаморфизм в условиях от зеленосланцевой фации на северо-востоке до гранулитовой на юго-западе.

Енисейский позднепалеопротерозойский ме-таморфический комплекс Ангаро-Канского бло-ка Енисейского кряжа объединяет четыре толщи: амфиболит-мрамор-парагнейсовую (вулканогенно-карбонатно-терригенную, время осадконакопле-ния 1.85...1.84 млрд лет назад), амфиболит-орто-гнейсовую (вулканогенную, время формирования ~1.74 млрд лет назад), мрамор-парагнейсовую (карбонатно-терригенную) и парагнейсовую (терригенную) [Ножкин и др., 2019]. Протолита-ми для гнейсов и сланцев первой и четвертой толщ являлись, предположительно, полимикто-вые или аркозовые песчаники, алевролиты и ар-гиллиты первого седиментационного цикла; гра-нат-двуслюдяные сланцы рассматриваются как метааргиллиты.

В составе домена Фаулер, расположенного в западной части кратона Гавлер Южной Австралии, существенная роль принадлежит метаосадочным породам (биотит-мусковит-гранат-кварц-силли-манит-кордиеритовые метapelиты), сформиро-вавшимся в период между 1.76–1.71 и 1.69–1.67 млрд лет назад [Howard et al., 2011]. Источни-ками алюмосиликокластики для них являлись, скорее всего, геохимически зрелые породы Северо-Австралийского кратона.

Геохимическая характеристика объектов

Минимальное содержание Th устанавливается в метapelитах раннего архея Западной Гренлан-дии (в среднем 2.41 г/т), тогда как максимальное

(до 29.93 г/т в среднем) – в метаосадочных поро-дах домена Фаулер кратона Гавлер. Наиболее низкие величины для La установлены в метагер-ригенных породах района Камбалда (в среднем 11.21 г/т, см. табл. 1), а наиболее высокие – в ме-татерригенных породах кратона Гавлер (до 58.43 г/т в среднем). Минимальные содержания Sm, Eu и Gd характерны для метатерригенных пород райо-на Камбалда (соответственно 2.52, 0.87 и 2.64 г/т в среднем). Максимальные величины для Sm и Eu установлены в породах кратона Гавлер (соответ-ственно 10.07 и 1.76 г/т), а для Gd – в метapelитах серии Претория (в среднем 6.86 г/т). Наиболее низкое значение среди рассчитанных средних со-держаний Yb (1.46 г/т) получено для высокогли-ноземистых гнейсов кольской серии, максималь-ное значение – для гнейсов комплекса Бит Бридж пояса Лимпопо (см. табл. 1). Средние величины (La/Yb)_N в метатерригенных породах исследован-ной выборки изменяются от 4.49 (район Камбал-да) до 26.13 (домен Фаулер кратона Гавлер). Зна-чения Eu/Eu*_{среднее} варьируют от 0.63 (серия Пре-тория) до 1.11 (район Камбалда).

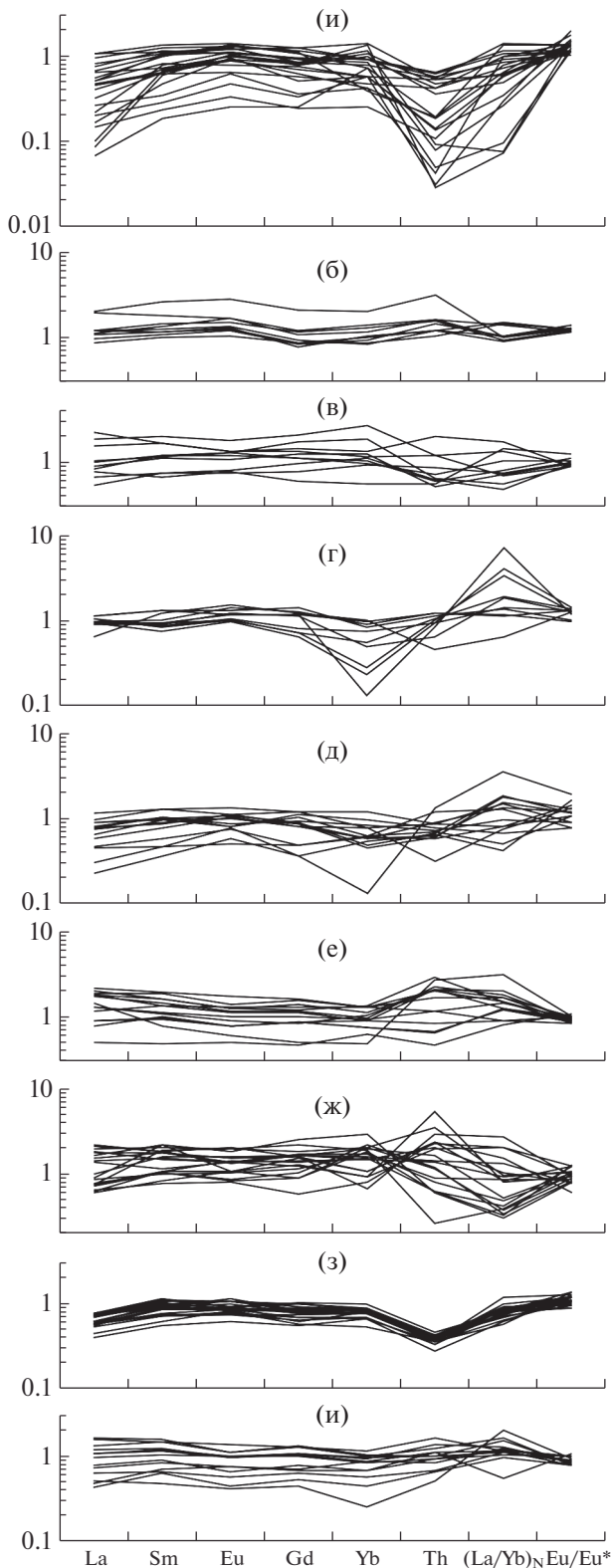
Нормирование La, Sm, Eu, Gd, Yb и Th, а также значений (La/Yb)_N и Eu/Eu* в индивидуальных образцах на средний архейский аргиллит [Condie, 1993] позволило выделить несколько типов их распределения (рис. 4).

Так, в метapelитах Исуа и Акилия содержание Th заметно ниже, чем в среднем архейском аргил-лите, а (La/Yb)_N характеризуется меньшими ве-личинами. Содержание лантаноидов в этих мета-pelитах, как правило, тоже низкое [Condie, 1993].

Метатерригенные породы серий Джордж Крик (блок Пилбара) и надсерии Витватерсранд (фор-мации K8, Бусенс, Рудерпорт и Пактаун) по со-держанию Th, лантаноидов и величинам отноше-ний (La/Yb)_N и Eu/Eu* вполне сопоставимы со средним архейским аргиллитом [Condie, 1993]. В целом близки среднему архейскому аргиллиту высокоглиноземистые гнейсы кольской серии, однако для них характерны вариации содержания Yb и величины (La/Yb)_N. Примерно такие же осо-бенности присущи гнейсам Намрес Восточной Финляндии.

Метатерригенные породы серии Гарвиц ха-рактеризуются широкими вариациями содержа-ния Th, то же наблюдается в метapelитах канско-го комплекса, причем в последних заметно варьи-руют значения (La/Yb)_N. В метатерригенных породах Ва-Лавра содержание La немного ниже, а Th – заметно ниже, чем в среднем архейском ар-гиллите [Condie, 1993].

Наконец, в метатерригенных породах ладож-ской серии величины содержания большинства рассматриваемых элементов, за исключением Yb и отношения Eu/Eu*, вполне сопоставимы со



средним архейским аргиллитом [Condie, 1993], в то время как значения $(La/Yb)_N$ могут быть как несколько выше, так и несколько ниже архейского аргиллита.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Прежде чем перейти к обсуждению, следует рассмотреть ряд принципиальных вопросов: 1) существовали ли реки в раннем докембрии и каковы были их характеристики? 2) каким был состав питающих провинций раннего докембрия, как они эволюционировали и отличались ли от провинций более поздних эпох? 3) отражена ли эволюция химического состава магматических пород во времени в составе продуктов их размыва и, следовательно, в положении фигуративных точек на рассматриваемых нами диаграммах? Вероятно, вопросов может быть и больше, но прежде всего остановимся на этих.

Реки раннего докембрия

Докембрийские аллювиальные системы, отложения которых накапливались в отсутствие наземной растительности, обычно считаются сходными по своим основным характеристикам с более молодыми по возрасту речными системами аридных зон [Schumm, 1968; Cotter, 1978; Corenblit, Steiger, 2009; Gibling et al., 2014; Santos, Owen, 2016 и др.]. В соответствии с представлениями большинства специалистов, раннедокембрийские аллювиальные системы состояли из множества разветвленных/переплетающихся относительно мелководных русел значительной ширины, которые быстро меняли свое положение в пространстве. Они быстро наполнялись водой и значительно увеличивались в размерах при паводках, так как прочность берега вследствие слабой связанности частиц осадка была весьма небольшая. Это приводило к доминированию поверхностного, или площадного, стока [Bridgland et al., 2014]. Русла разветвленных речных систем характеризовались высокой величиной отношения ширины к глубине, варьирующей от 200 : 1 до 1000 : 1 [Cotter, 1978; Fuller, 1985; Els, 1990; Bridg-

Рис. 4. Распределение некоторых лантаноидов и Th, нормированных по среднему архейскому аргиллиту [Condie, 1993], и значений $(La/Yb)_N$ и Eu/Eu^* в метатерригенных породах (метаалевропелитах). а – ассоциации Исуа и Акилиа, Западная Гренландия; б – серия Джордж Крик, блок/кратон Пилбара, Западная Австралия; в – надсерия Витватерсранд, кратон Каапвааль, Южная Африка; г – кольская серия, Балтийский щит; д – парагнейсы Нармес, восток Финляндии; е – серия Гарвиц, Саскачеван, Южная Канада; ж – канский метаморфический комплекс, Канский блок, Восточный Саян; з – пояс Ва-Лавра, Гана; и – ладожская серия, Северное Приладожье.

land et al., 2014; Santos, Owen, 2016]. Отложения подобных речных систем обычно характеризуются незначительным объемом тонкозернистых осадков⁵, а большинство сформировавшихся фациальных ассоциаций контролировались в основном нагруженными обломочным материалом потоками [Winston, 1978; Røe, 1987; Hjellbakk, 1997; Sønderholm, Tirsgaard, 1998; Long, 2006, 2011 и др.; Williams, Foden, 2011; Marconato et al., 2014; Santos et al., 2014; Santos, Owen, 2016]. В то же время в недавних работах [Ielpi et al., 2017, 2018] обосновываются представления о том, что в протерозое, наряду с разветвленными речными системами, существовали и глубокие реки с соотношением ширины и глубины русел таким же, как у фанерозойских аналогов.

Аллювиальные отложения известны в разрезах палеоархея (3.6–3.2 млрд лет назад) [Long, 2019 и ссылки в этой работе]. Так, в Западной Австралии на кратоне Пилбара в нижней части разреза палеоархея описаны по крайней мере четыре интервала, сложенных, предположительно, подобными образованиями [Bridgland et al., 2014]. В Южной Африке на Каапваальском кратоне аллювиальные и сходные с ними образования такого же возраста присутствуют в составе серий Онвервахт и Фиг Три. В активных тектонических обстановках зеленокаменных поясов в это же время и позднее формировались аллювиальные конусы выноса, сложенные конгломератами, или фэново-дельтовые ассоциации [Mueller, Dimroth, 1987; Mueller, Corcoran, 1998; Corcoran, Mueller, 2004 и др.]. Местами такие последовательности переходят в дистальные галечниковые или песчаные отложения разветвленных речных равнин, но более типичными являются переходы от конусов выноса к мелководно-морским отложениям [Eriksson, 1978; Fedo, Eriksson, 1996; Pickett, 2002; Eriksson et al., 2006].

В мезоархее (3.2–2.8 млрд лет назад) количество ядер и размеры их кратонов увеличились. На кратоне Пилбара предположительно аллювиальные образования этого возраста установлены среди отложений серии Джордж Крик, а также в разрезах формаций Лалла Рух, Москито Крик

⁵ В обзоре додевонских аллювиальных систем [Fuller, 1985] подчеркнута возможность удаления из них глинистого материала эоловыми процессами. Однако значительная мощность тонкозернистых и глинистых осадков, сохранившихся в дистальных частях многих раннедокембрийских бассейнов (например, глинистые интервалы мощностью 1–2 км описаны в бассейне, выполненном отложениями серии Претория, ~2.3–2.1 млрд лет, Южная Африка [Eriksson et al., 2001]), дает основание предполагать, что в области седиментации перемещение реками такого материала преобладало над дефляцией [Eriksson et al., 2006]. По мнению Д. Лонга [Long, 2019], тонкозернистые образования в архейских аллювиальных отложениях — это преимущественно алевриты, накопившиеся в основном в озерных, а не в пойменных обстановках.

и др. В Южной Африке они известны в разрезах серии Модис. В составе серий Центрального Ранда, Понгола и ряда других последовательностей выявлены песчаные и конгломератовые отложения разветвленных и/или переплетающихся речных равнин [Els, 1998; Eriksson et al., 2006; Long, 2019 и ссылки в этой работе].

Неоархейские (2.8–2.5 млрд лет назад) аллювиальные образования известны в Южной Африке (надсерия Вентерсдорп, серия Шамвиан и др.), в Северной (формации Бьюли Ривер/Рапидс, Джексон Лейк, Кескарах и др.) и Южной Америке, а также в Австралии (серии Фортескью, Блэк Флэг и др.). Как правило, это отложения конусов выноса и разветвленных и/или переплетенных рек. Накопление их происходило в рифтовых структурах, сдвига-раздвиговых и предгорных бассейнах.

Образование крупных кратонов и суперконтинента Кенорленд в неоархее–палеопротерозое способствовало формированию круглогодичных многоруслых речных систем [Eriksson et al., 2006]. Именно в это время, как полагают многие, окончательно сформировался “типично докембрийский аллювиальный стиль”, характеризовавшийся преобладанием в составе речных систем весьма крупных, обладавших постоянным устойчивым водотоком переплетающихся неглубоких русел [Eriksson et al., 1998]. Ширина таких систем достигала 150 км и более [Schreiber, Eriksson, 1992; Eriksson et al., 2006].

Как было показано в работе [Long, 2011], анализ архитектуры докембрийских последовательностей позволяет идентифицировать в них отложения 12 из 16 типов рек, описанных Э. Майлом [Miall, 1996]. По более поздней оценке Д. Лонга [Long, 2019], в разрезах архея примерно треть всех задокументированных аллювиальных образований приходится на долю отложений “мелководных гравийных рек”, по классификации [Miall, 1996]. Отложения “гравийных рек” с обломочными потоками и постоянных круглогодичных “песчаных рек” составляют в сумме до 36% объема докембрийских аллювиальных образований; примерно 12% приходится на отложения “покровных песчаных аллювиальных систем”, 8% — на долю отложений “глубоких гравийных рек”. Присутствие прослоев тонкозернистых и глинистых пород среди песчано-гравийных отложений является, скорее всего, следствием приливных процессов или результатом накопления осадков в озерных и сходных с ними обстановках и не считается доказательством существования в докембрии меандрирующих рек.

Таким образом, в раннем докембрии одним из основных агентов транспортировки обломочного, в том числе тонкозернистого и глинистого материала с континентов в конечные водоемы стока

выступали реки. На основании анализа некоторых геохимических параметров докембрийских тонкозернистых пород (метапелитов и метаалевропелитов), присутствующих в разрезах аллювиальных или мелководно-морских (а иногда, вероятно, и глубоководных турбидитовых) последовательностей этого возраста, можно попытаться реконструировать категории рек, транспортировавших такой материал.

Здесь важно также иметь в виду, что состав прибрежно- и мелководно-морских осадков в значительной мере сходен с составом донных отложений приустьевых частей рек, поставляющих в море обломочный материал. Названные фациальные области, в соответствии с представлениями А.П. Лисицына [1994 и др.], принадлежат к т.н. маргинальным фильтрам – поясам шириной от сотен метров до сотен километров, в пределах которых происходит смешение речных и морских вод. Изменения уровня океана, приливно-отливные, сгонно-нагонные, вдольбереговые и другие течения способствуют перемещению осадочного материала маргинальных фильтров на шельфы [Гордеев, Лисицын, 2014 и др.]. В результате шельфовые осадки в некоторой (а иногда и в существенной) степени наследуют литогеохимические характеристики транспортируемого реками взвешенного материала.

Питающие провинции раннего докембрия

Авторы многотомной монографии [Магматические ..., 1983–1988] выделяют в истории Земли несколько стадий тектономагматической эволюции: 1) “лунную” (стадия первичной коры), более 3.8 млрд лет назад; 2) нуклеарную, 3.8–2.5 млрд лет назад; 3) кратонную, 2.5–1.5 млрд лет; 4) континентально-океаническую, 1.5 млрд лет назад – настоящее время.

На “лунной” стадии валовый состав коры был близок к базальтовому–андезиобазальтовому. Для нуклеарной стадии характерен ареальный магматизм, изверженные породы нормальной щелочности, широкое развитие коматиитов – пород, принципиально нехарактерных для постархей, гранитогнейсов и “серых гнейсов”, мигматитов и чарнокитов. Авторы указанной монографии предполагают, что на этой стадии появились крупные массивы основных магматических пород, гранитов-рапакиви и щелочных гранитов, но преобладали плагиограниты. Однако данные последних лет показывают, что к концу архея (неоархей) формируются существенные объемы “настоящих калиевых гранитоидов”, в то время как общий объем пород ТТГ-ассоциаций в протерозое, по сравнению с археем, снижается, а величина отношения $(La/Yb)_N$ в протерозойских породах уменьшается [Laurent et al., 2014; Dhuime et al., 2015; Tang et al., 2016; Condie, 2018; Moyen,

Laurent, 2018 и др.]. В конце “лунной” стадии образуются габбро-анортозиты.

Для следующей стадии характерны кратоны с платформенными чехлами и зонами внутрикратонной активизации. Роль гранитогнейсов, мигматитов, чарнокитов, анортозитов и гранитов-рапакиви в течение этой стадии существенно увеличивается, появляются базальт-долеритовые траппы, а в конце стадии – ультраосновные щелочные породы с карбонатитами, кимберлиты, альпинотипные гипербазиты и офиолиты. Для этой стадии значительна роль дифференцированных перидотит-пироксенит-норитовых массивов, а ближе к концу ее заметное распространение получают щелочные граниты и габброиды.

Примерно таких же представлений придерживается и Н.Л. Добрецов [2010], по мнению которого в ранней истории нашей планеты можно выделить следующие интервалы (рис. 5): 1) 4.55–4.0...3.9 млрд лет, соответствующий хадею; 2) 4.0...3.9–2.7 млрд лет, архей⁶; 3) 2.7...2.6–1.8 млрд лет, палеопротерозой; 4) 1.7–0.7 млрд лет, мезопротерозой, первая половина неопротерозоя. В течение первого интервала происходило интенсивное остывание мантии, исчезновение магматического “океана” и начиналось формирование коры, в том числе, возможно, и континентальной. Второй интервал – образование первичной гранитной коры, распространение “серых гнейсов” и пород ТТГ-ассоциаций; к его окончанию сформировалось от 30 до 50% объема континентальной коры. Примерно 2.7 млрд лет назад появились значительные объемы К-гранитов и щелочных пород. Третий интервал на большинстве континентов ознаменовался формированием до 90% объема континентальной коры. Для четвертого интервала, напротив, была характерна низкая эндогенная активность.

В соответствии со сказанным выше, в отечественной литературе традиционно считается, что относительная распространенность петрографически различных пород континентального блока изменяется от докембрия к настоящему времени [Холодов, 1975, 2006 и др.]. Предполагается также, что геохимические особенности континентального стока, контролируемые соотношением объемов и площадей распространения различных магматических пород в пределах водосборных бассейнов, также во времени менялись. Это позволяет наметить несколько этапов эволюции состава пород питающих провинций (см. рис. 5). На первом (~4.0–3.0 млрд лет назад) в областях

⁶ Следует отметить, что граница архея и протерозоя принимается Н.Л. Добрецовым иначе, чем это установлено в Общей стратиграфической шкале России (2.5 млрд лет, [Общая стратиграфическая ..., 2002]) и Международной стратиграфической шкале (<https://stratigraphy.org/icschart/ChronostratChart2020-03.pdf>, дата обращения 03.08.2020).

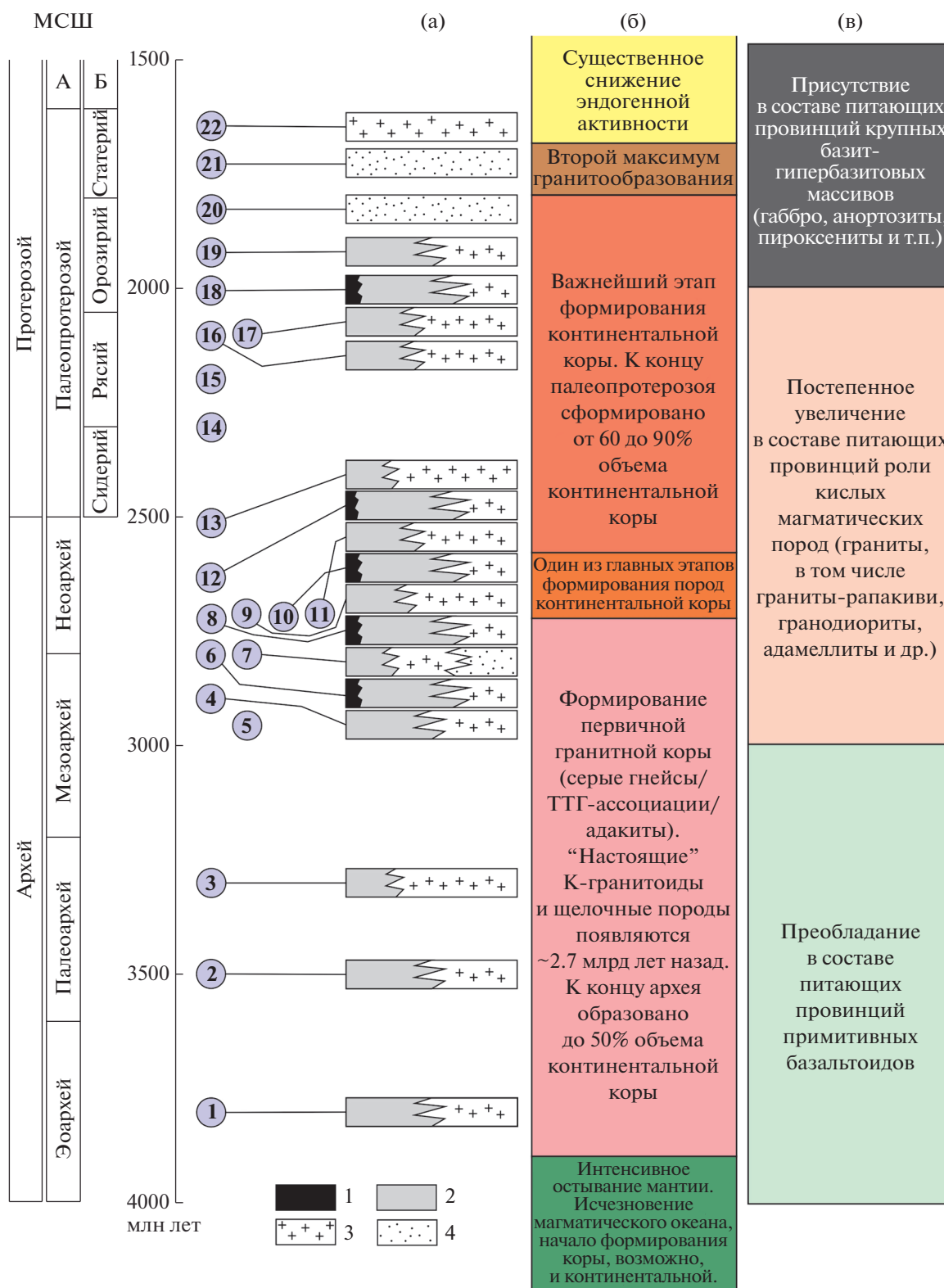


Рис. 5. Положение рассмотренных в настоящей работе объектов в Международной стратиграфической шкале докембрия и возможный состав протолитов (а), основные события архея–палеопротерозоя (б), по [Добрецов, 2010], и предполагаемая эволюция состава питающих провинций (в), по [Холодов, 1975, 2006]. Состав протолитов: 1 – ультрамафиты; 2 – основные вулканиты; 3 – гранитоиды; 4 – осадочные образования. Цифры в кружках – объекты исследования, те же, что на рис. 3. МСШ – Международная стратиграфическая шкала, А – мезопротерозой, Б – калимий.

сноса преобладали примитивные базальтоиды. Второй этап (3.0–2.0 млрд лет) характеризовался преобладанием на палеоводосборах гранитоидов⁷ (гранитов, аляскитовых их разновидностей, гранитов-рапакиви и ассоциирующих с ними базит-гипербазитовых пород, гранодиоритов/тоналитов/трондьемитов, адамеллитов и др.). В протерозое на континентах зародилась осадочная оболочка, и кроме разнообразных магматических и метаморфических пород с его начала в осадконакопление вовлекаются и продукты эрозии осадочных пород (появляются и постепенно начинают преобладать т.н. породы литогенные/“second cycle”). Третий этап (2.0–1.0 млрд лет) ознаменован формированием крупных массивов гранитов-рапакиви, габбро, анортозитов, пироксенитов и других основных магматических пород на фоне в целом снижения магматической активности в пределах кратонов.

При анализе приведенных выше данных важно иметь в виду, что, как отмечено и В.Н. Холодовым [2006, с. 594], с течением времени происходит усложнение строения и состава питающих провинций, при этом “...каждая последующая фаза магматизма добавляет новую порцию минералого-геохимических компонентов к прежней совокупности минералов и химических элементов, но в корне не меняет ее [разрядка авторов данной статьи]. Поэтому и состав суммарного континентального стока на каждом новом этапе развития, по-видимому, не менял свою структуру коренным образом, а только приобретал новый минералого-геохимический акцент”. По всей видимости, из представлений об отсутствии коренных изменений континентального стока на каждом новом этапе развития нашей планеты правомерен вывод о том, что, например, гранито/гнейсо-зеленокаменные области/пояса (ультраосновные и основные вулканы, вулканогенно-осадочные образования и гранитные интрузивы), возникнув и играя громадную роль в архее, на всем протяжении последующей истории при выведении на дневную поверхность и размыве (неважно — в конце протерозоя или в девоне, а также в юре) поставляли в области осадконакопления достаточно однотипную алюмосиликоккластику. Иными словами, подвергаясь в какое-то время эрозии, такие области, или области доминирования гранито-гнейсов, генерировали обломочный ма-

териал, основные геохимические характеристики которого принципиально не отличались.

По представлениям А.Б. Ронова [1993], эволюция состава питающих провинций от архея до настоящего времени выражена в последовательном сокращении площади выходов основных эффузивов и росте площади осадочных пород. Площадь выходов гранитов на дневную поверхность достигла максимума в конце среднего протерозоя. Затем она постепенно сокращалась вследствие перекрытия кристаллического фундамента платформенным чехлом. В соответствии с этим, с течением времени определенным образом менялся и состав терригенных продуктов выветривания, поступающих из областей эрозии континентов в конечные водоемы стока.

В результате анализа обширных аналитических данных А.Б. Роновым было показано, что химический состав основных и ультраосновных пород, а также гранитоидов в дофанерозое последовательно меняется от более древних к более молодым. Во всех типах магматических пород наблюдается снижение концентраций MgO и содержания Ni, Co и Cr. Уменьшается также величина Ni/Co, но имеет место рост содержания K₂O и накопление Rb, легких лантаноидов (и вообще РЗЭ), Th, U, Hf, Nb, Pb и ряда других элементов. В то же время концентрация Na, Ca, Sr, Ba, Al, Ti, Fe и V в разных типах магматических пород меняется противоположным образом (так, например, среднее содержание Na₂O в базальтах от раннего архея к концу протерозоя растет, а в глинистых породах этот параметр растет от раннего архея до раннего протерозоя, а затем снижается; в гранитах величина Na₂O_{среднее} снижается от раннего архея к раннему протерозою, а в гранитах среднего и позднего протерозоя она примерно сопоставима с той, что характерна для среднего и позднего архея). Величина La/Yb в гранитоидах с течением времени уменьшается, а в базальтах — увеличивается. По мнению А.Б. Ронова [1993, с. 98], “...величина La/Yb в базальтах и гранитах со временем сближается. Это происходит в условиях сокращения площади выходов первых и роста площади вторых в областях сноса”.

Эволюция состава магматических пород и положение фигуративных точек продуктов их размыва на диаграммах (La/Yb)_N–Eu/Eu и (La/Yb)_N–Th*

По приведенным в работе А.Б. Ронова [1993, табл. 25] средним содержаниям лантаноидов в коматиитах, основных эффузивах и гранитоидах раннего архея (3.80–3.40 млрд лет), среднего и позднего архея (3.40–2.50 млрд лет), а также раннего протерозоя (2.50–1.60 млрд лет) мы рассчитали значения (La/Yb)_N и Eu/Eu* и нанесли фигу-

⁷ На основании вариаций величины Cr/Th и ряда других индикаторных отношений редких и рассеянных элементов в докембрийских пелитах кратона Каапвааль, авторы работы [Condie, Wronkiewicz, 1990] показали, что в его ранне-докембрийской истории было как минимум четыре этапа гранитоидного магматизма (3.55–3.45, 3.30–3.20, ~3.00 и 2.80–2.55 млрд лет назад). В то же время некоторые исследователи считают формирование столь древних гранитоидов спецификой этого континентального блока и не склонны распространять выявленную закономерность на другие раннедокембрийские кратоны.

ративные точки названных магматических пород на диаграмму $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$, на которой оконтурены области составов алевропелитовой взвеси различных категорий современных рек (рис. 6а)⁸. Это позволило увидеть, что точки с усредненными составами средне-позднеархейских и раннепротерозойских коматиитов, а также основных пород архея и раннего протерозоя локализованы в области составов поверхностных донных осадков приустьевых частей современных рек категории 4, т.е. тех, которые питаются продуктами эрозии вулканических областей. Исключением являются только коматииты раннего архея, но их средний состав достаточно близок к указанной области. Точки со средними составами гранитоидов среднего—позднего архея и раннего протерозоя тяготеют к области донных осадков приустьевых частей современных рек категории 3 (реки, дренирующие метаморфические и/или магматические террейны). Несколько выше, но довольно близко к этой области, располагается и точка со средним составом гранитоидов раннего архея.

Данные о содержании РЗЭ в коматиитах архея, известково-щелочных базальтах, андезитах и кислых вулканитах раннего и позднего архея, раннего, среднего и позднего протерозоя, а также в гранитах и породах тоналит-трондьемит-гранитных ассоциаций архея и протерозоя можно найти также в публикации [Condie, 1993]. Однако фигуративные точки с составами гранитоидов и пород ТТГ-ассоциаций архея и протерозоя, взятые из указанной сводки, на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ располагаются вне области, соответствующей алевропелитовой взвеси современных рек категории 3 (см. рис. 6б). В то же время подавляющее большинство (за исключением кислых вулканитов позднего протерозоя и андезитов раннего протерозоя) точек со средним составом базальтов, андезитов и кислых вулканитов тяготеет к области алевропелитовых осадков рек категории 4 (см. рис. 6б, в). Примерно так же распределены точки с усредненными составами всех перечисленных магматических пород-источников тонкой алюмосиликокластики на диаграмме $(La/Yb)_N - Th$ (см. рис. 6г, д). Архейские и раннепротерозойские коматииты и основные эффузивы (данные А.Б. Ронова) тяготеют к области 4, а фигуративные точки средне-позднеархейских и

раннепротерозойских гранитов располагаются в зоне перекрытия областей 1 и 3, при этом содержание Th в этих гранитах заметно выше, чем в раннеархейских гранитоидах. В поле 4 на диаграмме $(La/Yb)_N - Th$ локализованы и точки со средними составами коматиитов и известково-щелочных базальтов архея и раннего протерозоя (данные К. Конди); точки гранитов архея и протерозоя, а также ТТГ-ассоциаций протерозоя располагаются в зоне перекрытия областей 1 и 3 (и только точка со средним составом ТТГ-ассоциаций архея не относится ни к одной области данного графика). Показательно также, что точки со средними составами архейских и раннепротерозойских андезитов, кислых вулканитов и/или фельзитов, взятыми по К. Конди, на рассматриваемой диаграмме попадают в область 4 тонкозернистых осадков, образованных за счет размыва пород вулканических террейнов.

На основании результатов проведенного анализа можно считать, что изменения Th-РЗЭ-систематики основных типов магматических пород архея и раннего протерозоя, по-видимому, не влияют на особенности расположения фигуративных точек с составами продуктов их размыва на диаграммах $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ и $(La/Yb)_N - Th$, а также на других диаграммах, на которых показаны области составов поверхностных донных осадков приустьевых участков современных рек различных категорий. Другими словами — если питающие провинции сложены базальтами (или кислыми вулканитами) раннего архея, базальтами раннего протерозоя или андезитами позднего протерозоя (т.е. размыв будет затрагивать некие “вулканические террейны”), то фигуративные точки продуктов размыва таких палеоводосборов (алевропелитовой взвеси) будут локализованы преимущественно или исключительно в области составов тонкой взвеси рек категории 4.

Распределение фигуративных точек метатерригенных пород на диаграммах $(La/Yb)_N - Eu/Eu^$ и $(La/Yb)_N - Th$*

Фигуративные точки метатерригенных пород нашей выборки (всего 22 объекта) на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ располагаются во всех классификационных областях, в том числе в области 3, соответствующей тонкой алевропелитовой взвеси рек, питающихся продуктами размыва пород магматических и метаморфических террейнов (рис. 7а). Некоторая часть точек не попадает ни в одну из четырех областей диаграммы.

Индивидуальные точки эоархейских метапелитов Западной Гренландии распределяются преимущественно в области составов тонкой алевропелитовой взвеси рек категории 4, дренирующих

⁸ Здесь мы основываемся на представлениях о том, что ряд редких и рассеянных элементов, в том числе и РЗЭ, слабо растворимы в воде и вследствие этого почти без потерь перемещаются из областей сноса в бассейны осадконакопления [Taylor, McLennan, 1985; McLennan, 1989; Condie, Wronkiewicz, 1990; Cullers, 1995; Inorganic..., 2003 и др.], и что разные магматические породы характеризуются разными ассоциациями редких и рассеянных элементов и их отношениями [Интерпретация ..., 2001; Юдович, Кетрис, 2011 и др.].

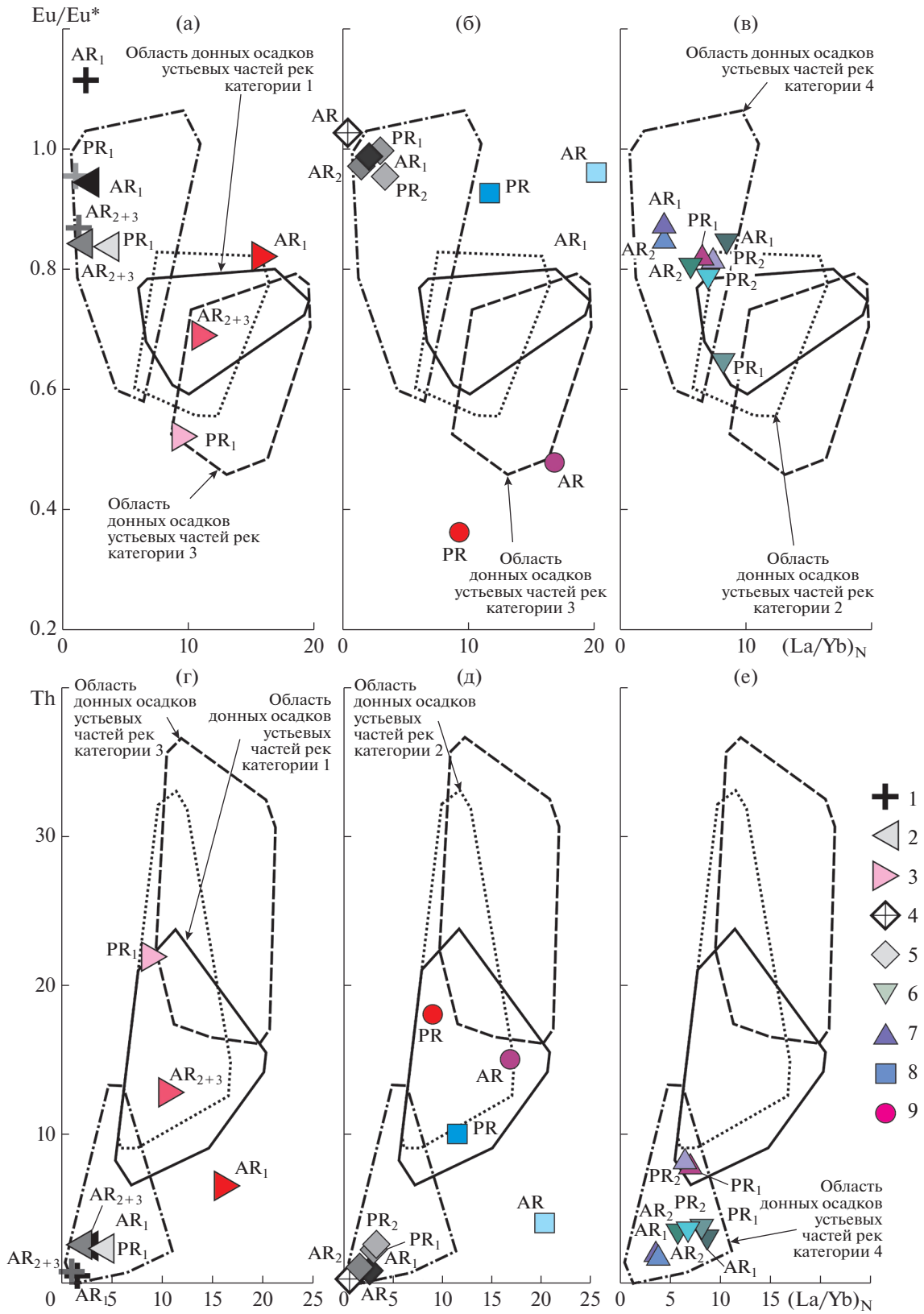


Рис. 6. Распределение точек с усредненным составом магматических пород архея и протерозоя на диаграммах $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ и $(La/Yb)_N - Th$. а, г – средние составы, по данным [Ронов, 1993]: 1 – коматииты; 2 – основные эффузивы; 3 – гранитоиды. AR_1 – ранний архей (3.8–3.4 млрд лет назад); AR_{2+3} – средний и поздний архей (3.4–2.5 млрд лет); PR_1 – ранний протерозой (2.5–1.6 млрд лет); б, в, д, е – то же, по данным [Condie, 1993]: 4 – коматииты; 5 – базальты известково-щелочные; 6 – андезиты; 7 – кислые вулканииты; 8 – породы ТТГ-ассоциаций; 9 – граниты. AR_1 – ранний архей (>3.5 млрд лет); AR_2 – поздний архей (3.5–2.5 млрд лет); PR_1 – ранний протерозой (2.5–1.8 млрд лет); PR_2 – средний протерозой (1.8–1.6 млрд лет).

водосборы с преобладанием вулканических пород. Часть точек с составами, показывающими значения $Eu/Eu^* > 1.05$, тем не менее, также могут быть отнесены к этой области, поскольку в них значения $(La/Yb)_N < 8.00$.

Палеоархейские метатерригенные породы комплекса Бит Бридж (пояс Лимпопо) на диаграмме характеризуются значительным разбросом фигуративных точек, располагающихся в областях взвеси рек категорий 1, 2 и 4 или вне их.

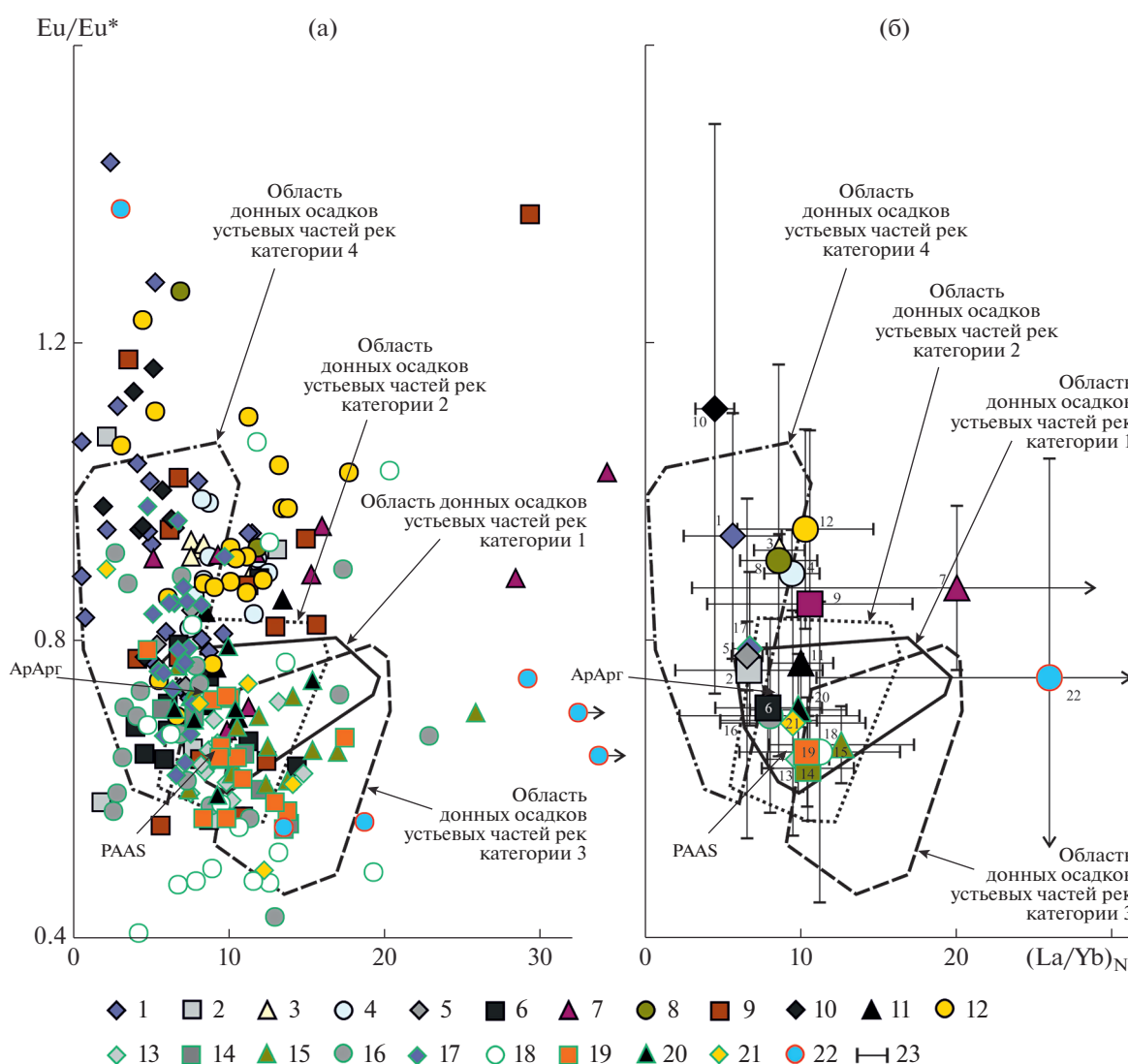


Рис. 7. Распределение фигуративных точек с составами индивидуальных образцов (а) и точек с усредненным составом (б) метатерригенных пород (метаалевропелитов) различных объектов на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$. АрАрГ – средний архейский аргиллит, по [Condie, 1993], PAAS – средний постархейский австралийский сланец, по [Taylor, McLennan, 1985]. Условные обозначения 1–22 см. рис. 3; 23 – величины стандартного отклонения.

Точки с составами метаосадочных пород серии Модис (палеоархей) в основном локализованы в области взвеси рек категории 4. Метатерригенные породы мезоархейской серии Джордж Крик блока Пилбара находятся в этой же области или рядом с ней. Примерно так же распределены на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ фигуративные точки метапелитов мезоархейской серии Мозаан, однако некоторые из них располагаются в зоне перекрытия областей, соответствующих взвесям рек категорий 1, 2 и 4.

Преобладающая часть точек метаосадочных пород надсерии Витватерсранд (мезоархей) сосредоточена в области 4. В то же время одна (из десяти точек метапелитов) располагается в зоне перекрытия взвесей рек категорий 1 и 2, две — в зоне перекрытия взвесей рек категорий 1, 2 и 3, а одна не соответствует ни одной из классификационных областей диаграммы $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$.

Распределение фигуративных точек высокоглиноземистых гнейсов мезо-неоархейской (?) кольской серии на диаграмме имеет бессистемный характер. Неоархейские метатерригенные породы Западной Карелии распределены во всех четырех областях данной диаграммы, а также находятся за их пределами. Сходный характер распределения имеют и точки с составами высокоглиноземистых гнейсов Нармес (неоархей) Восточной Финляндии.

Метаосадочные породы неоархея района Камбалда (Западная Австралия), напротив, в основном тяготеют к области взвеси рек категории 4; так же ведут себя фигуративные точки палеопротерозойских метапелитов пояса Ва-Лавра.

Метатерригенные породы неоархейского Онтского зеленокаменного пояса (Юго-Восточное Присяянье) на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ тяготеют преимущественно к зоне перекрытия областей 1 и 2. К этой же зоне тяготеют и точки состава неоархейских метапелитов серии Рампур.

Большая часть фигуративных точек метаосадочных пород (преимущественно тонкообломочных турбидитов, сформированных вблизи континентального склона) неоархейской серии Йеллоунайф не принадлежит какой-либо определенной области. То же характерно и для высокоглиноземистых гнейсов палеопротерозойского (орозирий) комплекса Конглинг, кратон Янцзы.

Примерно половина точек с составами метапелитов серии Претория (палеопротерозой, рясий) располагается в зоне перекрытия областей 1 и 2, другая их часть — в зоне перекрытия областей 1, 2 и 3, а также в области тонкой взвеси рек категории 3 (реки, дренирующие магматические и/или метаморфические террейны).

Около двух третей общего количества точек с составами палеопротерозойских (рясий) метапелитов серии Гарвиц Южной Канады сосредото-

чено в зоне перекрытия областей 1, 2 и 3, а остальные точки тяготеют к зоне перекрытия областей 1, 2 и 4.

Фигуративные точки метатерригенных пород палеопротерозойского (рясий) канского метаморфического комплекса (Восточный Саян) в основном расположены в области составов взвеси рек категории 4. Заметно меньшее количество точек не принадлежат ни одной из областей диаграммы $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$, единичные — присутствуют в области взвеси рек категории 2 или в зонах перекрытия областей 1 и 3, а также областей 2 и 3.

Точки с составами метатерригенных пород палеопротерозойской (орозирий) ладожской серии распределяются примерно поровну и присутствуют в зоне перекрытия областей 1 и 2, а также в области взвеси рек категории 3 — дренирующих магматические и метаморфические комплексы.

Метатерригенные породы нижней амфиболит-мрамор-парагнейсовой толщи енисейского метаморфического комплекса Енисейского кряжа (палеопротерозой, орозирий) не образуют на графике $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ какой-либо определенной локализации. Точки гнейсов и сланцев четвертой (парагнейсовой) толщи данного комплекса в основном тяготеют к зоне перекрытия областей с составами взвеси рек категорий 1 и 2.

Две из пяти фигуративных точек палеопротерозойских (статерий) метатерригенных пород кратона Гавлер (Южная Австралия) на диаграмме принадлежат взвеси рек категории 4, однако реальность подобной ситуации вызывает большие сомнения, поскольку для рассматриваемых образований в целом характерны наиболее высокое среднее содержание тория и самое высокое значение $(La/Yb)_N$ (см. табл. 1). Три оставшиеся фигуративные точки не принадлежат ни одной из классификационных областей диаграммы $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$.

Точки с усредненным составом метатерригенных пород и метапелитов различных объектов нашей выборки на диаграмме в основном тяготеют к области 4 (тонкой взвеси рек, дренирующих вулканические области), а также к зонам перекрытия областей 1 и 2, а также 1, 2 и 3 (см. рис. 7б). Точки со средними составами метаосадочных пород кольской серии и пород кратона Гавлер не попадают ни в одну классификационную область.

На диаграмме $(La/Yb)_N - Th$ точки с составами образцов метатерригенных пород также присутствуют во всех классификационных областях, и относительно небольшое их число располагается вне этих областей (рис. 8а). Точки эоархейских метапелитов ассоциаций Исуа и Акилиа Западной Гренландии на данном графике, так же как и

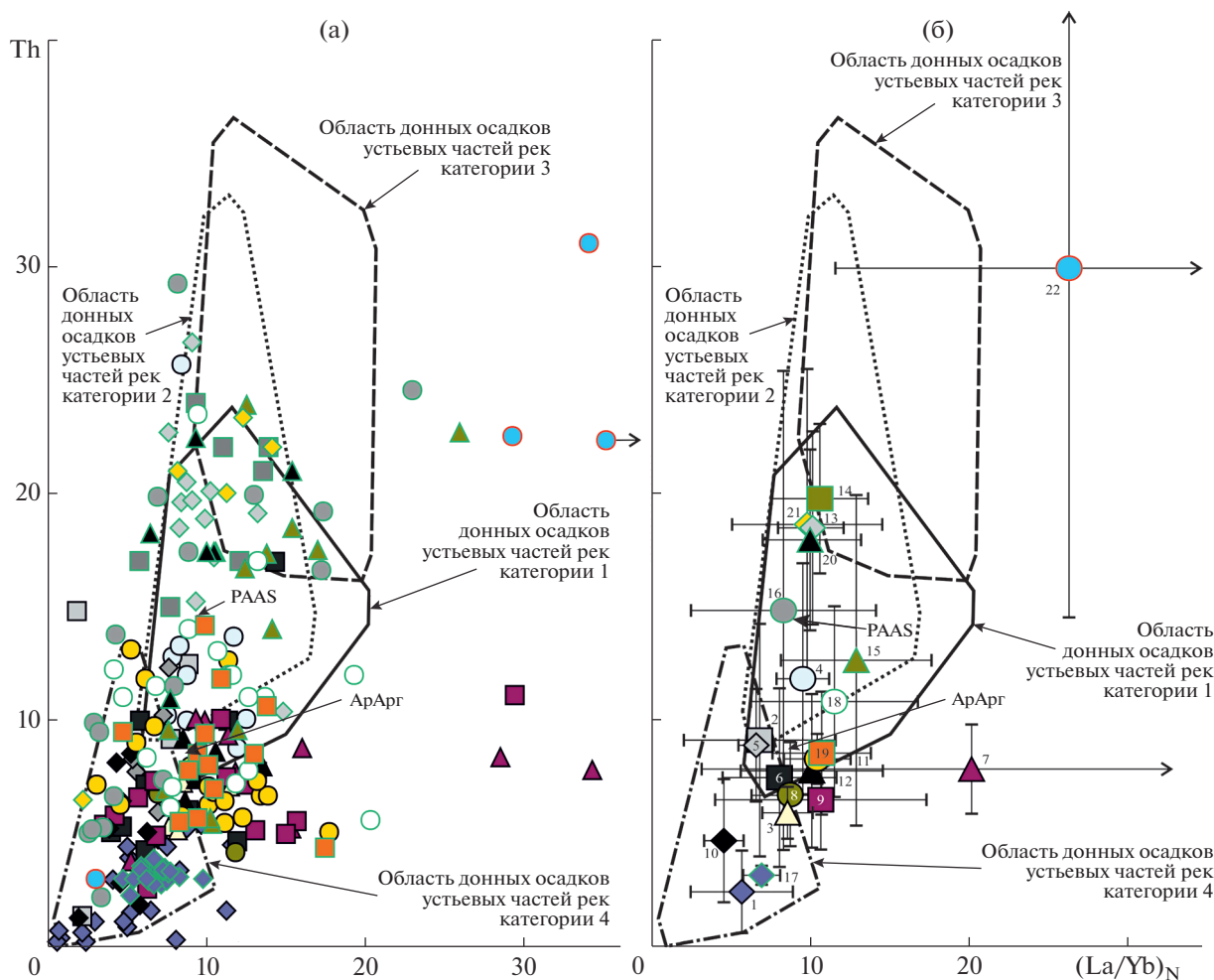


Рис. 8. Распределение фигуративных точек с составами индивидуальных образцов (а) и точек с усредненным составом (б) метатерригенных пород (метаалевропелитов) различных объектов на диаграмме $(La/Yb)_N$ -Th. Условные обозначения см. рис. 3, 7.

на диаграмме $(La/Yb)_N$ -Eu/Eu*, тяготеют к области составов тонкой взвеси рек категории 4. Метатерригенные породы пояса Лимпопо на диаграмме $(La/Yb)_N$ -Th не имеют какого-либо определенного распределения.

Фигуративные точки метатерригенных пород палеоархейской серии Модис на рассматриваемом графике в основном тяготеют к области донных осадков рек категории 4 (дренирующих вулканические области).

Метатерригенные породы серии Джордж Крик (мезоархей) на данном графике, в отличие от диаграммы $(La/Yb)_N$ -Eu/Eu*, располагаются в зоне перекрытия областей 1 и 2 (реки крупные и реки, питающиеся продуктами размыва преимущественно осадочных пород).

Точки метапелитов серии Мозаан (мезоархей) тяготеют к области 4 или располагаются рядом с ней. Примерно так же на диаграмме $(La/Yb)_N$ -Th

распределены точки метаосадочных пород надсерии Витватерсранд (мезоархей) и Западной Карелии (неоархей).

Примерно треть точек с составами высокоглиноземистых гнейсов кольской серии (мезо-неоархей?) локализована в зоне перекрытия областей 1 и 2. Из оставшихся (9 точек) одна — находится в области 4, а положение остальных пяти не соответствует ни одной из классификационных областей.

Практически все точки с составами высокоглиноземистых гнейсов Нармес Восточной Финляндии по содержанию Th соответствуют классификационной области 4, однако большинство их характеризуется более высокими, а не типичными для данной области значениями $(La/Yb)_N < 10$. В области 4 сосредоточены и все точки метаосадочных пород района Камбалда; то же, как было показано выше, характерно для этих точек на диаграмме $(La/Yb)_N$ -Eu/Eu*.

Неоархейские метатерригенные породы Онтского зеленокаменного пояса по уровню содержания Th и значениям $(La/Yb)_N$ тяготеют в основном к области состава тонкой взвеси крупных рек, и только одна из пяти точек находится в области 4.

Примерно треть всего количества точек с составами метатурбидитов неоархейской серии Йеллоунайф на диаграмме $(La/Yb)_N$ -Th располагается в области составов тонкой взвеси рек категории 4. Остальные точки не принадлежат какому-либо классификационным областям.

Метапелиты серии Рампур (неоархей) локализованы преимущественно в зоне перекрытия областей 1 — тонкая взвесь крупных рек и 2 — взвесь рек, питающихся продуктами размыва осадочных образований; та же картина, как было показано выше, наблюдается на диаграмме $(La/Yb)_N$ -Eu/Eu*.

Примерно так же распределяются на графике $(La/Yb)_N$ -Th фигуративные точки метапелитов палеопротерозойских серий Претория и Гарвиц.

Точки с составами метатерригенных пород канского комплекса (рясий) в основном расположены в области 4, а также в зоне перекрытия областей 1 и 2. Примерно так же ведут себя точки с составами высокоглиноземистых гнейсов палеопротерозойского комплекса Конглинг. Преобладающая часть точек метатерригенных пород ладожской серии (орозирий) также тяготеет к зоне перекрытия областей 1 и 2, и несколько точек попадает в область 4.

Метапелиты палеопротерозойского пояса Вавра на графике $(La/Yb)_N$ -Th, так же как и на диаграмме $(La/Yb)_N$ -Eu/Eu*, сосредоточены исключительно в области алевропелитовой взвеси рек категории 4.

Метатерригенные породы первой (амфиболит-мрамор-парагнейсовой) и четвертой (парагнейсовой) толщ палеопротерозойского енисейского метаморфического комплекса на графике $(La/Yb)_N$ -Th в основном сосредоточены в зоне перекрытия областей 1, 2 и 3. Такое распределение точек с составами пород данного комплекса является близким их распределению на диаграмме $(La/Yb)_N$ -Eu/Eu*.

В распределении фигуративных точек метатерригенных пород кратона Гавлер (палеопротерозой, статерий) на диаграмме $(La/Yb)_N$ -Th какой-либо определенной закономерности не наблюдается. Большая часть точек не попадает ни в одну классификационную область (рис. 9).

Точки с усредненным составом метатерригенных пород из различных объектов нашей выборки на диаграмме $(La/Yb)_N$ -Th в основном располагаются в области 4, в зонах перекрытия этой области с областями 1 и 2 и собственно в зоне перекрытия областей 1 и 2. В область составов

алевропелитовой взвеси современных рек категории 3 (дренирующих магматические и/или метаморфические террейны) не попадает ни одна точка со средним составом. Фигуративная точка со средним составом метатерригенных пород кратона Гавлер располагается, так же как на диаграмме $(La/Yb)_N$ -Eu/Eu*, вне контуров какой-либо классификационной области (см. рис. 8б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На диаграммах $(La/Yb)_N$ -Eu/Eu* и $(La/Yb)_N$ -Th фигуративные точки с индивидуальными и усредненными составами изученных нами метаалевропелитов архея и раннего протерозоя в основном располагаются в пределах классификационных полей. Это позволяет думать, что субстраты-источники слагающей их тонкой алюмосиликокластики принципиально не отличались от тех, которые мы видим на поверхности нашей планеты сегодня⁹. Некоторая часть фигуративных точек индивидуальных образцов метаалевропелитов на диаграммах находится вне классификационных полей, однако это может быть связано как с метаморфической трансформацией первоначального распределения тория и лантаноидов, так и со спецификой палеоводосборов далекого геологического прошлого (о чем, на наш взгляд, свидетельствуют составы с высокими величинами Eu/Eu*).

Подавляющее большинство фигуративных точек как индивидуальных образцов, так и точек с усредненным составом метаосадочных пород в изученных нами объектах тяготеет к областям: 1 (тонкая алевропелитовая взвесь крупных рек), 2 (тонкая алевропелитовая взвесь рек, дренирующих в основном осадочные субстраты) и 4 (тонкая алевропелитовая взвесь рек, текущих по районам развития вулканических пород), а также к зоне перекрытия областей 1, 2 и 3. Собственно в области 3 (тонкая алевропелитовая взвесь рек, протекающих по магматическим и/или метаморфическим террейнам) фигуративных точек метаалевропелитов немного. Возможно, питающие провинции, в составе которых (скорее всего) заметную роль играли калиевые граниты, возникли только после формирования глобальной системы палеопротерозойских коллизионных орогенов — глобального события, связанного со становлени-

⁹ В самом общем виде этот вывод предполагает следующее: если в конце архея в определенном участке поверхности Земли реками размывался типичный набор архейских пород (коматииты, плагиограниты, кислые вулканы и др.), то начиная с конца протерозоя и по настоящее время на этом же или на каком-то другом участке земной поверхности мог размываться тот же набор архейских пород, но с "добавлением" иных, более молодых породных ассоциаций. Естественно, наиболее важны указанные соображения для тонкозернистых осадков рек категорий 3 и 4.

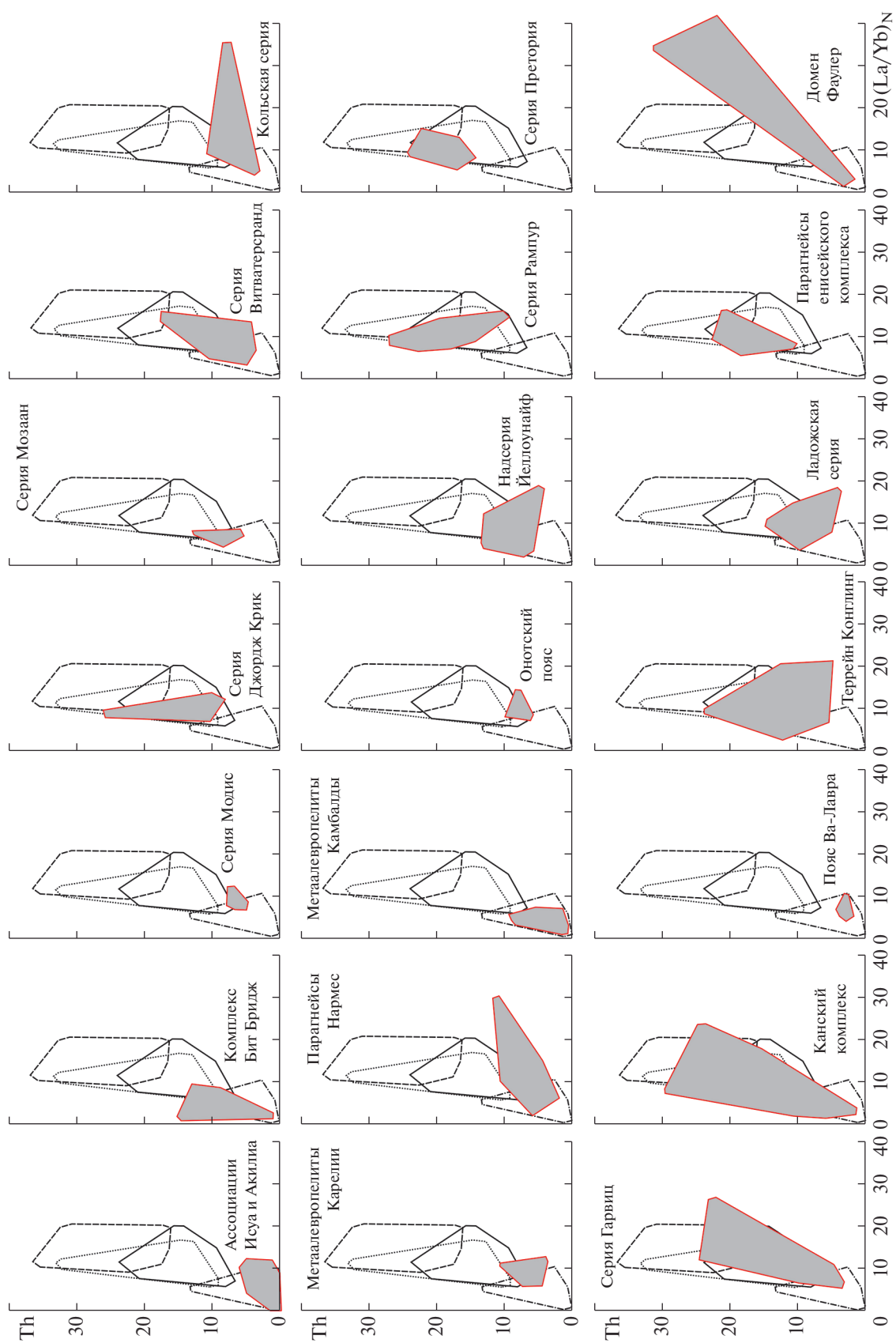


Рис. 9. Поля составов метатерригенных пород некоторых рассмотренных объектов на диаграмме $(La/Yb)_N$ –Th. Контуры областей осадков рек различных категорий те же, что на рис. 2.

ем первого суперконтинента (Коламбия) около 2.0–1.8 млрд лет назад. В нашей выборке к объектам такого типа могут принадлежать метапелиты кратона Гавлер с очень высокими величинами $(La/Yb)_N$, а также, возможно, метапелиты енисейской серии. Это предположение, однако, нуждается в дополнительном обосновании фактическим материалом. В значительной мере оно подтверждается представлениями А.Б. Ронова о максимальном развитии гранитов на поверхности Земли в конце среднего протерозоя (понятно, однако, что основная масса тонкой алюмосиликокластики – продуктов размыва таких субстратов была вовлечена в осадочные циклы в позднем протерозое, который не рассматривается в данной работе).

Точки с составами пород из рассмотренных нами объектов с возрастом более 2.8 млрд лет на диаграмме $(La/Yb)_N - Eu/Eu^*$ сосредоточены преимущественно в области 4. Это позволяет считать (при условии корректности всех наших предшествующих предположений), что до указанного времени крупных рек и рек, питавшихся продуктами эрозии осадочных образований, скорее всего, не существовало, а процессы рециклирования тонкой алюмосиликокластики были редуцированы.

Очевидно, существенное увеличение размера ядер кратонов к концу мезоархея (т.е. примерно к рубежу 2.8 млрд лет назад) должно было привести и, по-видимому, привело к заметному росту площадей водосборных бассейнов рек¹⁰, а соответственно, и к появлению отложений, тяготеющих на обеих рассматриваемых нами диаграммах к областям 1 и 2. Таким образом, наши результаты в первую очередь позволяют предполагать изменение с течением времени размеров водосборных речных систем. При достижении определенных размеров, вероятно появились и условия для накопления осадков определенного типа (например, отложений крупных рек и/или рек категории 1). Так же, как известно, с течением времени на поверхности планеты возросла доля осадочных образований, что позволило формироваться речным отложениям, представленным преимущественно или исключительно продуктами размыва осадочных пород.

¹⁰В публикации [Rainbird, Young, 2009], посвященной “колоссальным рекам прошлого” отмечено, что тектонический стиль и, соответственно, речные системы существенно эволюционировали к концу архея. Примерно между 2.8 и 2.5 млрд лет назад интенсивная магматическая активность привела к формированию крупных и стабильных кратонов, на поверхности которых появились речные системы существенно более масштабные, чем современная Амазонка. Эти системы были образованы многочисленными мелководными переплетающимися руслами. Реки такого типа брали начало из “точечных источников”, расположенных вдоль огромных горных систем, и, сливаясь водно, формировали сложный узор на громадных по своей площади территориях.

Эволюция состава размывавшейся на протяжении истории Земли континентальной коры давно является объектом повышенного интереса специалистов разного профиля. В начале 1980-х гг. эта проблема была детально исследована в работах С. МакЛеннана и С. Тейлора, К. Конди и ряда других авторов [Taylor, McLennan, 1985, 1995 и др.; McLennan, 1989; McLennan, Taylor, 1991; Condie, 1993 и др.]. В частности, в монографии [Taylor, McLennan, 1985] на основе анализа ряда редких и рассеянных элементов в тонкозернистых осадочных породах показано, что картина их распределения в отложениях архея отличается от особенностей распределения в более молодых отложениях. По мнению названных авторов [Taylor, McLennan, 1985], это обусловлено тем, что валовой состав архейской коры был менее дифференцированным и более фемическим по сравнению с корой протерозоя и фанерозоя. Тонкозернистые и/или глинистые породы архея характеризуются, по данным С. Тейлора и С. МакЛеннана [Taylor, McLennan, 1985], заметно меньшими значениями таких параметров, как отношение легких лантаноидов к тяжелым (LP3Э/TP3Э), Th/Sc, La/Sc и Eu/Eu^* , по сравнению с более молодыми осадочными образованиями. Однако в некоторых последующих публикациях (например, [Gibbs et al., 1986; Jahn, Condie, 1995]) представления о резком изменении величин названных параметров на границе архея и протерозоя были подвергнуты сомнению. Заметно снижается в кратонных тонкозернистых обломочных породах от архея к фанерозою также содержание Sc и Cr, а от архея к протерозою – Sc, V, Cr, Co и Ni (редких и рассеянных элементов, характерных для ультраосновных и основных магматических пород) [Condie, 1993], что также рассматривается многими исследователями как свидетельство эволюции состава размывавшейся в течение раннего докембрия верхней континентальной коры. Надо помнить, однако, что со времени опубликования работы С. Тейлора и С. МакЛеннана прошло почти 30 лет, и следует, несомненно, вернуться к обсуждению этой проблемы с учетом накопленного за эти годы обширного фактического материала.

После некоторого перерыва в начале 2000-х гг. интерес исследователей к этой проблеме вновь вырос. Так, например, авторами работы [Tang et al., 2016] установлено, что величины отношений Ni/Co и Cr/Zn в тонкозернистых терригенных породах в течение архея снижались, и значительных, свойственных современной верхней континентальной коре, они достигли только к концу архея. Выявленная тенденция отражает становление с течением времени – от мезоархея (3.5...3.0 млрд лет) к неоархею (3.0...2.5 млрд лет) – все более кислой и зрелой низкомagneзиальной верхней коры. В работе [Greber, Dauphas, 2019] для анализа “химических” и “литологических” изме-

нений, происходивших с течением времени на континентах и в источниках сноса обломочного материала, также использовался ряд индикаторных отношений — показателей присутствия в источниках сноса коматиитов, основных и кислых магматических пород. Авторами было показано, что величины Al_2O_3/TiO_2 среднее в тонкозернистых терригенных породах постепенно снижались от 26.2 ± 1.3 в архее и до 22.1 ± 1.1 в фанерозое. Расчет баланса масс позволил авторам установить, что геохимические особенности (Al_2O_3/TiO_2 , Zr/TiO_2 , La/Sc , Th/Sc , Ni/Co и Cr/Sc) фанерозойских тонкозернистых образований лучше всего соответствуют присутствию на поверхности континентов в этот отрезок времени следующих пород: кислых изверженных — 76 ± 8 мас. % пород, островодужных базальтов — 14 ± 6 мас. %, внутриплитных базальтов — 10 ± 2 мас. %. Для палеоархей соотношение магматических образований в областях размыва было, соответственно, несколько иным: кислых — 65 ± 7 мас. %, основных — 25 ± 6 мас. % коматиитов — 11 ± 3 мас. %).

Мы не склонны подвергать это сомнению. Наш анализ касался несколько иной стороны проблемы и был выполнен с использованием другого инструментария. Однако нам представляется, что сопоставление полученных данных, выяснение связей между ними и их интерпретация, несомненно, являются интересными и многообещающими. Все это побуждает нас двигаться в этом направлении. Если позволит будущее, то мы хотели бы этим в определенной мере заняться.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны О.М. Туркиной, В.П. Чекулаву и Н.А. Арестовой за помощь в подборе литературных источников. Предложения и замечания анонимных рецензентов были крайне полезными при завершающей работе над рукописью. Иллюстрации к статье как всегда отлично выполнены Н.С. Глушковой.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в соответствии с темами госзаданий ИГГ УрО РАН, ГИН РАН и ИГГД РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ветрин В.Р., Чупин В.П., Яковлев Ю.Н. Метаосадочные породы фундамента палеопротерозойской Печенгской структуры: источники терригенного материала, палеогеодинамические условия формирования // Литосфера. 2013. № 5. С. 3–25.

Гордеев В.В., Лисицын А.П. Геохимическое взаимодействие пресноводной и морской гидросфер // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 721–744.

Дмитриева Н.В., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Петрогеохимические особенности метатерригенных пород

Канского блока Восточного Саяна: реконструкция источников сноса и условий образования // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 2. С. 186–201.

Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 761–784.

Интерпретация геохимических данных / Отв. ред. Е.В. Скляр. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Котова Л.Н., Глебовицкий В.А., Котов А.Б. и др. Ладжская серия калевия: геологическое положение, состав, возраст, источники и области сноса // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерализация северо-запада России. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2007. С. 190–193.

Котова Л.Н., Котов А.Б., Глебовицкий В.А. и др. Источники и области сноса метатерригенных пород ладожской серии (Свекофеннский складчатый пояс, Балтийский щит): результаты геохимических и Sm–Nd изотопно-геохимических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 1. С. 3–22.

Котова Л.Н., Подковыров В.Н., Граунов О.В. Геохимия терригенных и туфогенных метаосадков калевия Ладожского региона // Материалы VII Всероссийского литологического совещания. Новосибирск: ИГГ СО РАН, 2013. С. 72–75.

Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.

Магматические горные породы / Отв. ред. О.А. Богатиков. М.: Наука, 1983. Т. 1. 768 с.; 1984. Т. 2. 416 с.; 1985. Т. 3. 488 с.; 1986. Т. 4. 480 с.; 1988. Т. 5. 508 с.; 1987. Т. 6. 438 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.

Мыскова Т.А., Милькевич Р.И. Глиноземистые гнейсы кольской серии Балтийского щита (геохимия, первичная природа и возраст протолита) // Труды Карельского научного центра РАН. 2016. № 10. С. 34–62.

Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов П.А. U–Pb геохронология цирконов из метаосадков ладожской серии (Северное Приладожье, Балтийский щит) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 2. С. 55–67.

Ножкин А.Д. Докембрий юго-западной окраины Сибирского кратона // Известия Томского политехнического университета. 2009. Т. 314. № 1. С. 5–16.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 219 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикина Е.В., Пономарчук В.А. Состав, строение и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса // Геология и геофизика. 2001а. Т. 42. № 7. С. 1058–1078.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А., Киреев А.Д. Амфиболит-гнейсовые комплексы зеленокаменных

- поясов Канской глыбы: геохимия, реконструкция протолитов и условия их образования (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 12. С. 30–41.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Савко К.А.* Палеопротерозойские метавулканогенно-осадочные толщи енисейского метаморфического комплекса на юго-западе сибирского кратона (Ангаро-Канский блок): расчленение, состав, U–Pb возраст цирконов // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 10. С. 1384–1406.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Мельгунов М.С.* Геохимия метаосадочно-вулканогенных толщ и гранитоидов Онетского зеленокаменного массива // Геохимия. 20016. № 1. С. 31–50.
- Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 13 с.
- Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Ронов А.Б.* Стратисфера, или осадочная оболочка Земли (количественное исследование). М.: Наука, 1993. 144 с.
- Сиротин В.И., Войцеховский Г.В., Бондаренко С.В.* Протолиты позднерархейских гнейсов кольско-беломорского нерасчлененного комплекса северо-восточной части Балтийского щита (участок “Губа Печенга”) // Вестник Воронежского университета. Геология. 2005. № 1. С. 113–123.
- Туркина О.М., Сергеев С.А., Капитонов И.Н.* U–Pb возраст и Lu–Hf изотопные характеристики детритовых цирконов из метаосадков онетского зеленокаменного пояса (Шарыжалгайский выступ, юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 11. С. 1581–1597.
- Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 608 с.
- Холодов В.Н.* Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 191–209.
- Чекулаев В.П., Арестова Н.А.* Архейские метатерригенные породы Карельской провинции: геологическое положение, геохимия, источники сноса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 3–25.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
- Asiedu D.K., Agoe M., Amponsah P.O. et al.* Geochemical constraints on provenance and source area weathering of metasedimentary rocks from the Paleoproterozoic (~2.1 Ga) Wa-Lawra Belt, southeastern margin of the West African Craton // *Geodinamica Acta*. 2019. V. 31. P. 27–39.
- Batemann R., Costa S., Swe T., Lambert D.* Archaean mafic magmatism in the Kalgoorlie area of the Yilgarn Craton, Western Australia: a geochemical and Nd isotopic study of the petrogenetic and tectonic evolution of a greenstone belt // *Precambrian Res.* 2001. V. 108. P. 75–112.
- Bavinton O.A., Taylor S.R.* Rare earth element geochemistry of Archaean metasedimentary rocks from Kambalda, Western Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1980. V. 44. P. 639–648.
- 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.
- Bhat M.I., Ghosh S.K.* Geochemistry of the 2.51 Ga old Rampur group pelites, western Himalayas: implications for their provenance and weathering // *Precambrian Res.* 2001. V. 108. P. 1–16.
- Bolhar R., Kamber B.S., Moorbath S. et al.* Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 222. P. 43–60.
- Bolhar 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.
- Bridgland D.R., Bennett J.A., McVicar-Wright S.E., Scrivenner R.C.* Rivers through geological time: the fluvial contribution to understanding of our planet // *Proc. Geol. Ass.* 2014. V. 125. P. 503–510.
- Condie K.C.* A Planet in Transition: the Onset of Plate Tectonics on Earth between 3 and 2 Ga? // *Geosci. Front.* 2018. V. 9(1). P. 51–60.
- 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., Wronekiewicz 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.
- Corcoran P.L., Mueller W.U.* Archaean sedimentary sequences // *The Precambrian Earth: Tempos and Events / Eds P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu.* Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 613–625.
- Corenblit D., Steiger J.* Vegetation as a major conductor of geomorphic changes on the Earth surface: toward evolutionary geomorphology // *Earth Surf. Process. Landf.* 2009. V. 34. P. 891–896.
- Cotter E.* The evolution of fluvial style, with special reference to the central Appalachian Palaeozoic // *Fluvial Sedimentology / Ed. A.D. Miall // Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.* 1978. V. 5. P. 361–384.
- Cullers R.L.* The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. // *Chem. Geol.* 1995. V. 123. P. 107–131.
- Dhuime B., Wuestefeld A., Hawkesworth C.J.* Emergence of modern continental crust about 3 billion years ago // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8. № 7. P. 552–555.
- Els B.G.* Determination of some palaeohydraulic parameters for a fluvial Witwatersrand succession // *South Afr. J. Geol.* 1990. V. 93. P. 531–537.
- Els B.G.* The auriferous Late Archaean sedimentation systems of South Africa: unique palaeoenvironmental conditions? // *Sediment. Geol.* 1998. V. 120. P. 205–224.
- Eriksson K.A.* Alluvial and destructive beach facies from the Archaean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa and Swaziland // *Fluvial Sedimentology / Ed. A.D. Miall. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 1978. V. 5. P. 287–311.

- Eriksson K.A.* Archean pladbrm-to-trough sedimentation, east Pilbara Block, Australia // *Spec. Publ. Geol. Soc. Aust.* 1981. V. 7. P. 235–244.
- Eriksson K.A.* Marginal marine depositional processes from the Archaean Moodies Group, Barberton Mountain Land, South Africa: evidence and significance // *Precambrian Res.* 1979. V. 8. P. 153–182.
- Eriksson K.A.* Sedimentation patterns in the Barberton Mountain Land, South Africa, and the Pilbara Block, Australia: evidence for Archean rifted continental margins // *Tectonophysics.* 1982. V. 81. P. 179–193.
- Eriksson K.A., Kidd W.S.F.* Sedimentologic and tectonic aspects of the Archean Limpopo Belt // *Geol. Soc. Amer. Abstr. Prog.* 1985. V. 17. P. 575.
- Eriksson P.G., Altermann W., Catuneanu O. et al.* Major influences on the evolution of the 2.67–2.1 Ga Transvaal basin, Kaapvaal craton // *Sediment. Geol.* 2001. V. 141–142. P. 205–231.
- Eriksson P.G., Bumby A.J., Brümer J.J., van der Neut M.* Precambrian fluvial deposits: Enigmatic palaeohydrological data from the c. 2–1.9 Ga Waterberg Group, South Africa // *Sediment. Geol.* 2006. V. 190. P. 25–46.
- Eriksson P.G., Condie K.C., Tirsgaard H. et al.* Precambrian clastic sedimentation systems // *Sediment. Geol.* 1998. V. 120. P. 5–53.
- Fedo C.M., Eriksson K.A.* Stratigraphic framework of the ~3.0 Ga Buhwa greenstone belt: a unique stable shelf succession in the Zimbabwe Archean craton // *Precambrian Res.* 1996. V. 77. P. 161–178.
- Ferguson M.E., Waldorn J.W.F., Bleeker W.* The Archean deep-marine environment: turbidite architecture of the Burwash Formation, Slave Province Northwest Territories // *Can. J. Earth Sci.* 2005. V. 42. P. 935–954.
- Fuller A.O.* A contribution to the conceptual modelling of pre-Devonian fluvial systems // *Geol. Soc. South Afr. Transactions.* 1985. V. 88. P. 189–194.
- Gao S., Ling W., Qiu Y. et al.* Contrasting geochemical and Sm–Nd isotopic compositions of Archean metasediments from the Kongling high-grade terrain of the Yangtze craton: Evidence for cratonic evolution and redistribution of REE during crustal anatexis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. V. 63. P. 2071–2088.
- Gibbs A.K., Montgomery C.W., O'Day P.A., Erslev E.A.* The Archean-Proterozoic transition: evidence from the geochemistry of metasedimentary rocks of Guyana and Montana // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1986. V. 50. P. 2125–2141.
- Gibling M.R., Davies N.S., Falcon-Lang H.J. et al.* Palaeozoic coevolution of rivers and vegetation: a synthesis of current knowledge // *Proc. Geol. Assoc.* 2014. V. 125. P. 524–533.
- Greber N.D., Dauphas N.* The chemistry of fine-grained terrigenous sediments reveals a chemically evolved Paleoproterozoic emerged crust // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2019. V. 255. P. 247–264.
- Groves D.I., Barley M.E., Shepherd J.M.* Overviews: Geology and mineralisation of Western Australia // *ASEG Extended Abstracts.* 1994. V. 1. P. 1–28.
- Harper C.T.* Overview of the geochemistry of Archean and Proterozoic rocks of the Phelps Lake region, Mudjatik Domain, Hearne Province // *Summary of Investigations 2004.* V. 2. Saskatchewan Geol. Surv. Sask. Industry Resources, Misc. Rep. 2004-4.2. 2004. Paper A-7. 24 p.
- Hessler A.M., Lowe D.R.* Weathering and sediment generation in the Archean: An integrated study of the evolution of siliciclastic sedimentary rocks of the 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa // *Precambrian Res.* 2006. V. 151. P. 185–210.
- Hicks N., Hofmann A.* Stratigraphy and provenance of the auriferous–uraniferous, fluvial to shallow-marine Sinqeni formation, Mozaan group, Northern Kwazulu-Natal, South Africa // *South Afr. J. Geol.* 2012. V. 115. P. 327–344.
- Hjellbakk A.* Facies and fluvial architecture of a high-energy braided river: the Upper Proterozoic Segladden Member, Varanger Peninsula, northern Norway // *Sediment. Geol.* 1997. V. 114. P. 131–161.
- Howard K.E., Hand M., Barovich K.M. et al.* U–Pb, Lu–Hf and Sm–Nd isotopic constraints on provenance and depositional timing of metasedimentary rocks in the western Gawler Craton: Implications for Proterozoic reconstruction models // *Precambrian Res.* 2011. V. 184. P. 43–62.
- Ielpi A., Ghinassi M., Rainbird R.H., Ventura D.* Planform sinuosity of Proterozoic rivers: A craton to channel-reach perspective // *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.* 2018. V. 48. P. 81–118.
- Ielpi A., Rainbird R.H., Ventura D., Ghinassi M.* Morphometric convergence between Proterozoic and post-vegetation rivers // *Nat. Commun.* 2017. V. 8. P. 15250. <https://doi.org/10.1038/ncomms15250>
- Inorganic Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments / Ed. D.R. Lentz // Geol. Ass. Canada.* 2003. *GeoText* V. 4. 184 p.
- Jahn B.-M., Condie K.C.* Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm–Nd isotopic analyses of intracratonic pelites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. P. 2239–2258.
- Jenner G.A., Fryer B.J., McLennan S.M.* Geochemistry of the Archean Yellowknife Supergroup // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1981. V. 45. P. 111–1129.
- Kontinen A., Kopyaho A., Huhma H. et al.* Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian craton: provenance, tectonic setting, and implications for Neoproterozoic craton correlation // *Precambrian Res.* 2007. V. 152. P. 119–148.
- Laurent O., Martin H., Moyen J.-F., Doucelance R.* The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga // *Lithos.* 2014. V. 205. P. 208–235.
- Long D.G.F.* Archean fluvial deposits: A review // *Earth-Sci. Rev.* 2019. V. 188. P. 148–175.
- Long D.G.F.* Architecture and depositional style of fluvial systems before landplants: a comparison of Precambrian, early Paleozoic modern river deposits // *From River to Rock Record: the Preservation of Fluvial Sediments and their Subsequent Interpretation / Eds S. Davidson, S. Leleu, C. North. SEPM Spec. Pub.* 2011. V. 97. P. 37–61.
- Long D.G.F.* Architecture of pre-vegetation sandy-braided perennial and ephemeral river deposits in the Paleoproterozoic Athabasca Group, northern Saskatchewan, Canada as

- indicators of Precambrian fluvial style // *Sediment. Geol.* 2006. V. 190. P. 71–95.
- Marconato A., Almeida R.P., Turra B., Fragoso-Cesar A.R.S.* Prevegetation fluvial floodplains and channel-belts in the Late Neoproterozoic-Cambrian Santa Bárbara group (Southern Brazil) // *Sediment. Geol.* 2014. V. 300. P. 49–61.
- McGregor V.R., Mason B.* Petrogenesis and geochemistry of metabasaltic and metasedimentary enclaves in the Amitsoq gneisses, West Greenland // *Am. Mineral.* 1977. V. 62. P. 887–904.
- McLennan S.M.* Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements / Eds B.R. Lipin, G.A. McKay. Reviews in Mineralogy.* 1989. V. 21. P. 169–200.
- McLennan S.M., Taylor S.R.* Geochemical evolution of Archean shales from South Africa. I. The Swaziland and Pongola Supergroups // *Precambrian Res.* 1983. V. 22. P. 93–124.
- McLennan S.M., Taylor S.R.* Geochemistry of Archean metasedimentary rocks from West Greenland // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1984. V. 48. P. 1–13.
- McLennan S.M., Taylor S.R.* Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // *J. Geol.* 1991. V. 99. P. 1–21.
- McLennan S.M., Taylor S.R., Eriksson K.A.* Geochemistry of Archean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1983. V. 47. P. 1211–1222.
- Miall A.D.* The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Berlin: Springer-Verlag, 1996. 582 p.
- Moyen J.-F., Laurent O.* Archean tectonic systems: A view from igneous rocks // *Lithos.* 2018. V. 302–303. P. 99–125.
- Mueller W.U., Corcoran P.L.* Characteristics of pre-vegetational, late orogenic basins: examples from the Archean Superior Province, Canada // *Sediment. Geol.* 1998. V. 120. P. 177–203.
- Mueller W.U., Dimroth E.* A terrestrial-shallow marine transition in the Archean Opemisca Group East of Chapis, Quebec // *Precambrian Res.* 1987. V. 37. P. 29–55.
- Pickett C.* A sedimentary facies analysis of the >2.8 Ga Beniah and Bell Lake Formations, Slave Province, Northwest Territories. MSc thesis. Université du Québec à Chicoutimi. 2002. 136 p.
- Qiu X.-F., Zhao X.-M., Yang H.-M. et al.* Geochemical and Nd isotopic compositions of the Palaeoproterozoic metasedimentary rocks in the Kongling complex, nucleus of Yangtze craton, South China block: implications for provenance and tectonic evolution // *Geol. Mag.* 2018. V. 155. P. 1263–1276.
- Rainbird R.H., Young G.M.* Colossal Rivers, Massive Mountains and Supercontinents // *Earth.* 2009. V. 54. № 4. P. 52–61.
- Røe S.-L.* Cross-strata and bedforms of probable transitional dune to upper-stage planebed origin from a Late Precambrian fluvial sandstone, northern Norway // *Sedimentology.* 1987. V. 34. P. 89–101.
- Santos M.G.M., Almeida R.P., Godinho L.P.S. et al.* Distinct styles of fluvial deposition in a Cambrian rift basin // *Sedimentology.* 2014. V. 61. P. 881–914.
- Santos M.G.M., Owen G.* Heterolithic meandering-channel deposits from the Neoproterozoic of NW Scotland: Implications for palaeogeographic reconstructions of Precambrian sedimentary environments // *Precambrian Res.* 2016. V. 272. P. 226–243.
- Schreiber U.M., Eriksson P.G.* An Early Proterozoic braid-delta system in the Pretoria Group, Transvaal Sequence, South Africa // *J. Afr. Earth Sci.* 1992. V. 15. P. 111–125.
- Schumm S.A.* Speculations concerning the palaeo-hydraulic controls of terrestrial sedimentation // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1968. V. 79. P. 1573–1588.
- Sønderholm M., Tirsgaard H.* Proterozoic fluvial styles: responses to changes in accommodation space (Rivieradal Sandstones, eastern North Greenland) // *Sediment. Geol.* 1998. V. 120. P. 257–274.
- Sorjonen-Ward P., Luukkonen E.J.* Archean rocks // *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield / Eds M. Lehtinen, P.A. Nurmi, O.T. Ramo. Amsterdam: Elsevier B.V., 2005. P. 19–99.*
- Squire R.J., Cas R.A.F., Clout J.M.F., Behets R.* Volcanology of the Archean Lunnon Basalt and its relevance to nickel sulfide-bearing trough structures at Kambalda, Western Australia // *Austr. J. Earth Sci.* 1998. V. 45. P. 695–715.
- Tang M., Chen K., Rudnick R.L.* Archean upper crust transition from mafic to felsic marks the onset of plate tectonics // *Science.* 2016. V. 351. Iss. 6271. P. 372–375.
- Tankard A.J., Jackson M.P.A., Eriksson K.A. et al.* Crustal Evolution of Southern Africa – 3.8 billion Years of Earth History. N. Y.: Springer, 1982. 523 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The chemical evolution of the continental crust // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. P. 241–265.
- 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.
- Taylor S.R., Rudnick R.L., McLennan S.M., Eriksson K.A.* Rare earth element patterns in Archean high-grade metasediments and their tectonic significance // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1986. V. 50. P. 2267–2279.
- Van Kranendonk M.J.* Volcanic degassing, hydrothermal circulation and the flourishing of early life on Earth: A review of the evidence from c. 3490–3240 Ma rocks of the Pilbara Supergroup, Pilbara Craton, Western Australia // *Earth-Sci. Rev.* 2006. V. 74. P. 197–240.
- Verma S. P., Armstrong-Altrin J. S.* New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // *Chem. Geol.* 2013. V. 355. P. 117–133.
- Watchorn M.B.* Fluvial and tidal sedimentation in the 3000 Ma Mozaan Basin, South Africa // *Precambrian Res.* 1980. V. 13. P. 27–42.
- Williams G.E., Foden J.* A unifying model for the Torridon Group (early Neo-proterozoic) NW Scotland: product of post-Grenvillian extensional collapse // *Earth-Sci. Rev.* 2011. V. 108. P. 34–49.

Winston D. Fluvial systems of the Precambrian belt supergroup, Montana and Idaho // *Fluvial Sedimentology* / Ed. A. Miall // *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir*. 1978. V. 5. P. 343–359.

Yamashita K., Creaser R.A. Geochemical and Nd isotopic constraints for the origin of Late Archean turbidites from

the Yellowknife area, Northwest Territories, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. P. 2579–2598.

Yin C.Q., Lin S.F., Davis D.W. et al. 2.1–1.85 Ga tectonic events in the Yangtze Block, South China: petrological and geochronological evidence from the Kongling Complex and implications for the reconstruction of supercontinent Columbia // *Lithos*. 2013. V. 182–183. P. 200–210.

Early Precambrian Metaaleuropelites: REE-Th-Systematics as a Key to Reconstruction of Sources of Thin-Grained Aluminosiliciclastics for Them

A. V. Maslov^{1, 2, *}, V. N. Podkovyrov^{3, **}

¹Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, acad. Vonsovsky str., 15, Yekaterinburg, 620016 Russia

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

³Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Makarov emb., 2, St.-Petersburg, 199034 Russia

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: vpodk@mail.ru

The article analyzes the position of individual and average data points of the Archean and Early Proterozoic metaaleuropelites (Isua and Akilia associations, West Greenland, Beit Bridge complex, Limpopo province, South Africa, Moodies, Mozaan and Pretoria groups, Barberton Mountain Land, South Africa, Kola Group, Baltic Shield, Nurmee paragneisses, Eastern Finland, Onot greenstone belt, South-East Sayan region, Russia, Rampur Group, Lesser Himalaya, India, Kansk metamorphic complex, East Sayan, Russia, Ladoga Group, Northern Ladoga region, Russia, Yenisei metamorphic complex, Russia etc.) on the $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* and $(La/Yb)_N$ –Th diagrams with classification fields constructed from data on the content of lanthanides and Th in fine grained clastic/aleuropelitic sediments near the mouth of different categories of modern rivers, according to [Bayon et al., 2015]. It has been shown that the vast majority of individual and average data points of metaaleuropelites localized on fields 1 (a particulate suspended matter of world's major rivers), 2 (a particulate suspended matter of rivers draining sedimentary substrates) and 4 (a particulate suspended matter of rivers flowing through areas of development of volcanic rocks), as well as the zone overlapping fields 1, 2 and 3 (a particulate suspended matter of rivers feeding on erosion products of magmatic/metamorphic terranes). The data points of all the objects we have examined with an age of more than 2.8 billion years on the $(La/Yb)_N$ – Eu/Eu^* diagram are concentrated mainly in the field 4. This (assuming that all our assumptions are correct) allows us to assume that, until the indicated time, large rivers and most likely, rivers feeding on erosion products of sedimentary formations did not exist, and the processes of recycling thin aluminosiliciclastics were reduced.

Keywords: metaaleuropelites, Archean, Early Proterozoic, distribution of lanthanides and Th, paleoprovenances, types of rivers/river systems.

ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИЕ АРОМАТИЧЕСКИЕ УГЛЕВОДОРОДЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И ПОЧВАХ ИМПАКТНОГО КРАТЕРА СИЛЬЯН (ШВЕЦИЯ)

© 2021 г. Ю. И. Пиковский^{a, *}, Н. И. Хлынина^{a, *}, В. Г. Кучеров^{b, **}

^aГеографический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова,
Ленинские горы, 1, Москва, 119899 Россия

^bРоссийский государственный университет нефти и газа
(научно-исследовательский университет) им. И.М. Губкина,
Ленинский просп., 65, Москва, 119991 Россия

*e-mail: lumngu@mail.ru

**e-mail: vladimir.kutcherov@energy.kth.se

Поступила в редакцию 03.04.2020 г.

После доработки 14.08.2020 г.

Принята к публикации 23.12.2020 г.

На основе полученного нового фактического материала рассмотрено распределение полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в литологическом комплексе и почвах на территории импактного кратера Сильян (Скандинавский щит, центральная Швеция). Идентифицировались 10 индивидуальных незамещенных ПАУ, включая дифенил, флуорен, фенантрен, антрацен, пирен, хризен, флуорантен, бенз(а)антрацен, бенз(а)пирен, бенз(ghi)перилен, и сумма замещенных гомологов нафталина. ПАУ анализировались методом “спектроскопии Э.В. Шпольского”. Исследования проводились в краевой части кратера – кольцевой морфоструктурной депрессии и на прилегающих территориях. Депрессия характеризуется следами гидротермальной деятельности и современными нефте- и газопроявлениями. На участке газопоявлений на глубинах 267–485 м в магматическом комплексе горных пород идентифицированы 9 из 11 изучавшихся ПАУ в суммарной концентрации от 20 до 890 мкг/кг. В осадочных породах на глубинах от 10 до 250 м обнаружены только гомологи нафталина, фенантрен и пирен. На участке нефтепроявлений в осадочных породах концентрации ПАУ в 2 раза выше, чем на участке газопоявлений, а их состав (гомологи нафталина, фенантрен, пирен, дифенил, хризен) близок к составу ПАУ в нефти. В целом, в почвах на территории кратера по ПАУ фиксируется ореол рассеяния углеводородов, предположительно обусловленный существованием нефте- и газопоявлений и следами гидротермальной деятельности. Характеристики этого ореола дифференцированы в пространстве и позволяют сделать прогноз проявлений углеводородов на еще неразведанных участках.

Ключевые слова: импактный кратер Сильян, нефте- и газопоявления, полициклические ароматические углеводороды.

DOI: 10.31857/S0024497X2103006X

Полициклические ароматические углеводороды (ПАУ) в природных объектах обладают большим информационным потенциалом. Эти углеводороды имеют глобальное распространение и разный генезис. ПАУ изучаются как геохимические индикаторы литосферных и техногенных потоков углеводородов, трассеры следов их миграции и преобразования в земной коре и в окружающей среде [Геохимия ..., 1996]. Ассоциации индивидуальных ПАУ рассматривались разными авторами как признаки влияния залежей нефти и газа [Пиковский и др., 1991; Calhoum, 1995], как показатели воздействия тепловых потоков на органическое вещество осадочных пород и донных

осадков [Сорокина и др., 1986; Alexander et al., 1986], как индикаторы гидротермальной трансформации рассеянного органического вещества и образования “гидротермальной нефти” [Симонейт, 1986; Simoneit, 1990; Kawka, Simoneit, 1990; Garrigues et al., 1988; Radke, 1988], как признаки ореолов минералообразования и гидротермального изменения горных пород [Флоровская и др., 1968; Каминский и др., 1985; Гептнер и др., 1999; Chernova et al., 1999, 2001; Fetzer et al., 1995]. Соотношения индивидуальных ПАУ используются для характеристики источников антропогенного изменения окружающей среды [Цибарт, Генна-

диев, 2013; Хаустов, Редина, 2017, Константинова и др., 2018].

При широком разнообразии природных условий, в которых изучались ПАУ, практически нет данных об их поведении в таких геологических объектах, как импактные кратеры, представляющие собой кольцевые структуры взрывного типа диаметром от сотен метров до сотен километров, возникшие на Земле в разные геологические эпохи предположительно от ударов крупных космических тел. Следовавшие за ударами взрывы создавали дополнительную сеть разломов и трещин в горных породах, служили локальными источниками тепла, активизировали геодинамическую и гидротермальную деятельность как в момент удара, так и в последующее геологическое время, вплоть до современного [Donofrio, 1998; Osinski et al., 2013].

Импактные кратеры отличает специфическая морфология рельефа, признаки плавления горных пород при высоком давлении. С ними связаны сингенетичные и эпигенетичные месторождения рудных и нерудных полезных ископаемых [Мелош, 1994; Масайтис, 2008]. В импактных кратерах и в их окрестностях открыто более 10 промышленных месторождений нефти и газа, в том числе крупных, приуроченных, к брекчированным осадочным породам и трещиноватым горным породам осадочного чехла и кристаллического фундамента [Kutcherov, Krayushkin, 2010]. С импактными кратерами связывают надежды на открытие новых углеводородных ресурсов на Земле [Donofrio, 1981, 1998; Curtiss, Wavrek, 1998].

Основным источником глобального распространения ПАУ на территории импактных кратеров долго считались лесные пожары [Laflamme, Hites, 1978; Venkatesan, Dahl, 1989]. Повышенное количество углерода, захороненного в горных породах импактных кратеров в интервале времени на границе мелового периода и кайнозойской эры, связывалось с выпадением из атмосферы сажистых частиц в периоды глобальных пожаров, инициированных потоками метеоритов [Wolbach et al., 1988]. В отношении гипотезы пожаров были высказаны большие сомнения. Во-первых, исследования заповедных почв, прошедших пожары, показали, что горение лесов и трав сопровождается значительным рассеянием продуктов горения и эрозией, так что значение долговременной в геологической истории аккумуляции ПАУ, возникавших при пожарах, существенно преувеличено [Цибарт, Геннадиев, 2011]. Во-вторых, на основании исследования морфологии углеродистых частиц и состава ПАУ, в районах импактных кратеров были получены данные, свидетельствующие не о сгорании растительности, а о горении углеводородов [Belcher et al., 2009]. Одна из актуальных задач изучения природы и индикацион-

ной роли ПАУ в импактных кратерах – это изучение всей совокупности геохимических процессов, происходивших в этих структурах в течение их геологической истории.

Цель настоящей работы – рассмотреть литолого-геохимические особенности распределения ПАУ и их возможную природу в крупнейшем в Европе импактном кратере Сильян (центральная Швеция), известном современными проявлениями на его территории нефти, углеводородного газа и следов гидротермальной деятельности. Впервые получен фактический материал по идентификации и количественному анализу незамещенных индивидуальных ПАУ в магматических и осадочных горных породах, слагающих верхнюю 500-метровую часть геологического разреза импактной структуры, а также в почвах вдоль обрамляющей кратер кольцевой депрессии.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ИМПАКТНОГО КРАТЕРА СИЛЬЯН

Геологическое строение и морфоструктура кратера

Импактный кратер Сильян представляет собой кольцевую структуру в центре Скандинавского кристаллического щита, находящуюся среди магматических и метаморфических горных пород архейского и протерозойского возраста. Предположительно, структура возникла после удара о землю крупного болида (рис. 1). Это событие, по данным изотопного анализа, датируется концом девонского периода, 360 млн лет назад [Costano, 1993]. Координаты центра кольцевой структуры: 61° с.ш. и 15° в.д. В центре структуры имеется образовавшееся на месте взрыва морфоструктурно выраженное компенсационное центральное поднятие в виде протерозойского гранитного массива, окруженного тектоническим понижением – кольцевой депрессией, занятой уцелевшими от эрозии останцами нижнепалеозойских осадочных пород, покрывавших ранее всю территорию кратера. Современный диаметр кратера, включая окружающую депрессию, составляет 52 км, диаметр взрывной воронки – 26–34 км, глубина воронки – 3–4 км. Осадочные породы сложены известняками, песчаниками, алевролитами и аргиллитами ордовикского возраста, а также известняками и аргиллитами силурийского возраста. Осадочные породы представляют собой брекчированные блоки с линейным размером от метра до километра, местами с перевернутой стратиграфической последовательностью, с максимальной мощностью, по сейсмическим данным, до 350 м [Collini, 1988]. Ширина выходов осадочных пород – от 9–10 км на западе структуры до 5–7 км на востоке. Осадочные породы по-

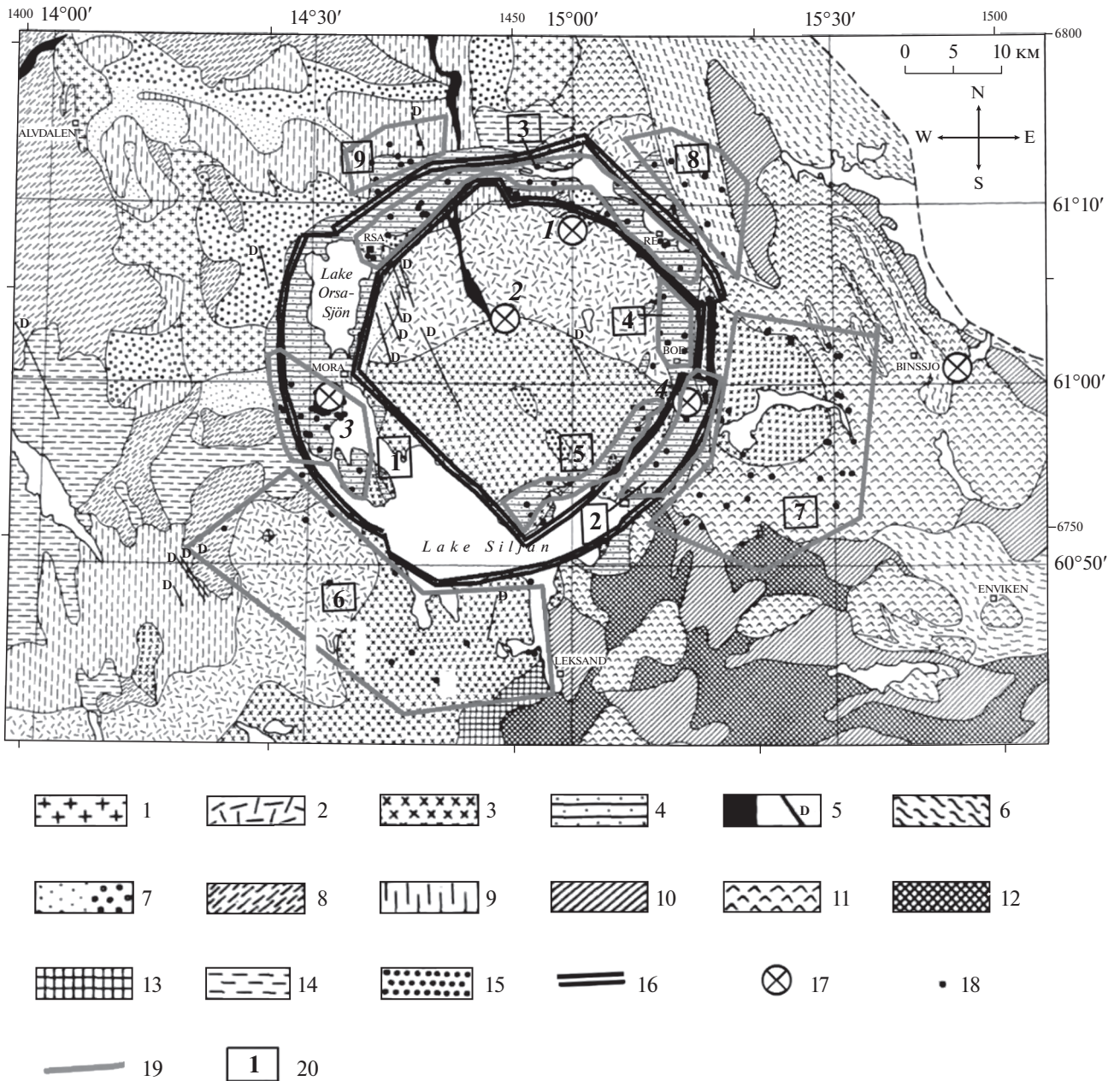


Рис. 1. Геологическое положение и схема опробования территории импактного кратера Сильян (по [Durelius, 1988] с добавлениями).

1–15 – древние образования Скандинавского щита, по [Durelius, 1988]: 1–3, 10, 11 – протерозойские граниты разных типов, 4 – ордовикские и силурийские осадочные породы (песчаники, сланцы, известняки), 5 – дайки диабазов, 6 – мигматиты, 7 – песчаники и конгломераты, 8 – порфиры, 9 – порфириты, 12 – лептиты, 13 – кварциты, 14 – песчаники, 15 – габбро и диориты; 16 – внутренняя и внешняя границы кольцевой депрессии в обрамлении импактного кратера; 17 – глубокие и гидрогеологические скважины: 1 – Gravberg-1, 2 – Stenberg-1, 3 – Мора, 4 – Solberg; 18 – точки отбора почвенных проб; 19 – условные границы участков опробования почв; 20 – номера участков почвенного опробования.

крываются толщей (300 м) четвертичных флювиогляциальных отложений. Современная структура кратера является конечным результатом сложных процессов, которые в настоящее время еще не полностью поняты [Lund et al., 1988]. Кольцевая депрессия входит в систему концен-

трических разломов, с которыми связана последующая активизация тектонических движений.

Кольцевая зона депрессий вокруг поднятого центрального блока кратера представляет собой морфоструктурную границу кратера Сильян. Это наиболее подвижная и, вероятно, самая проница-

мая часть кратера, разбитая поперечными и продольными границами мелких блоков. К кольцевой депрессии с разных направлений подходят поперечные границы морфоструктурных блоков разного ранга. Ориентация этих границ в основном совпадает с ориентацией разломов [Пиковский и др., 2017].

На территории кратера в гранитном блоке на центральном поднятии пробурены две глубокие скважины Gravberg-1 (на северо-востоке) и Stenberg-1 (в центре). В скважине Gravberg-1 глубиной по вертикали 6779 м, геологический разрез полностью состоит из докембрийских кристаллических пород в следующей последовательности: гранит-порфиры (1635 млн лет), граниты Сильян и Ярна (1760–1670 млн лет). Эти породы, в свою очередь, пронизаны более молодыми кварцевыми монзонитами (1450 млн лет) и долеритовыми силлами (970–900 млн лет). По данным бурения, интенсивность разрушения пород сильно варьирует, но обычно уменьшается с глубиной [Costano, 1993].

Гидротермальные явления и нефтегазоносность

Гидротермальные явления. Подобно другим импактным кратерам, в кратере Сильян наблюдаются многочисленные свидетельства гидротермальной деятельности, происходившей как до воздействия болида, так и после космического удара [Kotog et al., 1988]. Эти свидетельства выражены во вторичных минеральных ассоциациях, отлагавшихся в трещинах и полостях горных пород, а также в характере флюидных включений в минералах. До метеоритного удара гидротермальная деятельность возникла в связи с интрузиями гранитов и долеритов, разогревавших вмещающие породы. Следы такой деятельности содержатся в высокотемпературных (до 350–750°C) включениях в зернах гранитов. Наиболее активные гидротермальные процессы происходили в связи с локальным разогревом пород и вод, о чем говорит образование кварцевых жил в блоках осадочной мегабрекчии. Включения низкотемпературных гидротермальных жидкостей в кристаллах, а также особенности деформации пород и минералов со следами флюидных включений указывают, что гидротермальная система была активизирована значительно позднее космического удара [Kotog et al., 1988]. Гидротермальная деятельность на территории кратера Сильян проявилась и в образовании свинцово-цинковых месторождений в восточной (*Boda*) и юго-западной (*Soilerön*) частях кольца депрессий, заполненного палеозойскими осадочными породами. Рудное вещество, судя по изотопным данным, было заимствовано гидротермальными растворами из вмещающих гранитов и осадочных пород [Johansson, 1984]. В ближних окрестностях кратера Си-

льян, в 10 и 15 км юго-восточнее кольцевой депрессии, среди брекчированных протерозойских гранито-гнейсов, амфиболитов и кварцитов образовались медное месторождение Martanberg и никелевое месторождение Slattberg, в которых велась промышленная добыча. Жилы грубокристаллического кальцита, локально развитые кристаллы кварца и выделения битума на этих месторождениях также указывают на события, проявившиеся после возникновения импактного кратера [Wickman, 1994].

Пост-ударные гидротермальные явления на территории кратера Сильян закономерно проявляются в основном в кольцевой депрессии импактного кратера, заполненной раздробленными пачками палеозойских осадочных пород. В этих породах в парагенезисе с гидротермальными минералами находится нефтяной флюид, который перемещается по трещинам или присутствует во флюидных включениях вместе с пузырьками пара и воды [Node et al., 2003]. На внешней границе центрального поднятия гидротермальные минералы представлены в основном кварцем и эпидотом, образующими жилы и заполняющими пустоты в брекчиях, связанных с гранитными породами. С палеозойскими карбонатными породами также связаны кальцитовые, флюоритовые, галенитовые и сфалеритовые жилы.

В зоне нефтепроявлений в восточной части кольцевой депрессии во флюидных включениях, присутствующих в породах и минералах, содержится жидкая нефть. Существуют, по крайней мере, две генерации флюидных включений. Первая представлена в основном водными включениями, которые появляются в виде изолированных групп в кристаллах кальцита и флюорита, а во второй — преобладают нефтяные включения, рассеянные вдоль заживших трещин. Вода и нефть встречаются либо в отдельных включениях одной генерации, либо в виде отдельных фаз в одном и том же включении. Во флюидных включениях в кальците и флюорите углеводороды входят в состав двух- и трехфазной систем. Двухфазная система — это пар-жидкая фаза (вода или нефть), трехфазная — пузырьки пара, вода и нефтяная жидкость. Температуры гомогенизации жидкостных включений соответствуют низкотемпературной гидротермальной системе и характеризуются значениями от 75 до 137°C [Node et al., 2003].

Проявления нефти в пределах восточной части кольцевой структуры Сильян были известны давно. Еще в работах XVIII в. упоминалась ее кустарная добыча из неглубоких колодцев в известняках ордовика на горе Осмунд [Кудрявцев, 1959]. В настоящее время проявления нефти и газа можно наблюдать на востоке кольцевой зоны депрессий в известняковом карьере Солберг. Нефть всплывает над грунтовой водой и держится на глубине

1–1.5 м. Отобрать ее образцы можно из неглубоких скважин, пробуренных в днище карьера. В виде натеков нефть видна в вертикальных трещинах, прослеживающихся на всю высоту обнаженных высоких стенок карьера. Плотность нефти, по данным авторов, составляет 860 кг/м³. По данным [Vierboom et al., 1986], нефть более тяжелая – с плотностью 16°–18° API (около 950 кг/м³).

Проявления углеводородного газа обнаружены при бурении гидрогеологических скважин в зоне депрессии в западной части кратера (район г. Мора). Во многих скважинах газ перенасыщает грунтовые и трещинные воды и выделяется в виде свободного газа. Состав свободного газа (данные авторов): углеводородный (СН₄ – 90–94%, тяжелые углеводороды – 0.0002%, азот 6–9%, гелий 0.01–0.02%) и азотно-углеводородный (СН₄ – 45–65%, тяжелые углеводороды – 0.001–0.12%, азот 34–44%, гелий 0.5–0.8%).

В стволе глубокой скважины Gravberg-1, пробуренной в центральном гранитном блоке, выделения свободного газа отсутствовали. В буровом шламе обнаружено два типа адсорбированного углеводородного газа, связанных с интрузиями долеритов и с гранитами. Высказывалось предположение, что углеводороды здесь образуются в результате реакции типа Фишера–Тропша [Laier, 1988] или в результате деятельности микроорганизмов [Drake et al., 2019]. По данным J. Castaño [1993], в центре кратера отмечаются следовые проявления метана с легким изотопом углерода ($\delta^{13}\text{C} = -60\text{‰}$), а в восточной части, в районе нефтепроявлений, выходы метана с утяжеленным изотопом углерода ($\delta^{13}\text{C} = -45\text{‰}$).

ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования на территории кратера Сильян проводились в основном вдоль широкой кольцевой зоны депрессий, с которой связаны проявления нефти, газа и гидротермального рудообразования. В этой зоне проанализированы образцы керны двух гидрогеологических скважин: “Мора” глубиной 485 м, пробуренной на участке газопроявлений, и “Солберг” глубиной 257 м, пробуренной на участке нефтепроявлений (всего 43 пробы). Кроме того, изучались образцы подзолистых почв, отобранные с глубины 1 м в зоне депрессий и на участках, прилегающих к ее границам с внутренней и внешней сторон кратера (всего 194 пробы). Также исследованы нефть на участке нефтепроявлений в карьере Солберг и образцы шлама из глубокой скважины Stenberg-1 (5 проб).

ПАУ для исследования извлекались нормальным гексаном из воздушно-сухих навесок горных пород и почв, измельченных до 0.25 мм механическим путем при комнатной температуре. Гекса-

новый экстракт представляет собой битумоид, в который переходят углеводороды, в том числе ПАУ, а также смолы и другие легкие гетероатомные соединения. Применение этого растворителя позволяет переходить к анализу ПАУ без дополнительных процедур очистки растворителя, так как гексан одновременно служит матрицей для замороженных молекул ПАУ при анализе методом “спектроскопии Э.В. Шпольского”.

Содержание гексановых битумоидов определяли по модифицированной методике люминесцентно-битуминологического анализа В.Н. Флоровской на анализаторе жидкости “Флюорат-02-2М” (“Люмэкс”, Санкт-Петербург) со сменными светофильтрами.

Идентификация и количественное определение индивидуальных ПАУ осуществлялись в гексановых битумоидах методом “спектроскопии Э.В. Шпольского” – спектрофлуориметрическим анализом в замороженных матрицах *n*-гексана при температуре –196°С [Алексеева, Теплицкая, 1981; Ровинский и др., 1988; Геохимия ..., 1996; Нурмухаметов и др., 2015]. Анализ проводили на установке “Флюорат-Панорама” с дополнительным монохроматором ЛМ-3. Количественный расчет концентраций ПАУ проводили по высоте пиков характеристической длины волны флуоресценции путем сравнения с сертифицированным эталоном SRM 2260a (США), содержащим раствор смеси ПАУ в толуоле.

Выход люминесценции в ультрафиолетовом диапазоне (300–340 нм) измерялся при возбуждении в диапазоне 240–280 нм. Суммарный выход люминесценции в видимой области измерялся в диапазоне длин волн 400–580 нм при возбуждении с максимумом 360 нм. Расчет концентрации вещества в растворе проводили по имеющимся в базе данных эталонам, близким по люминесцентным характеристикам к исследуемым растворам.

Для идентификации выбирались в основном незамещенные ПАУ – как характерные для объектов, подвергавшихся термическому воздействию, что свойственно импактным кратерам в целом и происходившим в них гидротермальным явлениям.

Во всех пробах проводилась идентификация и количественный анализ 11 незамещенных индивидуальных ПАУ, включая сумму алкилзамещенных гомологов 2-ядерного нафталина. ПАУ в сырой нефти идентифицировались в разбавленных растворах в *n*-гексане (до 10⁻⁶ г/мл) аналогично анализу гексановых битумоидов из горных пород и почв. Количественный анализ ПАУ в нефти не проводился.

Изучавшийся комплекс индивидуальных ПАУ и их некоторые люминесцентно-спектральные характеристики приведены в табл. 1.

Таблица 1. Характеристические линии люминесценции (нм) для идентификации исследованных ПАУ [Алексеева, Теплицкая, 1988]

ПАУ	Молекулярная формула	Количество колец в молекуле	Линии возбуждения, ($\lambda_{в}$) нм	Линии флуоресценции, ($\lambda_{фл}$) нм
Гомологи нафталина	$C_{10}H_8$	2	290	320–328
Дифенил	$C_{12}H_{10}$	2	278	315
Флуорен	$C_{13}H_{10}$	3	288	301.6
Фенантрен	$C_{14}H_{10}$	3	255; 293	346
Антрацен	$C_{14}H_{10}$	3	253; 357	377.4
Пирен	$C_{16}H_{10}$	4	337	372
Хризен	$C_{18}H_{12}$	4	269	360.0/360.4
Бенз(а)антрацен	$C_{18}H_{12}$	4	290	383.9
Флуорантен	$C_{16}H_{10}$	4	362	437
Бенз(а)пирен	$C_{20}H_{12}$	5	367	403
Бенз(ghi)перилен	$C_{22}H_{12}$	6	367	419

Все анализы ПАУ выполнены в лаборатории углеродистых веществ биосферы географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.

“Спектроскопия Э.В. Шпольского” была выбрана как наиболее оптимальный метод, который отличается возможностью получать сигналы от целостных индивидуальных молекул, а также возможностью проводить массовые исследования ПАУ в геохимических пробах. Высокая чувствительность и селективность метода позволяют использовать малые навески (до 1–2 г). При этом надежно идентифицируются незамещенные и замещенные индивидуальные ПАУ в минералах, горных породах и почве, начиная с 0.5 нг/г. В разбавленных растворах ПАУ во избежание потерь при предварительной хроматографии применялся способ “спектрального фракционирования” — подбор селективного возбуждения и характеристических линий флуоресценции для каждого индивидуального соединения [Алексеева, Теплицкая, 1981].

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Распределение ПАУ в верхней части геологического разреза импактного кратера Сильян

В табл. 2 приведены данные по распространению битумоидов и ПАУ в керне гидрогеологических скважин “Мора” (на участке газопроявлений) и “Солберг” (на участке нефтепроявлений).

Скважина “Мора” глубиной около 500 м пробурена в западной части кратера, на участке газопроявлений в кольцевой зоне депрессий. В этой и соседних скважинах грунтовые и трещинные воды насыщены растворенным углеводородным газом, выделяющимся на поверхности в свободном

виде. В интервале 10–250 м скважина прошла осадочные породы — пачку известняков и аргиллитов ордовика и силура, а ниже (267–485 м) — докембрийские магматические породы (порфириды и габбро-нориты). Общая концентрация битумоидов и ПАУ в осадочных породах значительно выше по сравнению с теми же компонентами в магматических породах. В то же время, состав индивидуальных ПАУ в магматических породах разнообразнее, чем в осадочных породах.

В магматических породах с частотой 80% и более обнаруживаются гомологи нафталина, фенантрен, пирен, хризен. Идентифицированы также флуорен, дифенил, флуорантен, бенз(ghi)перилен, которые встречались в исследованных пробах с частотой 21–64%. В единичной пробе идентифицирован бенз(а)антрацен. Доля флуорантена в габброидах и порфиридах составляет от 19 до 38% суммы ПАУ, а доля дифенила в отдельных пробах достигает 20–72%. В осадочных породах с частотой более 80% встречаются только гомологи нафталина и фенантрен. Пирен и хризен идентифицированы в 50–67% проб. Только в 2 пробах из 12 обнаружены флуорен, бенз(а)антрацен, бенз(а)пирен, бенз(ghi)перилен в количествах 1–2 мкг/кг породы. Дифенил и флуорантен в осадочных породах не обнаружены.

Скважина “Солберг” пробурена в восточной части кольцевой депрессии, на участке нефтепроявлений. Скважина прошла по известнякам, аргиллитам и брекчиям ордовикского возраста и на глубине 298.5 м вскрыла граниты. В осадочных породах из скважины “Солберг” содержание битумоидов выше, чем в осадочных породах из скважины “Мора” более чем на порядок величины, а концентрация ПАУ больше в 2 раза. Чаше всего (71–100% случаев) в осадочных породах скважи-

Таблица 2. Распределение ПАУ в верхней части геологического разреза импактного кратера Сильян (мкг/кг)

Параметры	Гексановый бипумоид, мг/кг	Сумма ПАУ	Гомологи нафталина	Дифенил	Флуорен	Фенантрен	Антрацен	Пирен	Хризен	Флуорантен	Бенз(а)антрацен	Бенз(а)пирен	Бенз(ghi)перилен
Скважина “Мора” (газовое поле)													
Глубины 10–246 м, осадочные породы, 12 проб													
min	9	1200	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
max	2010	16600	8100	0	2	16300000	0	30	140	0	2	1	1
me	400	5800	400	0	0	2400	0	2	4	0	0	0	0
N, %	100	100	100	0	8	83	0	67	50	0	17	8	17
Глубины 267–485 м, магматические породы, 14 проб													
min	7	20	3	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
max	315	890	680	50	4	820	0	10	8	200	2	0	2
me	75	230	20	1	3	170	0	2	2	0	0	0	1
N, %	100	100	93	50	21	79	0	100	86	43	7	0	64
Скважина “Солберг” (нефтяное поле)													
Глубины 10–257 м, осадочные породы, 17 проб													
min	700	1600	300	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
max	36000	76600	324000	25900	0	17500	–	300	2500	70	1	0	940
me	5400	7000	2300	0	0	1600	0	3	0	0	0	0	0
N, %	100	100	100	47	0	82	18	71	29	18	24	0	18

Примечания. min – минимальное значение; max – максимальное значение; me – медиана; N – частота встречаемости данного соединения в % к общему количеству проб; 0 – соединение не идентифицировано или его концентрация ниже 1 мкг/кг.

ны “Солберг” встречались гомологи нафталина, фенатрен и пирен. В 50% проб обнаруживается дифенил, в 29% проб – хризен. В 3–4 пробах из 17 идентифицированы флуорантен, бенз(а)антрацен, бенз(ghi)перилен, антрацен. В нефти этого участка идентифицированы гомологи нафталина, фенантрен, антрацен, пирен, хризен, бенз(а)антрацен, бенз(ghi)перилен. В целом, состав ПАУ в керне скважины “Солберг” схож с составом ПАУ нефти этого участка. В частности, антрацен, присутствующий в составе нефти, идентифицирован только в отдельных пробах породы из “нефтяной” скважины “Солберг”, но ни разу не встретился в породах из “газовой” скважины “Мора”.

Распределение ПАУ в почвах на территории импактного кратера Сильян

Анализ образцов почв на территории кратера Сильян, проводившийся ранее (еще до начала глубоко бурения), показал, что вблизи поверхности существует геохимический ореол с четкими следами в почвах метана и тяжелых углеводородов. Газовый ореол совпадает с распространени-

ем ванадия и никеля в почве и лишь частично – с осадочными породами, залегающими в кольцевой зоне депрессий. Характер ореола указывает на его связь с миграционными процессами в глубоких частях структуры импактного кратера [Karlsson, 1988].

Для изучения возможных миграций ПАУ из литологического комплекса кратера к поверхности и закрепления их в почвах как на сорбционном барьере было проведено площадное изучение ПАУ в почвах кольцевой зоны депрессий и на смежных с нею территориях. Образцы почв отбирались с глубины 1 м ручным буром.

Минеральная часть подзолистых почв и почвообразующих наносов представлена в основном флювиогляциальными песками и легкими суглинками, покрывающими подстилающие коренные магматические и осадочные породы. Содержание органического углерода в 70% исследованных проб было менее 1%. Сингенетичное образование ПАУ в таких объектах не представляется возможным. Источники повсеместного техногенного поступления ПАУ в почвы на данной территории отсутствуют.

Таблица 3. Характеристика участков почвенного опробования

№ участка	Положение участка	Подстилающие коренные породы	Геохимические особенности участка
1	Зона депрессий, западный блок (район г. Мора)	Известняки и сланцы ордовика и силура	Проявления свободного и растворенного углеводородного газа. Гидротермальные рудопроявления
2	Зона депрессий, юго-восточный блок (от Ратвика до Солберг)	Известняки ордовика	Проявления нефти на уровне грунтовых вод и в трещинах по стенкам карьера (“нефтяной участок”)
3	Зона депрессий, северные блоки (от Оре до Орсы)	Песчаники, сланцы, известняки ордовика и силура	Не разведан
4	Внутренняя восточная граница центрального блока и зоны депрессий (г. Бода)	Осадочные породы ордовика и силура, граниты центрального блока	Гидротермальные рудопроявления, старые указания на проявления нефти на горе Осмундберг
5	На востоке зоны депрессий	Осадочные породы ордовика и силура	Примыкает с юго-запада к “нефтяному участку”
6	Внешние блоки, примыкающие с юго-запада и юга к зоне депрессий	Протерозойские граниты	Участок примыкает с юга к оз. Сильян, в котором наблюдались проявления газа
7	Внешние блоки, примыкающие с востока и юго-востока к зоне депрессий	Протерозойские граниты	Вблизи участка имеются месторождения меди и никеля
8	Внешний блок северо-восточнее зоны депрессий	Мигматиты	Не разведан
9	Внешний блок северо-западнее зоны депрессий	Порфириты и осадочные породы ордовика и силура	Не разведан

В битумоидах, извлеченных из почв гексаном, идентифицированы все индивидуальные ПАУ, которые затем исследовались.

В почвах на изученной территории импактного кратера Сильян ПАУ распространены крайне неравномерно. Суммы идентифицированных ПАУ в пробах почв изменяются в пределах четырех числовых порядков: от 8 до 5800 мкг/кг, их средние содержания по участкам – от 157 до более 1800 мкг/кг, а индивидуальные ПАУ содержатся в почве в концентрациях от единиц и меньше до 5700 мкг/кг.

Самые распространенные ПАУ в почвах – гомологи нафталина (встречаются в 100% проб) и фенантрен (встречается в 88–100% проб).

Следующие по частоте обнаружения ПАУ в почвах – дифенил и флуорен (43–90% проб), пирен (30–82% проб), хризен (27–63% проб) и бенз(ghi)перилен (10–64% проб).

На распределение ПАУ в почвах могут влиять: положение участка в структуре кратера, состав подстилающих коренных пород, а также эпигенетические геохимические процессы, происходив-

шие на территории кратера в течение его геологической истории. Для лучшего понимания полученных данных территория опробования была поделена на 9 участков, различающихся положением в блоковой структуре кратера, типом подстилающих коренных горных пород и особенностями проявлений нефти, углеводородного газа и гидротермальных руд (табл. 3). Данные, приведенные в табл. 4, показывают, что частота обнаружения того или иного индивидуального ПАУ и его концентрация в почве не связаны ни с положением участка опробования в структуре кратера, ни с типом подстилающих коренных пород.

Участок 1 с газопроявлениями и примыкающий к нему внешний участок 6, по распространению индивидуальных ПАУ в почвах, практически идентичны. Наиболее часто (63–68% проб), после фенантрена и гомологов нафталина, в почвах распространены флуорен и хризен.

Участки 2, 5 и 7, объединенные в “нефтяное поле”, характеризуются превышением средних концентраций фенантрена, гомологов нафталина и суммы ПАУ над соответствующими углеводоро-

Таблица 4. Окончание

	Положение в кратере участок (см. рис. 1)	Кольцевая депрессия					Внутренние блоки				Внешние блоки						
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
ПАУ, мкг/кг	подстилающие породы	ослоянцы	ослоянцы	ослоянцы	ослоянцы	ослоянцы	граниты	граниты	граниты	граниты	граниты	граниты	граниты	граниты	граниты	порфиры, ослоянцы	
		60	23	23	10	7	19	33	11	8							
		число проб															
Флуорантен	Частота обнаружения, %	20	9	17	0	0	21	15	18	43							
	Мин-макс	0-24	0-11	0-70	0	0	0-840	0-53	0-64	0-53							
	Среднее	2	0.5	4	0	0	48	3	8	14							
	Стандартное отклонение	5.6	2	14	0	0	187	10	19	21							
Хризен	Частота обнаружения, %	63	35	57	30	57	63	55	27	43							
	Мин-макс	0-13	0-38	0-58	0-4	0-5	0-5	0-8	0-4	0-4							
	Среднее	1.7	5	4	1	2	2	2	1	1							
	Стандартное отклонение	2.6	11	12	1.3	2	2	2	2	2							
Бенз(а)антрацен	Частота обнаружения, %	8	22	17	0	7	5	67	0	0							
	Мин-макс	0-6	0-4	0-15	0	0-1	0-1	0-7	0	0							
	Среднее	0.1	0.6	1	0	0	0	0	0	0							
	Стандартное отклонение	0.8	1.2	3	0	0	0	1	0	0							
Бенз(а)пирен	Частота обнаружения, %	2	9	0	0	7	5	0	0	0							
	Мин-макс	0-1.7	0-0.7	0	0	0-1	0-1	0	0	0							
	Среднее	0.07	0.11	0	0	0	0	0	0	0							
	Стандартное отклонение	0.2	0.2	0	0	0	0	0	0	0							
Бенз(ghi)перилен	Частота обнаружения, %	37	30	43	10	43	53	27	64	25							
	Мин-макс	0-2.6	0-3	0-2	0-2	0-2	0-2	0-2	0-4	0-2							
	Среднее	0.5	0.5	1	0	1	1	0	1	0							
	Стандартное отклонение	0.6	0.8	1	0	1	1	1	1	1							
Сумма 11 ПАУ	Мин-макс	8-1283	38-4670	16-1960	108-2500	31-3172	24-1141	21-1931	37-1412	287-5772							
	Среднее	157	906	362	798	549	291	281	376	1874							
	Стандартное отклонение	240	1240	487	820	1072	307	404	362	1826							
	Мин-макс	6-400	15-416	12-370	39-270	15-120	10-390	9-300	15-108	50-200							
Гексановый битумоид, мг/кг	Среднее	56	92	91	120	52	102	87	59	139							
	Стандартное отклонение	68	84	81	89	35	90	76	24	48							
	Примечание. 0 – концентрация меньше 1 мкг/кг.																

дами “газового поля” в 6 раз, а средние концентрации дифенила, флуорена, пирена и хризена — в 3–4 раза. В почвах “нефтяного поля” наиболее высокая частота встречаемости после фенантрена и гомологов нафталина наблюдается у пирена (71–79%).

Участок 4, находящийся на границе центрального гранитного блока и кольцевой депрессии, характеризуется следами активной гидротермальной деятельности. В почвах этого участка, наряду с фенантеном и гомологами нафталина, почти повсеместно присутствуют флуорен (90% проб) и дифенил (80% проб). Распространение каждого из других ПАУ не превышает 30% изученных проб.

В северных блоках кольцевой депрессии (участок 3) и примыкающего к нему с северо-востока внешнего участка 8, помимо фенантрена и гомологов нафталина, наиболее широкое распространение имеют пирен (74–82%) и флуорен (61–72%). Особенностью почв северо-западного участка 9 являются самые высокие в кратере концентрации фенантрена (в среднем 1804, максимально 5702 мкг/кг), на порядки превышающие концентрации других ПАУ. Другие ПАУ — гомологи нафталина, флуорен, дифенил, флуорантен, пирен и хризен — встречаются с одинаковой частотой (по 43%), со средними концентрациями от 1–3 до 14–28 мкг/кг.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Неравномерность распределения ПАУ в верхней части геологического разреза кратера Сильян и более широкое разнообразие индивидуальных молекул этих углеводородов в магматических породах, по сравнению с осадочными породами, позволяют судить о миграционном характере ПАУ в породах импактного кратера. В пользу этого вывода свидетельствует обнаружение ПАУ в нижних глубоких слоях кратера, вскрытых глубокой скважиной Stenberg-1.

В осадочных породах, в связи с их более высокой пористостью и сорбционной способностью общее количество битуминозных веществ и ПАУ значительно выше, чем в магматических породах.

Таким образом, можно предположить, что носителями ПАУ являются: в газовом поле — преимущественно газ, а в нефтяном поле — преимущественно компоненты нефти, которые при приближении к поверхности “утяжеляются”, всплывают и концентрируются над грунтово-трещинными водами.

В исследованных образцах почв кратера Сильян установлены как общие черты, так и различия в характере распределения индивидуальных ПАУ на участках с проявлениями углеводородного

газа, нефти и следами гидротермальной деятельности. Общие черты — это повсеместное присутствие в почвах фенантрена и гомологов нафталина, с подавляющей среди идентифицированных ПАУ концентрацией фенантрена. Различия заключаются в характере распределения других ПАУ на участках с разными особенностями происходивших геохимических процессов. В целом можно заключить, что ПАУ в почвах на территории кратера подтверждают наличие крупного ореола рассеяния углеводородов, обусловленного существованием нефти и газа в недрах, и процессов современной миграции углеводородов. По всей видимости, основным каналом миграции флюидов служит кольцевая зона депрессий, выраженная широкой мелкоблоковой морфоструктурной границей кратера.

О происхождении нефти в импактном кратере Сильян имеются разные точки зрения. Чаще всего ссылаются на работу F. Vierboom с соавторами [Vierboom et al., 1986], в которой тщательно исследованы сама нефть и вмещающие ее породы. На основании стабильных изотопов углерода и терпеноидных биомаркеров в “незрелых” ордовикско-силурийских сланцах, а также нахождения там же “более зрелой” нефти, авторы заключают, что локальное тепловое воздействие космического удара привело к геологическому мгновенному “созреванию” органического вещества в материнской породе и к быстрой генерации и миграции нефти. Эта гипотеза не убедительна, так как авторы анализировали осадочные породы и нефть в зоне ореола рассеяния углеводородов, где сходство компонентов органического вещества пород с компонентами нефти является предопределенным.

Другая точка зрения о мантийном происхождении современных выходов углеводородов в кратере также не нашла убедительных доказательств. Так, например, ссылаются на изотопный анализ гелия, полученного из глубокой скважины, который указывает на его коровое происхождение. Некоторые авторы считают, что образование нефти можно объяснить процессами, происходящими внутри коры, без привлечения мантийного вклада [Kotog et al., 1988]. В любом случае существование в настоящее время подтоков к поверхности свободной, мало деградированной нефти и углеводородного газа, образованных 300–400 млн лет назад в полностью эродированных впоследствии породах, необъяснимо ни с геологической, ни с геохимической точек зрения.

Наиболее вероятным источником углеводородов в кратере Сильян остается считать геологически недавнюю гидротермальную деятельность в недрах, следы которой отмечаются в виде нефтяных включений в кристаллах минералов. Можно наблюдать, что в настоящее время постоянно

идет подток углеводородов из глубин кратера с образованием широкого геохимического ореола. Полициклические ароматические углеводороды трассируют этот ореол как в горных породах, так и в почвах. Контрастная неоднородность распределения одних и тех же ПАУ как в керне скважин, так и в почвах показывает, что эти вещества не были изначально присущи вмещающей среде.

В наиболее широкой юго-западной части зоны депрессий спонтанно мигрируют к поверхности, в основном, газовые компоненты флюида, которые выносят легкие битуминозные вещества и ПАУ. В водонасыщенной шапке осадочных пород состав ПАУ становится беднее, так как они частично рассеиваются в трещинных и грунтовых водах. Тем не менее, в почвах остаются специфические признаки, характерные только для газовых геохимических полей. Наиболее распространенные ПАУ на участке газопроявлений – флуорен и хризен. В восточной, наиболее узкой части депрессии нефть вместе с газом выжимается к поверхности. Газ, по-видимому, без следа уходит в атмосферу, а нефть удерживается осадочными породами. Снизу и почти до земной поверхности битумоид и ПАУ хорошо коррелируются, это позволяет предположить, что ПАУ мигрируют в растворенном в нефти состоянии. Специфические признаки ПАУ в почве на участках с нефтепроявлениями выражены в наиболее широком распространении пирена и флуорена, а также в аномальных концентрациях фенантрена. В почвах этой же геодинамической зоны хорошо выражена связь распространения ПАУ со следами гидротермальной деятельности. Таким образом, геохимия ПАУ в импактных кратерах – хороший инструмент для индикации потоков углеводородов в земной коре.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные сведения показывают, что импактные кратеры можно рассматривать как каналы углеводородной дегазации Земли и как перспективные объекты для поисков нефтегазовых скоплений. Маловыразительные в этом отношении результаты глубокого бурения в кратере Сильян можно объяснить неудачным расположением скважин. Они были пробурены не в проницаемых зонах, благоприятных для миграции углеводородов, а в плотном гранитном массиве, где отсутствовали флюидопроводящие каналы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеева Т.А., Теплицкая Т.А. Спектрофлуориметрические методы анализа ароматических углеводородов в природных средах. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 215 с.

Геохимия полициклических ароматических углеводородов в горных породах и почвах. М.: Изд-во МГУ, 1996. 192 с.

Гептнер А.Р., Алексеева Т.А., Пиковский Ю.И. Полициклические ароматические углеводороды в вулканических породах и гидротермальных минералах Исландии // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 6. С. 619–631.

Каминский Ф.В., Кулакова И.И., Оглоблина А.И. О полициклических ароматических углеводородах в карбонадо и алмазе // Докл. АН СССР. 1985. Т. 283. № 4. С. 985–988.

Константинова Е.Ю. и др. Полициклические ароматические углеводороды в почвах промышленных и селитебных зон Тюмени // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 8. С. 66–79.

Кудрявцев Н.А. Нефть, газ и твердые битумы в изверженных и метаморфических породах // Труды ВНИГРИ. Вып. 142. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 278 с.

Масайтис В.Л. Минерагенические следствия притока космического вещества // Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том “Минерагения”. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. С. 249–260.

Мелош Г. Образование ударных кратеров. Геологический процесс. М.: Мир, 1994. 336 с.

Нурмухаматов Р.Н., Нерсесова Г.Н., Уткина Л.Ф. Аналитические применения тонкоструктурных спектров люминесценции сложных органических молекул при низких температурах // Проблемы аналитической химии. Т. 19. Люминесцентный анализ / Под ред. Г.И. Романовской. М.: Наука, 2015. С. 50–83.

Пиковский Ю.И., Оглоблина А.И., Шепелева Н.Н., Бугарь Н.Ю. Выявление признаков нефтегазоносности по комплексу полициклических ароматических УВ // Геология нефти и газа. 1991. № 7. С. 22–26.

Пиковский Ю.И., Гласко М.П., Кучеров В.Г. Блоковая структура и нефтегазоносность импактного кратера Сильян // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 2. С. 243–249.

Ровинский Ф.Я., Теплицкая Т.А., Алексеева Т.А. Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводородов. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 224 с.

Симонейт Б.Р.Т. Созревание органического вещества и образование нефти: гидротермальный аспект // Геохимия. 1986. № 2. С. 236–254.

Сорокина Т.С., Кодина Л.А., Галимов Э.М. Геохимия полициклических ароматических углеводородов в осадочных отложениях с различным тепловым режимом // Геохимия. 1986. № 11. С. 1650–1659.

Флоровская В.Н., Зезин Р.Б., Овчинникова Л.И. и др. Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. М.: Наука, 1968. 252 с.

Хаустов А.П., Редина М.М. Геохимические маркеры на основе соотношений концентраций ПАУ в нефти и нефтезагрязненных объектах // Геохимия. 2017. № 1. С. 57–67.

Цибарт А.С., Геннадиев А.Н. Ассоциации полициклических ароматических углеводородов в пройденных пожарами почвах // Вестник МГУ. 2011. Сер. 5. География. № 3. С. 13–20.

- Цибарт А.С., Геннадиев А.Н.* Полициклические ароматические углеводороды в почвах: источники, поведение, диагностическое значение (обзор) // Почвоведение. 2013. № 7. С. 788–802.
- Alexsander R., Strachan M.G., Kagi R.I., Van Bronswijk W.* Heating rate effects on aromatic maturity indicators // *Org. Geochem.* 1986. V. 10. P. 997–1003.
- Belcher C.M., Finch P., Collinson M. E., Scott A.C., Grassineau N.V.* Geochemical evidence for combustion of hydrocarbons during the K-T impact event // *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 2009. V. 106. P. 4112–4117.
- Calhoun G.G.* Fluorescence analysis can identify movable oil in self-sourcing reservoirs // *Oil & Gas J.* 1995. V. 93(23). P. 39–42.
- Castaño J.R.* Prospects for commercial abiogenic gas production: implications from the Siljan Ring area, Sweden // *The future of energy gases* / Ed. D.G. Howell. Washington: U.S. Geological survey professional paper 1570, 1993. P. 133–154.
- Chernova T.G., Paropkari A.L., Pikovskii Yu.I., Alekseeva T.A.* Hydrocarbons in the Bay of Bengal and Central Indian Basin bottom sediments: indicators of geochemical processes in the lithosphere // *Mar. Chem.* 1999. V. 66. P. 231–243.
- Chernova T.G., Rao P.S., Pikovskii Yu.I. et al.* The composition and the source of hydrocarbons in sediments taken from the tectonically active Andaman Backarc Basin, Indian Ocean // *Mar. Chem.* 2001. V. 75. P. 1–15.
- Collini B.* Geological Setting of the Siljan Ring Structure // *Deep Drilling in Crystalline Bedrock. V. 1. The Deep Gas Drilling in the Siljan Impact Structure, Sweden and Astroblemes* / Eds A. Boden, K.G. Eriksson. Berlin: Springer-Verlag, 1988. P. 349–364.
- Curtiss D.K., Wavrek D.A.* Hydrocarbons in Meteorite Impact Structures: Oil Reserves in the Ames Feature // *JOM.* 1998. V. 50(12). P. 35–37.
- Drake H., Roberts N.M.W., Heim C. et al.* Timing and origin of natural gas accumulation in the Siljan impact structure, Sweden // *Nat. Commun.* 2019. V. 10. 4736.
- Donofrio R.R.* Impact craters: implications for basement hydrocarbon production // *J. Pet. Geol.* 1981. V. 3(3). P. 279–302.
- Donofrio R.R.* North American impact structures hold giant field potential. // *Oil & Gas J.* 1998. V. 96(19). P. 69–83.
- Durelius D.* The Gravity Field of the Siljan Ring Structure // *Deep Drilling in Crystalline Bedrock. V. 1. The Deep Gas Drilling in the Siljan Impact Structure, Sweden and Astroblemes* / Eds A. Boden, K.G. Eriksson. Berlin: Springer-Verlag, 1988. P. 85–94.
- Fetzer J.C., Simoneit B.R.T., Budzinski H. et al.* Identification of Large PAHs in Bitumens from Deep-Sea Hydrothermal Vents // 15th International Symposium on Polycyclic Aromatic Compounds PAC Chemistry, Biology and Environmental Impact, Italy, 19–22 Sept. 1995. Abstracts. P. 119.
- Garrigues P., De Sury R., Angelin M.L., Bellocq J., Oudin J.L., Ewald M.* Relation of the methylated aromatic hydrocarbon distribution pattern to the maturity of organic matter in the ancient sediments from the Mahakam Delta // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1988. V. 52(2). P. 375–384.
- Hode T., Dalwigk I.V., Broman C.* A Hydrothermal System Associated with the Siljan Impact Structure, Sweden // *Implications for the Search for Fossil Life on Mars* // *Astrobiology.* 2003. V. 3(2). P. 271–289.
- Johansson A.* Geochemical studies on the Boda Pb–Zn deposit in the Siljan astrobleme. Central Sweden // *GFF.* 1984. V. 106. P. 15–25.
- Karlsson P.O.* Preparatory Investigation – an Overview // *Deep Drilling in Crystalline Bedrock. V. 1. The Deep Gas Drilling in the Siljan Impact Structure, Sweden and Astroblemes* / Eds A. Boden, K.G. Eriksson. Berlin: Springer-Verlag, 1988. P. 10–17.
- Kawka O.E., Simoneit B.R.T.* Polycyclic aromatic hydrocarbons in hydrothermal petroleum from the Guaymas Basin spreading center // *Appl. Geochem.* 1990. V. 5. P. 17–27.
- Komor S.C., Valley J.W., Brown P.E., Collini B.* Fluid Inclusions in Granite from the Siljan Ring Impact Structure and Surrounding Regions // *Deep Drilling in Crystalline Bedrock. V. 1. The Deep Gas Drilling in the Siljan Impact Structure, Sweden and Astroblemes* / Eds A. Boden, K.G. Eriksson. Berlin: Springer-Verlag, 1988. P. 180–208.
- Kutcherov V.G., Krayushkin V.A.* Deep-seated abiogenic origin of petroleum: From geological assessment to physical theory // *Rev. Geophys.* 2010. V. 48. P. 1–30.
- Laflamme R., Hites R.* The global distribution of polycyclic aromatic hydrocarbons in recent sediments // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1978. V. 42. P. 289–303.
- Laier T.* Light Hydrocarbons in Drill Cuttings from the Gravberg-1 Borehole // *Deep Drilling in Crystalline Bedrock. V. 1. The Deep Gas Drilling in the Siljan Impact Structure, Sweden and Astroblemes* / Eds A. Boden, K.G. Eriksson. Berlin: Springer-Verlag, 1988. P. 140–147.
- Lund C.E., Roberts R.G., Dahl-Jensen T. et al.* Deep Crustal Structure in the Vicinity of the Siljan Ring // *Deep Drilling in Crystalline Bedrock. V. 1. The Deep Gas Drilling in the Siljan Impact Structure, Sweden and Astroblemes* / Eds A. Boden, K.G. Eriksson. Berlin: Springer-Verlag, 1988. P. 355–364.
- Osinski G.R., Tornabene L.L., Banerjee N.R. et al.* Impact generated hydrothermal systems on Earth and Mars // *Icarus.* 2013. V. 224. P. 347–363.
- Radke M.* Application of aromatic compounds as maturity indicators in source rocks and crude oil // *Mar. Pet. Geol.* 1988. V. 5. P. 224–236.
- Simoneit R.T.* Petroleum generation, an easy and widespread process in hydrothermal systems: an overview // *Appl. Geochem.* 1990. V. 5. P. 3–15.
- Venkatesan M.I., Dahl J.* Organic geochemical evidence for global fires at the Cretaceous/Tertiary boundary // *Nature.* 1989. V. 338. P. 57–60.
- Vlierboom F.W., Collini B., Zumberge J.E.* The occurrence of petroleum in sedimentary rocks of the meteor impact crater at Lake Siljan, Sweden // *Org. Geochem.* 1986. V. 10(1–3). P. 153–161.
- Wickman F.E.* The Siljan ring impact structure: Possible connections with minor ores in its neighborhood // *GFF.* 1994. V. 116(3). P. 145–146.
- Wolbach W.S., Gilmour I., Anders E. et al.* Global fire at the Cretaceous–Tertiary boundary // *Nature.* 1988. V. 334. P. 665–669.

Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in Rocks and Soils of the Impact Crater Siljan (Sweden)

Yu. I. Pikovsky^{1,*}, N. I. Khlynina^{1,*}, V. G. Kutcherov^{2,**}

¹*Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119899 Russia*

²*Gubkin University (Research University), Leninsky prosp., 65, Moscow, 119991 Russia*

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

***e-mail: vladimir.kutcherov@energy.kth.se*

Based on the new data obtained, the distribution of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in the lithological complex and soils on the territory of the Siljan impact crater (Scandinavian shield, central Sweden) is considered. Ten individual unsubstituted PAHs were identified, including diphenyl, fluorene, phenanthrene, anthracene, pyrene, chrysene, fluoranthene, benzo(a)anthracene, benzo(a)pyrene, benzo(ghi)perylene, and a number of substituted naphthalene homologues. PAHs were analyzed by the spectroscopy method of E.V. Shpolsky. The studies were carried out in the edge of the crater – an annular morphostructural depression and in the adjacent territories. The depression is characterized by traces of hydrothermal activity and modern oil and gas seepages. In the area of gas seepage at depths of 267–485 m in the igneous complex of rocks, 9 out of 11 studied PAHs were identified in a total concentration of 20 to 890 µg/kg. In sedimentary rocks at depths from 10 to 250 m, only homologues of naphthalene, phenanthrene, and pyrene were found. In the area oil seepage in sedimentary rocks, the concentration of PAHs is 2 times higher than in the area of gas seepage, and their composition (naphthalene homologues, phenanthrene, pyrene, diphenyl, chrysene) is close to the composition of PAHs in oil. In general, in the soils on the territory of the crater, according to PAHs, a scattering halo of hydrocarbons is recorded, presumably due to the existence of oil and gas seepages and traces of hydrothermal activity. The characteristics of this halo are differentiated in space, and make it possible to predict hydrocarbon seepages in undiscovered areas.

Keywords: Siljan impact crater, oil and gas occurrences, polycyclic aromatic hydrocarbons.

УДК 553.323+550.42:553.3/.9

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА КАРБОНАТОВ МАРГАНЦА ПОРОЖИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

© 2021 г. В. Н. Кулешов^{a, *}, Л. И. Свиридов^{b, **}, О. Л. Петров^a

^aГеологический институт РАН, Пыжжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^bСибирский федеральный университет (Институт нефти и газа),
Свободный просп., 82, стр. 6, Красноярск, 660041 Россия

*e-mail: vnkuleshov@mail.ru

**e-mail: Sviridov@sfu-kras.ru

Поступила в редакцию 05.06.2020 г.

После доработки 02.07.2020 г.

Принята к публикации 14.08.2020 г.

Изучен химический и изотопный состав карбонатных и оксидных руд марганца и вмещающих доломитов Порожинского месторождения. Карбонаты марганца характеризуются низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от -19.0 до -8.4% , PDB) и $\delta^{18}\text{O}$ (от 8.8 до 27.3% , SMOW). Эти данные свидетельствуют об участии в их образовании изотопно-легкого углерода окисленного органического вещества, а вода рудоотлагающих растворов имела, по всей видимости, метеорное происхождение. Вмещающие доломиты (подъемская свита, чапская серия) характеризуются более тяжелым изотопным составом углерода (2.3 – 2.6%) и кислорода (22.5 – 31.3%), которые свойственны морским осадочным карбонатам позднепротерозойского бассейна седиментации. Существенная роль в рудогенезе марганца принадлежит простейшим организмам; в карбонатах и оксидах марганца сохранились микробиальные структуры.

Ключевые слова: марганцевые руды, карбонаты, оксиды, изотопный состав, углерод, кислород, карстовые депрессии, Енисейский кряж.

DOI: 10.31857/S0024497X21010055

Порожинское месторождение марганца является одним из наиболее крупных в России (с общими запасами 29.46 млн т [Государственный ..., 2019]) и находится в северо-западной части Енисейского кряжа, в 650 км к северу от г. Красноярска (рис. 1, врезка). В геологическом отношении оно расположено в пределах Вороговского прогиба неопротерозойского заложения [Мстиславский, Потконен, 1990; Sovetov, Le Heron, 2016; Вишневецкая и др., 2017].

С момента выявления ореолов марганцевого оруденения (1974 г.) в пределах Вороговского прогиба в результате поисковых (1976–1982 гг.) и предварительных разведочных работ (1982–1984 гг., Моховой и Порожинский участки) получен огромный фактический материал по геологии, минералогии и геохимии руд марганца этого месторождения. В то же время, с научной точки зрения, оно изучено далеко не полно. Это касается, прежде всего, детальных изотопных исследований, которые здесь до сих пор не проводились. Имеющиеся в научной литературе данные по изотопному составу углерода и кислорода дают лишь общее

представление о распределении величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатных и карбонатно-оксидных рудах марганца этого месторождения [Рахманов и др., 1994; Кулешов, 2018].

В настоящей работе приводятся новые данные по химическому и изотопному ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) составу карбонатов марганца и вмещающих доломитов подъемской свиты Порожинского месторождения. Показана роль органического вещества (ОВ) в образовании руд марганца; выявлены особенности микроструктуры рудного вещества (в сканирующем электронном микроскопе).

ОБЩИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

Геологическое строение района месторождения изучено достаточно хорошо. Здесь в период 1978–1990 гг. Порожинской поисковой партией (ГСЭ ПГО “Красноярскгеология”) проведены детальные работы по поиску и разведке залежей руд марганца с подсчетом запасов. После небольшого перерыва, в 1995 г. под руководством Г.В. Горшко-ва (ГРК “Плутон”) были возобновлены геолого-

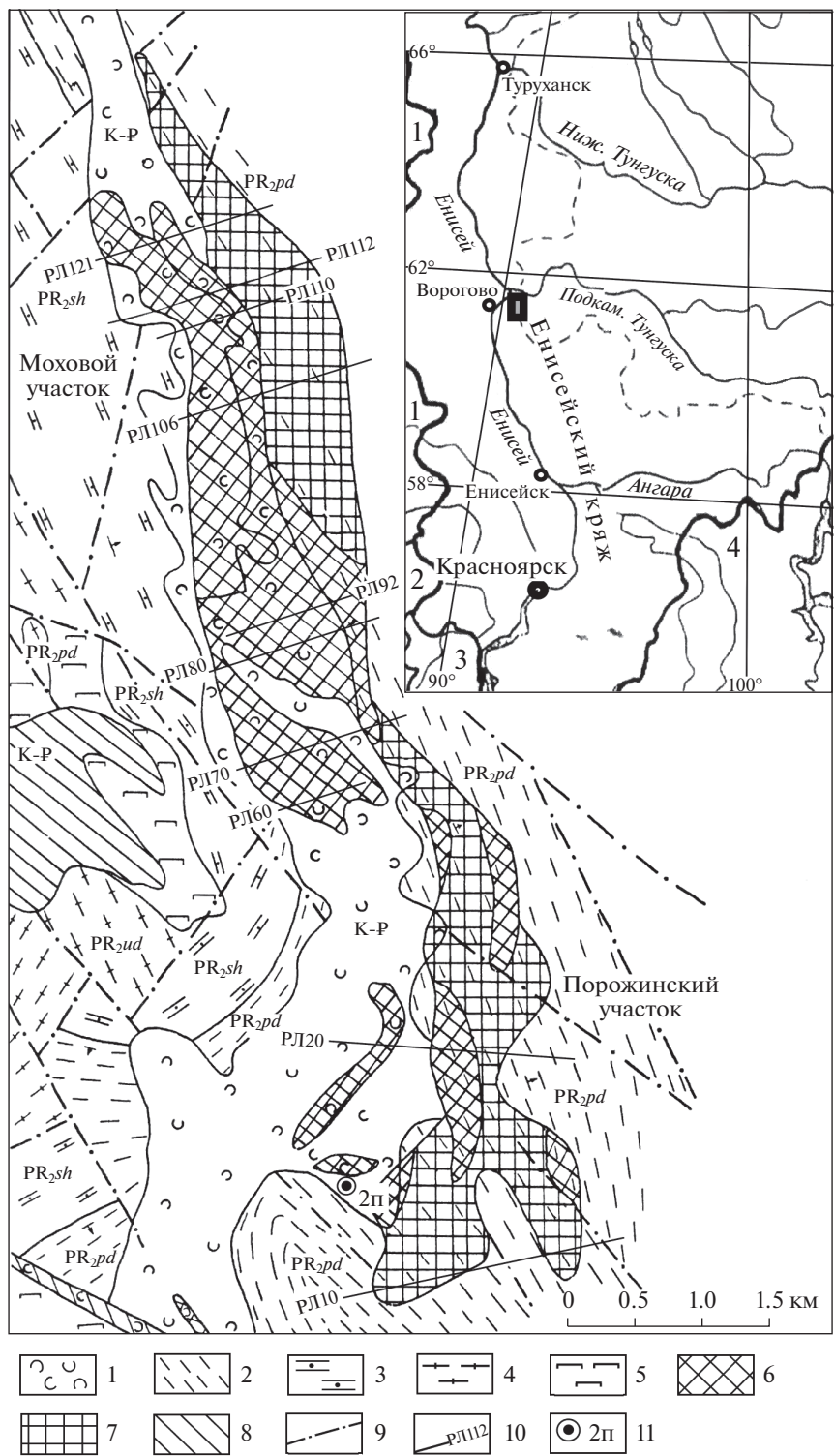


Рис. 1. Схема геологического строения Мохового и Порожинского участков (по [Горшков, 1994; Кулешов, 2018] с дополнениями).

1 – образования кор выветривания; 2 – вулканогенно-осадочные породы подъемской свиты; 3 – карбонатные отложения сухореченской свиты; 4 – сланцы удерейской свиты; 5 – гипербазиты; 6–8 – площади распространения руд: 6 – оксидные марганцевые, 7 – карбонатные марганцевые, 8 – силикатные и никелевые в корах выветривания гипербазитов; 9 – разрывные нарушения; 10 – разведочные профили; 11 – положение разведочной скважины 2п. Врезка: положение Порожинского месторождения марганца (черный четырехугольник, вне масштаба). Цифрами на врезке обозначено: 1 – Томская область, 2 – Кемеровская область, 3 – Республика Хакасия, 4 – Иркутская область.

разведочные работы в рамках программы подготовки Порожинского месторождения к освоению, включавшие подсчет запасов и ресурсов, разработку методики обогащения оксидных руд марганца и технико-экономических кондиций.

Результаты проведенных геолого-разведочных работ изложены не только в фондовых материалах, но и нашли отражение в ряде научных публикаций [Мкртычян и др., 1980; Кавицкий и др., 1980; Усталов, 1982; Варанд, Андреев, 1984; Мстиславский, Потконен, 1990; Цыкин, Свиридов, 1993; Горшков, 1994 и др.]. Наиболее полная информация о геологическом строении, стратиграфии, составе пород и руд отдельных участков Порожинского месторождения содержится в монографии Р.А. Цыкина и Л.И. Свиридова [2012].

В структурном отношении Порожинское месторождение приурочено к Порожинской синклинали, расположенной в пределах Михеевской впадины Вороговского прогиба. Широкое развитие субмеридиональных сбросо-взбросов и субширотных сбросо-сдвигов обусловили блоковое строение месторождения [Усталов, 1982; Мстиславский, Потконен, 1990].

Наиболее древние породы рассматриваемого района относятся к нижнему протерозою и представлены тремя свитами: порожинской (двуслюдяные гранатовые плагиогнейсы, гранатовые амфиболиты, кальцифиры, кварциты), свитой хребта Карпинского (гнейсы, кварциты, кварц-гранатодвуслюдяные сланцы, мраморы, амфиболиты) и печенгской (кристаллические сланцы, кварциты, мраморы).

Выше с несогласием залегают породы нижне-го-среднего рифея сухопитской серии, представленной кристаллическими сланцами разного состава, кварцитами и мраморами.

Вороговский прогиб выполнен породами вороговской и чапской серий среднего-верхнего протерозоя и лебяжинской свиты нижнего кембрия. Возраст вороговской и чапской серий до сих пор является спорным. Первая из них разными авторами относится как к верхнему рифею [Усталов, 1982; Хоментовский, 2014], так и к верхнему венду [Вишневецкая и др., 2017; Кузнецов и др., 2017]; вторая – как к верхнему рифею [Усталов, 1982; Хоментовский, 2014], так и к верхнему венду [Priyatkina et al., 2016].

Вороговская серия включает северореченскую, мутнинскую и сухореченскую свиты, которые представлены терригенными и карбонатными породами, находящимися в разных соотношениях. Чапская серия подразделена на подъемскую (марганценосную) и немчанскую свиты. В разрезе подъемской свиты выделены две подсвиты: нижне- и верхнеподъемская. Первая из них выдержана по составу и мощности; она представлена в основном доломитами, и лишь в кровле появляются

прослой аргиллитов и известняков. Полная мощность подсвиты – 360–400 м.

Породы верхнеподъемской подсвиты, непосредственно участвующие в строении Порожинского месторождения (центральная часть Вороговского прогиба), выделяются в особый порожинский тип, для которого характерны повышенная марганценосность и постоянное присутствие туфогенных и туфогенно-кремнистых отложений, вплоть до их полного преобладания [Усталов, 1982; Цыкин, Свиридов, 1993, 2012].

Верхнеподъемская подсвита подразделяется на шесть пачек (вулканогенно-терригенную марганценосную, туфосилицитовую, алевролитовую, карбонатно-туфогенно-терригенную, алевро-песчанистую с линзами строматолитовых известняков, известково-песчанистую), строение которых меняется в пределах месторождения [Цыкин, Свиридов, 1993, 2012].

Основной продуктивной на марганец является первая пачка, включающая стратиформные родохрозитовые туфоалевролиты, псаммитовые туфы и туффиты со средним содержанием марганца 8–10%, иногда выше [Головкин и др., 1982]. Здесь в составе псаммитовых туфов установлено повышенное содержание конкреционных доломит-родохрозитовых и родохрозитовых стяжений и обломков, которые в отдельных разрезах составляют 20–60% объема породы, локализуясь в стратиформных рудных слоях.

Несколько повышенное содержание марганца характерно и для третьей, пятой и шестой пачек. В составе верхних пачек подсвиты отмечаются горизонты известняков; их отдельные прослои содержат примесь органического вещества – от битумов до углисто-графитистых включений. Мощность верхнеподъемской подсвиты на разных участках месторождения составляет от 800 до 1200 м.

На породах верхнеподъемской подсвиты согласно залегают толща терригенных пород, представленная чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников разной размерности, которая выделяется как немчанская свита. В стратиграфическом отношении она сопоставляется или с нижним вендом [Хоментовский, 2014] или с самыми верхними верхнего венда (эдиакария) [Priyatkina et al., 2016].

Фанерозойские отложения в районе месторождения представлены нижнепалеозойскими, мезозойско-раннекайнозойскими породами и рыхлыми четвертичными образованиями. Нижнепалеозойские относятся к лебяжинской свите, сложенной преимущественно фаунистически охарактеризованными карбонатными породами, которая со структурным несогласием залегают на подстилающих образованиях (в пределах Вороговского прогиба и большинстве других районов Енисейского края – на верхах разреза немчанской свиты, а в бас-

сейне верхнего течения р. Вороговка — на более древних образованиях) и относится к нижнему кембрию. В ее составе преобладают доломиты с редкими горизонтами алевролитов, аргиллитов и гипса [Усталов, 1982; Цыкин, Свиридов, 1993, 2012].

Мезозойско-раннекайнозойские образования имеют континентальное происхождение; ими сложены площадные и линейные коры выветривания. Во многих случаях эти образования заполняют полости карстовых депрессий, которые широко развиты в породах верхнеподъемской свиты. Присутствуют также фрагментарно сохранившиеся угленосно-терригенные и терригенные образования средней и верхней юры, нижнего мела и палеогена, и продукты их выветривания [Цыкин и др., 1987].

Комплекс образований кор выветривания (включая также и те, которыми заполнены карстовые депрессии) представлен глинистыми, глинисто-щебнистыми породами и содержит гипергенные оксидные и карбонатные марганцевые руды; комплекс распространен в пределах всего месторождения [Цыкин, 1992, 1994].

Суммарная мощность образований мезозоя и кайнозоя варьирует от 0.5–1 до 200–350 м.

Интрузивные (гипербазитового и габброидного комплексов, плагиогранит-порфиры, гранитоиды) породы слагают до 10% площади района, но все они распространены за пределами марганцевых площадей.

Дизъюнктивная тектоника на месторождении проявлена двумя типами: линейным блоковым (северо-западного, реже — северо-восточного направлений) и концентрическим карстовым. Предположительный возраст нарушений соответствует пермско-триасовому периоду траппово-магматической и тектонической активизации всей Сибирской платформы.

Основной структурой Михеевской впадины является Порожинская синклиналь, представляющая собой асимметричную брахиформную складку с умеренными углами падения (15° – 30°) западного крыла и крутыми (50° – 60°) восточного. Это обусловило в мел-палеогеновое время интенсивное развитие в западном крыле широкой полосы карстовых образований и продуктов коры выветривания с оксидными и карбонатными марганцевыми и железо-марганцевыми рудами (Северный, Моховой, Порожинский и другие участки), а в восточном — соответственно узкой полосы аналогичных рудовмещающих отложений Хребтового участка.

Мезозойско-кайнозойские рудовмещающие депрессионные структуры формировались в течение длительного времени — от юры до олигоцена; характеризуются сложной морфологией и прослеживаются почти непрерывно вдоль бортов Порожинской синклинали.

Особенность депрессионных структур состоит в том, что большая их часть формировалась в процессе развития площадных и линейных кор выветривания, в условиях закрытого карста под покровом некарстующихся пород туфоалевролитовой и кремнистой пачек. Марганценовые туфогенные отложения продуктивной пачки, оказались активно вовлеченными в карстосферу. В зоне карстификации карбонатного ложа происходило интенсивное химическое выветривание с переходом карбонатного марганца в оксидные минеральные формы, с местной миграцией марганца, железа и фосфора.

Генерализованный разрез мезозойско-кайнозойских образований Моховой депрессии представлен пятью основными горизонтами [Горшков, 1994; Цыкин, Свиридов, 2012]. В основании рыхлых пород депрессии, непосредственно в доломитах нижнеподъемской подсвиты развит горизонт дезинтеграции мощностью от 0–10 до 50–90 м кавернозного глыбово-обломочного или песчаномучнистого доломитового материала, оталькованных глин сложного родохрозит-(манганокальцит)-гидрослюдисто-монтмориллонитового и тальк-монтмориллонитового состава. К этой зоне приурочены залежи-линзы гипергенных карбонатных и оксидных марганцевых руд, выявленных в контуре распространения аподоломитовой толщи (в пределах депрессии).

Второй снизу горизонт пород — существенно глинистого состава, содержит реликты туфоалевролитов продуктивной пачки, довольно часто с примесью обломков доломитов и выветрелых силицитов. Обломочный материал глинизирован и диагностируется по форме обломков и реликтовым текстурам. Эти породы являются основными рудовмещающими образованиями месторождения. Они представлены бурыми, красными, серыми, черными, иногда пестроцветными глинами, содержащими горизонты и линзы оксидных, реже карбонатных кусково-желваково-землисто-глинистых марганцевых руд.

Выше по разрезу залегает третий горизонт, представленный глинисто-щебнистыми образованиями — преимущественно выветрелыми белыми силицитами. Размер обломков варьирует от первых сантиметров до 10–20 см; отмечаются также и глыбы. Обломочный силицитовый материал часто подвержен гипергенному оксидно-марганцевому оруденению в виде псиломелан-пиролузитовых дендритов и налетов на поверхности обломков, и по трещинам. В редких случаях интенсивность марганцевого гипергенного метасоматоза достаточно велика и по содержанию марганца такие новообразования относятся к рудам.

Четвертый горизонт развит фрагментарно, существенно глинистый. Здесь отмечается маломощный прослой оксидной марганцевой руды. Пя-

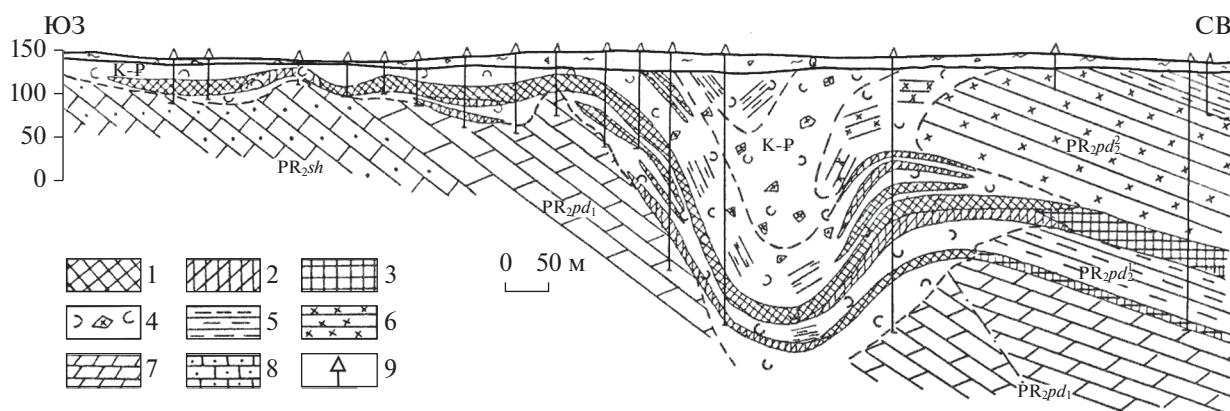


Рис. 2. Геологический разрез по профилю 112 Мохового участка Порожинского месторождения ([Горшков, 1994] с изменениями).

1–3 – руды: 1 – оксидные, 2 – оксидно-карбонатные, 3 – карбонатные; 4 – щебнисто-глинистые образования (кора выветривания); 5 – алевролиты, туфоалевролиты, туфопесчаники; 6 – силициты, фтаниты; 7 – доломиты; 8 – известняки песчанистые; 9 – положение буровых скважин.

тый горизонт распространен на северном фланге Мохового участка, представлен красными “бобовыми” глинами и аллитами, которые были образованы в основном за счет перемыва и латеритного преобразования пестроцветных глин второго–четвертого горизонтов.

Комплекс образований кор выветривания и карста ранее был перекрыт чехлом угленосных глинистых осадков среднеюрского, мелового и палеогенового возрастов. Эти осадки сохранились фрагментами в глубоких карстовых провалах.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Порожинское месторождение объединяет ряд участков (Кожевенский, Моховой, Порожинский, Центральный, Хребтовый, Северный, Михеево-Мутнинский и Кривинский) с марганцевыми рудами в пределах Михеевской впадины Вороговского прогиба, но основные запасы марганца заключены в карстовых депрессиях в пределах Мохового и Порожинского участков (см. рис. 1), где проявлена максимальная интенсивность процессов выветривания и закарстования [Горшков, 1994; Цыкин, Свиридов, 2012]. Границы участков проведены условно.

Характерной особенностью Порожинского месторождения является то, что здесь проявлены два уровня образования марганцевых пород и руд. Первый из них (первичный) приурочен к позднему венду (подъемская свита), представлен карбонатными породами (марганцевистый доломит и др.) с повышенными содержаниями марганца (6% MnO и выше) и родохрозитовыми туфоалевролитами, псаммитовыми туфами и туффитами (со средним содержанием марганца 8–10%). Второй (наложенный), связанный с мезозойско-раннекайнозой-

скими корами выветривания, представлен преимущественно оксидными рудами (включает также и карбонаты марганца – до 3%). Карбонаты марганца имеют разное происхождение; представлены как первичными формами, образованными в условиях диагенеза марганецсодержащих осадков верхнепротерозойского бассейна седиментации, так и наложенными формами, образованными в результате метасоматического (псевдоморфного) замещения доломита родохрозитом и манганокальцитом, а также в развитии прожилков и гнезд родохрозита. Процесс этот вторичный, обусловлен инфильтрацией обогащенных марганцем подземных вод через трещиноватые кавернозные доломиты и метасоматозом последних с образованием гипергенного родохрозита и манганокальцита [Цыкин и др., 1987; Головкин и др., 1982; Цыкин, 1984, 1992; Горшков, 1994; Цыкин, Свиридов, 2012].

Морфология рудных тел. Все скопления марганцевых руд Порожинского месторождения слагают субпараллельные тела пластообразной и линзообразной формы с субгоризонтальным, наклонным залеганием, часто с безрудными “окнами”, выступами и впадинами среди мезозойско-кайнозойских глинистых и щебнистых образований (суглинки, паттумы) площадных и линейных кор выветривания (рис. 2). Характер залегания пород в карстовых депрессиях крайне сложный и карстовые образования не всегда хорошо коррелируются даже в рядом расположенных скважинах [Кулешов, 2018, рис. 2].

На Моховом участке, простирающимся в северо-западном направлении на 15 км при ширине 3.2 км, выделена 31 рудная залежь; они включают множество (около 130) крупных пластообразных и мелких рудных линз. Однако, только в семи рудных телах с запасами каждого свыше 5 млн т

сосредоточено 92% запасов и ресурсов Мохового участка или 67% всего рудного потенциала месторождения [Цыкин, Свиридов, 2012].

Залежи карбонатных руд представлены двумя морфологическими типами: субпластовыми, присутствующими стратиформным первичным манганокальцит-родохрозитовым рудам в составе верхнеподъемской подсвиты, и линзовидным, характерным для кусково-глинистых существенно родохрозитовых руд из коры выветривания. Крупные рудные тела сложены преимущественно оксидными (97%) и отчасти – карбонатными рудами (3%).

Первичный пластообразный облик крупных рудных залежей в коре выветривания часто нарушен. Это обусловлено неравномерным выщелачиванием (закарстованием) карбонатного ложа, что привело к неравномерной деформации вышележащих глинистых образований, включающих рудные залежи. В результате этого образовались различные деформации первичных рудных тел: от плавного прогибания всей глинистой толщи с сохранением непрерывности рудных тел до карстовых провалов (обрушений), которые либо срезают отдельные части рудных залежей, либо полностью их разрушают на обширных площадях. Проседание глинистой рудовмещающей толщи сопровождалось хрупкими деформациями плотных рудных пород с образованием скоплений разновеликих рудных обломков и перемешиванием их с глинистой массой.

На Порожинском участке, охватывающем южное продолжение Моховой рудоносной площади и протягивающимся на 6.5 км в меридиональном и на 8 км в широтном направлениях, выделено 17 рудных залежей, объединяющих 36 пластов и линз [Цыкин, Свиридов, 2012]. В пределах участка интенсивно проявились карстово-провальные процессы, приведшие к разрушению большей части залежей оксидных руд. Фрагментарно рудные залежи сохранились вдоль западного борта депрессии и частично в центре. Наилучшая сохранность рудных тел характерна для восточного фланга участка, где они находятся под защитой мощной толщи перекрывающих пород. Средняя мощность всех залежей (рудных тел) участка составляет 2.56 м.

Состав и строение пород и руд. Минералогия и химический состав марганцевых руд и вмещающих пород детально описаны в ряде работ [Головкин, Наседкина, 1982; Цыкин и др., 1987; Мстиславский, Потконен, 1990; Цыкин, Свиридов, 2012].

Доломиты в подъемской свите слагают в основном нижнеподъемскую подсвиту. В составе верхнеподъемской подсвиты они ограничено распространены и довольно однообразны по составу (табл. 1, 2) и строению (рис. 3); как правило, доломиты хорошо раскристаллизованы, характеризуются тонкозернистой гранобластовой и гетерогранобластовой структурами; местами отмечаются хо-

рошо раскристаллизованные участки (см. рис. 3а). Силикатная часть породы представлена редкими зернами кварца.

Доломиты нижнеподъемской подсвиты вскрываются на всех участках месторождения, непосредственно подстилают марганценозные отложения верхней подсвиты и марганценозные коры выветривания остаточного типа. Вдоль контакта доломитов с вышележащими марганцевыми туфоалевролитами верхнеподъемской подсвиты часто развиваются линейные рудоносные коры выветривания в сочетании с карстовыми депрессиями различных форм.

Следует отметить, что наряду с доломитами, практически не затронутыми омарганцеванием (см. рис. 3а–г) и доломитами с незначительным омарганцеванием (см. рис. 3д), очень часто отмечается интенсивное развитие оксидов марганца в доломитах (см. рис. 3е–з). При этом оксиды марганца могут быть распределены в породе относительно равномерно, по всему “объему” породы (см. рис. 3д, е), развиваться по трещинам (см. рис. 3ж), а также в карбонатной цементирующей массе и по периферии доломитовых обломков в обломочных разностях (см. рис. 3з). Отмечаются пизолитовые разности с незначительным омарганцеванием в виде присутствия рассеянных выделений оксидов марганца (см. рис. 3и, к).

Первичные (седиментационно-диагенетические, по [Цыкин, Свиридов, 2012]) карбонатные руды марганца сложены родохрозитом, манганодоломитом, доломитом, олигонитом и анкеритом, реже – манганокальцитом, сидеритом и кутнагоритом. Карбонат марганца частично окислен (бурый и черный цвет на микрофотографиях, рис. 4а, б). Причем, “пятнистое” распределение оксидов марганца обусловлено, по-видимому, органической (микробальной) текстурой карбонатов.

Обломочный нерудный материал представлен преимущественно кварцем (20–25%). Кроме того, присутствуют обломки полевых шпатов, литокластов кислых эффузивов, вулканического стекла, частично или полностью замещенного глинисто-карбонатным или слюдисто-карбонатным агрегатом [Цыкин, Свиридов, 2012].

Карбонаты марганца вторичных (остаточно-инфильтрационных) руд карстовых депрессий (табл. 3, см. рис. 4в, г) представлены в основном родохрозитом, в значительном количестве присутствуют также кальцит и доломит, редко – обугленные растительные остатки (см. рис. 4г).

Карбонаты марганца во многих случаях частично окислены, это позволило выделить самостоятельную группу оксидно-карбонатных марганцевых руд [Цыкин, Свиридов, 2012].

Оксидная марганцевая минерализация представлена остаточной корой выветривания или является наложенной на образования карстовых де-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) пород и руд нижнеподъемской подсвиты Порожинского месторождения

Компонент	Порода, номер образца*												
	Доломиты					Карбонатно-силикатные породы, силициты						Mn-руды	
	7423	7425	7428	7432	7436	7426	7431	7434	7437	7439	7442	7429	7430
SiO ₂	4.47	3.47	1.88	4.75	1.09	85.95	76.70	68.12	74.46	56.90	70.92	37.50	46.11
TiO ₂	0.05	0.04	0.01	0.02	<ПО	0.15	0.35	0.62	0.40	0.82	0.27	0.32	0.25
Al ₂ O ₃	1.20	1.42	0.71	0.94	0.48	4.22	7.34	12.08	12.81	10.94	5.13	7.18	6.08
Fe ₂ O ₃	<0.01	1.29	0.50	0.64	0.96	1.70	2.40	2.82	3.02	1.87	0.19	5.11	3.14
FeO	<0.01	0.07	0.17	0.46	0.18	0.82	0.42	1.05	0.64	2.08	0.28	0.18	0.52
MnO	2.07	0.51	0.16	0.31	0.43	0.14	1.14	0.68	0.27	0.26	2.83	19.81	15.38
MgO	23.88	19.20	20.29	19.33	15.85	2.02	2.55	2.61	0.53	1.62	1.60	2.67	2.95
CaO	23.98	28.19	29.98	28.19	34.65	0.88	1.80	1.79	1.61	12.66	6.08	8.66	10.00
Na ₂ O	0.06	0.09	0.08	0.07	0.05	0.03	0.02	1.33	0.03	0.5	0.01	0.21	0.60
K ₂ O	0.25	0.31	0.18	0.17	0.13	0.52	1.06	1.80	0.56	1.98	1.08	1.21	0.81
P ₂ O ₅	0.11	0.06	0.05	0.08	0.29	0.01	0.14	0.07	0.72	0.05	0.39	0.25	0.31
П.п.п.	43.89	45.28	45.94	44.97	45.83	3.42	5.95	6.14	4.78	10.02	11.12	16.86	13.50
Сумма	99.97	99.95	99.97	99.98	99.96	99.95	99.93	99.23	99.89	99.67	99.93	99.98	99.71
CO ₂	44,40	45.25	45.23	44.09	45.83	1.16	2.72	1.75	0.71	7.76	9.19	15.22	12.84

Примечание. * Доломиты: 7423 – обр. 49511/69.7 (пр. 495, скв. 11, гл. 69.7 м); 7425 – обр. 2019/278.2 (пр. 20, скв. 19, гл. 278.2 м.); 7428 – обр. 2021/200.0 (пр. 20, скв. 21, гл. 200.0 м.); 7432 – обр. 12105/301.4 (пр. 121, скв. 5, гл. 301.4 м.); 7436 – обр. 7001/249.0 (пр. 70, скв. 1, гл. 249.0 м.). Карбонатно-силикатные породы, силициты: 7426 – обр. 2019/288.7 (пр. 20, скв. 19, гл. 288.7 м.); 7431 – обр. 12105/281.3 (пр. 121, скв. 5, гл. 281.3 м); 7434 – обр. 15701/177.7 (пр. 157, скв. 1, гл. 177.7 м); 7437 – обр. 7002/362.0 (пр. 70, скв. 2, гл. 362.0 м); 7439 – обр. 7003/24.3 (пр. 70, скв. 3, гл. 24.3 м); 7442 – обр. 8001/380.5 (пр. 80, скв. 1, гл. 380.5 м). Марганцевые руды: 7429 – обр. 10614/172.0 (пр. 106, скв. 14, гл. 172.0 м); 7430 – обр. 10614/190.9 (пр. 106, скв. 14, гл. 190.9 м).

Таблица 2. Химический состав (мас. %) доломитов верхнеподъемской подсвиты Порожинского месторождения (Порожинский и Моховой участки) Енисейского края

Компонент	Номер пробы*								
	7322	7323	7324	7325	7329	7330	7331	7334	7336
SiO ₂	0.86	3.0	0.22	0.25	0.17	0.17	0.09	1.57	0.76
TiO ₂	0.13	0.028	0.006	0.011	0.009	0.007	0.005	0.032	0.006
Al ₂ O ₃	0.43	0.95	0.13	0.14	0.13	0.11	0.079	0.79	0.30
Fe ₂ O ₃ общ	0.41	0.47	0.14	0.47	0.23	0.63	0.16	1.21	0.12
MnO _{общ}	1.06	1.57	0.40	1.07	0.87	0.63	0.35	6.1	0.15
MgO	20.4	19.6	20.6	20.5	20.4	19.5	21.3	17.7	20.9
CaO	30.9	30.8	32.4	31.3	32.2	31.9	31.8	29.5	31.9
Na ₂ O	0.042	0.954	0.051	0.045	0.046	0.048	0.038	0.046	0.038
K ₂ O	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03
P ₂ O ₅	0.028	0.033	0.038	0.042	0.029	0.040	0.022	0.039	0.019
S	0.01	0.06	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01
П.п.п.	45.33	44.52	45.66	45.5	45.71	44.78	45.84	42.93	45.39
Сумма	99.5	101.98	99.6	99.3	99.7	99,8	99.7	100.0	99.6

Примечание. * Пробы: 7322–7324, 7329–7331 – Моховой участок: 7322 – РЛ 110, проба ПК 30.50-2, марганцовистый доломит; 7323 – РЛ 110, проба ПК 30.50-3, марганцовистый доломит; 7324 – РЛ 110, проба ПК 30.50-4, доломит; 7329 – РЛ 110, проба В-11012, ПК 30.19, доломит; 7330 – РЛ 110, проба В-11012, 30.33, марганцовистый доломит; 7331 – РЛ 110, проба В-11012, ПК 30.50, доломит; пробы 7325, 7334, 7336 – Порожинский участок: 7325 – скв. 2п-2, гл. 45.0 м, марганцовистый доломит; 7334 – скв. 2п-5, гл. 34.3–35.3 м, марганцовистый доломит; 7336 – РЛ92, проба ТП-1-4, доломит. Сокращения: РЛ – разрез линии; ПК – пикет; ТП – технологическая проба.

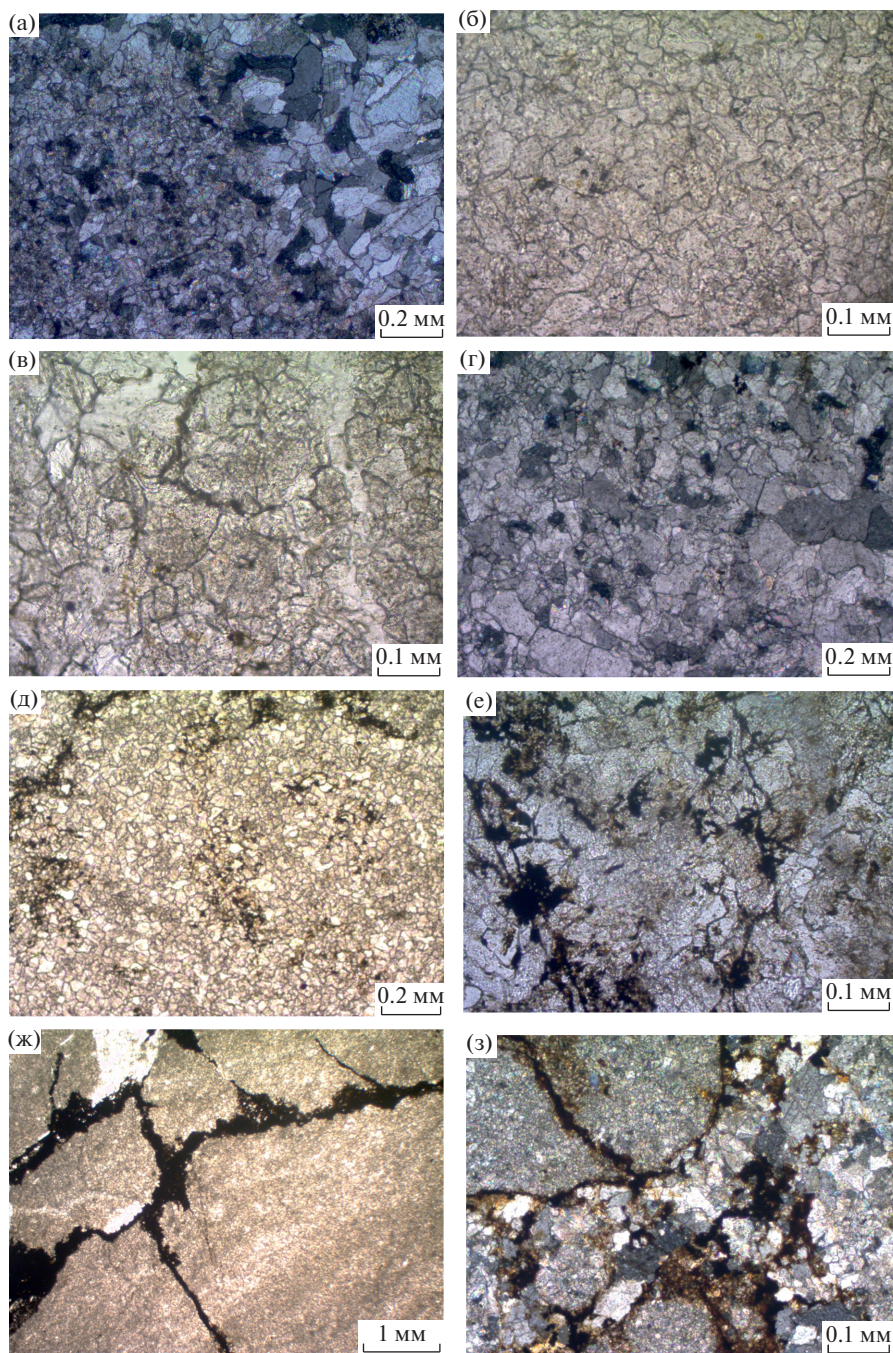


Рис. 3. Микрофотографии шлифов доломитов Порожинского месторождения марганца.

а – Порожинский участок, обр. 7334 (скв. 2п-5, гл. 34.8 м, николи +); б – Порожинский участок, обр. 7425 (пр. 20, скв. 19, гл. 278.2 м, николи II); в – Моховой участок, обр. 7436 (пр. 70, скв. 1, гл. 249.0 м, николи II); г – Моховой участок, обр. 7322 (пр. 110, ПК 30.50-2, николи +); д – Моховой участка, обр. 7468 (про 90, скв. 14, гл. 362.2 м, николи II); е – Северный участок, обр. 7423 (пр. 495, скв. 11, гл. 69.7 м, николи +); ж – Моховой участок, обр. 7471 (пр. 66, скв. 2, гл. 57.0 м, николи II); з – Кожевенский участок, обр. 7452 (пр. 14, скв. 2, гл. 46.5 м, николи +); и, к – Моховой участок, обр. 7463 (пр. 116, скв. 3, гл. 55.0 м, николи II); разные участки шлифа (комментарии см. в тексте). Сокращения: пр – профиль, скв – скважина, гл – глубина. На микрофотографиях можно видеть, что наряду с доломитами, практически не затронутыми омарганцеванием (а–г) и доломитами с незначительным омарганцеванием (д), отмечается интенсивное развитие оксидов марганца (е–з). При этом оксиды марганца могут быть распределены в породе относительно равномерно, по всему “объему” породы (д, е), развиваться по трещинам (ж), а также в карбонатной цементирующей массе и по периферии доломитовых обломков в обломочных разностях (з). Незначительное омарганцевание в виде присутствия рассеянных выделений оксидов марганца также отмечается и в пизолитовых разностях (и, к).

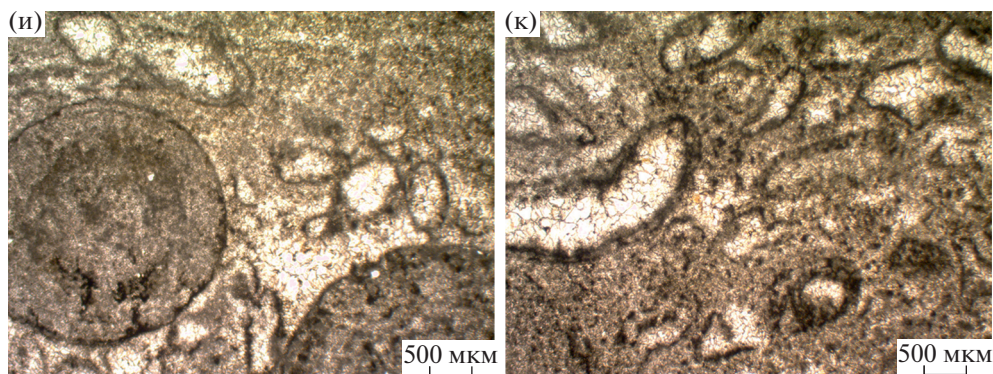


Рис. 3. Окончание.

прессий, а местами – на речной аллювий. Основная масса руд представляет собой интенсивно пропитанные оксидами и гидроксидами марганца суглинки и паттумы; характеризуется буровато-черной пятнистой окраской. Основными рудными минералами являются манганит, пиролюзит, криптомелан, псилломелан, вернадит. В незначительных количествах присутствуют также родохрозит, доломит, кальцит каолинит, тодорокит, гетит и гидрогетит [Цыкин, Свиридов, 2012].

В первичных карбонатных и в остаточно-инfiltrационных рудах повсеместно распростра-

нен апатит. Он встречается как в виде агрегата мелких кристаллов, выполняющих небольшие прожилки и гнезда, так и образует мелкие желваки [Цыкин, Свиридов, 2012].

МАТЕРИАЛ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материал. Изученная коллекция проб представлена карбонатными и оксидными рудами марганца и вмещающими их доломитами и силицитами (см. табл. 1–3); материал преимущественно

Таблица 3. Химический состав (мас. %) руд марганца (верхнеподъемская подсвета) Порожинского месторождения (Енисейский край, Красноярский край)

Компонент	Номер пробы*							
	7318	7319	7321	7332	7333	7335	7386	7387-1
SiO ₂	29.1	13.0	35.3	18.7	36.4	37.3	12.1	13.9
TiO ₂	0.25	0.33	0.3	0.19	0.29	0.28	0.34	0.41
Al ₂ O ₃	7.6	8.7	10.0	4.2	9.7	9.5	7.4	8.7
Fe ₂ O ₃ общ	5.8	13.8	4.2	6.2	4.3	4.1	2.23	0.74
MnO _{общ}	27.2	28.2	19.7	36.6	17.7	18.0	63.5	58.3
MgO	1.73	1.40	1.12	1.96	1.60	1.21	0.61	0.56
CaO	3.4	4.5	1.23	4.2	1.84	1.22	0.56	0.68
Na ₂ O	0.14	0.12	0.072	0.040	0.057	0.051	0.053	0.10
K ₂ O	0.88	0.8	1.06	0.54	1.17	1.06	1.30	3.03
P ₂ O ₅	0.41	0.91	0.37	0.58	0.53	0.34	0.69	0.97
SO ₃	0.24	0.60	8.8	2.1	8.1	9.3	0.12	0.065
П.п.п.	23.55	27.47	17.67	24.66	18.03	17.48	11.35	12.7
Сумма	100.2	99.8	99.8	99.9	99.7	99.8	100.2	100.2

Примечание. * Карстовая депрессия: 7318 – скв. 2п-3, гл. 38.5 м, карбонатная марганцевая руда; 7319 – скв. 2п-3, гл. 50.0 м, карбонатная марганцевая руда; 7321 – скв. 2п-5, гл. 5.5–6.0 м, карбонатная марганцевая руда, песчанистая; 7332 – скв. 2п-4, гл. 5.4 м, карбонатная марганцевая руда, песчанистая; 7333 – скв. 2п-5, гл. 8.5–9.5 м, карбонатная марганцевая руда, песчанистая; 7335 – скв. 2п-5, гл. 6.5–7.5 м, карбонатная марганцевая руда; разведочная канава: 738s6 – оксидная руда, профиль 110, технологическая проба 11009/55-35.18; 7387-1 – оксидная руда, профиль 110, технологическая проба 11009/55-35.18. П.п.п. – потери при прокаливании.

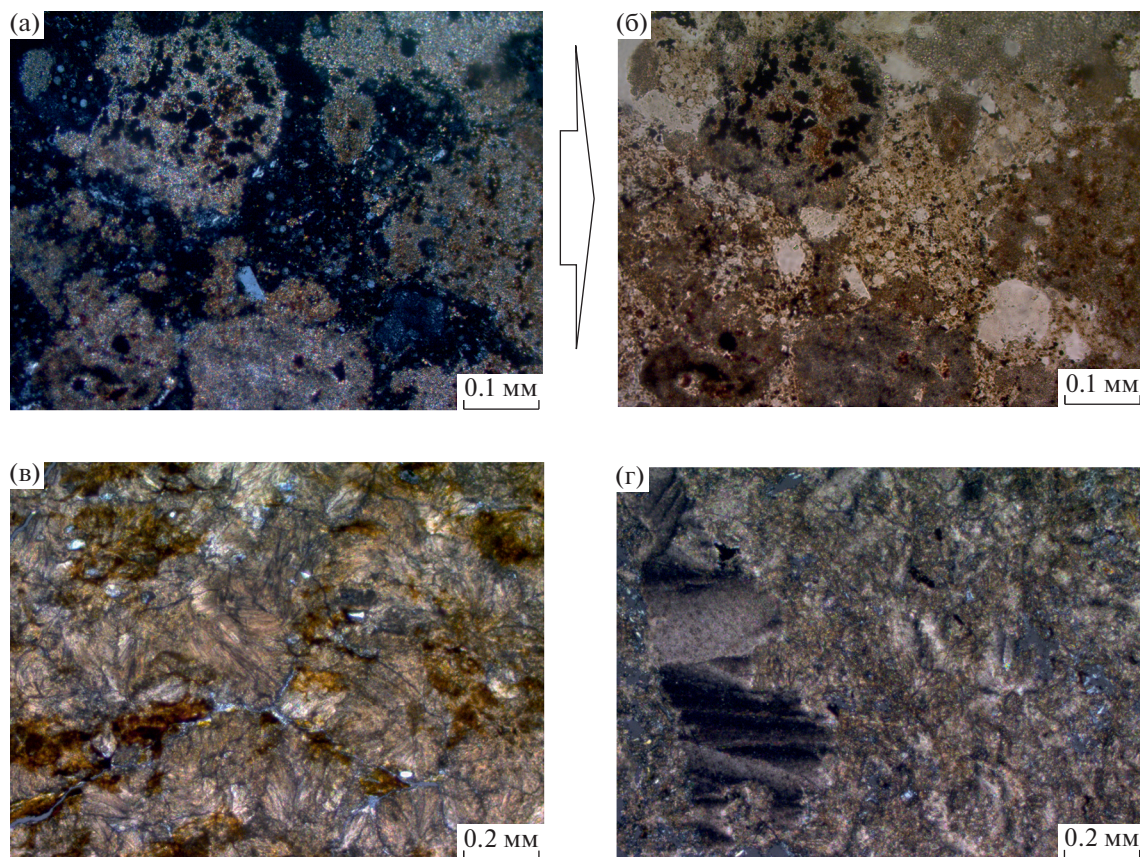


Рис. 4. Микрофотографии шлифов карбонатных руд марганца Порожинского месторождения. а, б – профиль 106, скв. 14, гл. 172.0 м (Моховой участок): а – николи+, выделения карбонатов марганца (родохрозит) в вулканокластических отложениях нижнеподъемской подсвисты. Светлое – обломки кварца, темное – выделения оксидов марганца, “пятнистое” распределение оксидов марганца в карбонатах обусловлено, по-видимому, органической природой последних, б – то же, николи II; в, г – карбонат марганца (родохрозит) карстовой депрессии, скв. 2п-3 (Порожинский участок): в – гл. 38.5 м, николи +. Аутигенный родохрозит с редкими мелкими обломками кварца, г – гл. 50.0 м (Порожинский участок), (николи +). Аутигенный родохрозит с включением растительных остатков.

был отобран из керна разведочных и поисковых скважин, пробуренных на участках Порожинский и Моховой. Незначительная часть проб отобрана из керна скважин, расположенных в пределах соседних участков – Северного и Кожевенского.

Оксидные марганцевые руды и вмещающие доломиты представлены также образцами из шурфов и канав, которые проходились при отборе технологических проб на участке Моховой.

Изучался изотопный состав карбонатов и карбонатной составляющей (для силикатных пород) валовых проб.

Разложение проб карбонатов и стандартов КН-2, С-О-1 и NBS-19 для масс-спектрометрических измерений проводилось в ортофосфорной кислоте (H_3PO_4) при $50^\circ C$. Определения изотопного состава углерода и кислорода проводились с помощью комплекса аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающего масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Значения $\delta^{13}C$ приводятся в промилле (‰) относи-

тельно стандарта V-PDB, значения $\delta^{18}O$ – в промилле относительно стандарта V-SMOW. Воспроизводимость определений $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ находится в пределах ± 0.2 и $\pm 0.1\%$ соответственно.

Микроскопическое изучение образцов проводилось как в шлифах в проходящем свете (ГИН РАН; использовался микроскоп марки Axiolab, Zeiss), так и с помощью сканирующего электронного микроскопа (ПИН РАН, микроскоп TESCAN VEGAS PXMU).

Определение химического состава пород и руд проводилось в аналитической лаборатории ГИН РАН с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра S4 PIONEER.

ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Изучен изотопный состав углерода и кислорода карбонатных руд марганца и вмещающих доломитов как из карстовых депрессий, так и из глубоко залегающих горизонтов (кern буровых

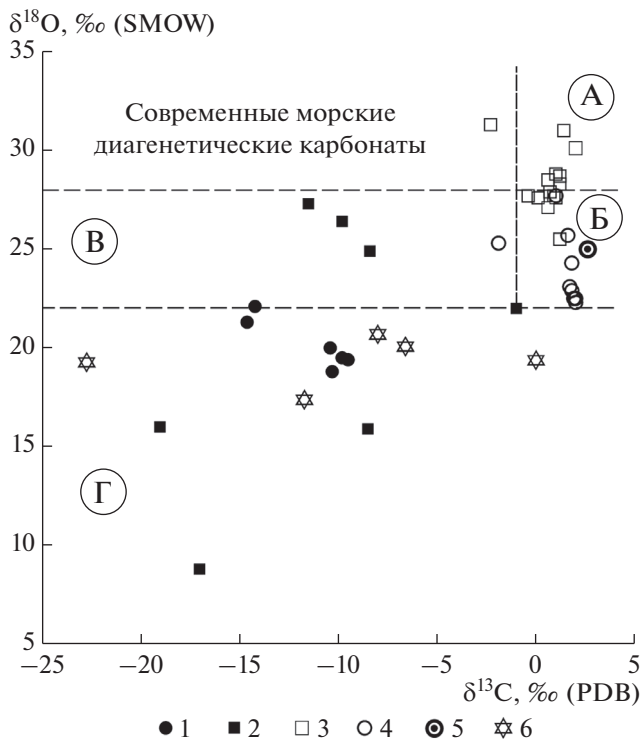


Рис. 5. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в породах и рудах Порожинского месторождения марганца.

А – область современных осадочных морских карбонатов, Б – предполагаемая область позднедокембрийских–раннепалеозойских осадочных морских карбонатов Вороговского прогиба, В – предполагаемая область позднедокембрийских–раннепалеозойских диагенетических морских карбонатов Вороговского прогиба, Г – область вторичных карбонатов и карбонатов зоны гипергенеза. 1 – Мп-руды из стратифицированных рудных горизонтов нижнеподъемской (верхнеподъемская подсвита), 2 – Мп-руды карстовой депрессии (верхнеподъемская подсвита), 3 – пластовые доломиты нижнеподъемской подсвиты, 4 – обломочные доломиты карстовой депрессии (верхнеподъемская подсвита), 5 – органогенная (пизолитовая) карбонатная порода карстовой депрессии (верхнеподъемская подсвита?), 6 – рассеянный вторичный карбонат в тонкообломочных силицитах (туффитах?) нижнеподъемской подсвиты.

скважин) разных участков Порожинского месторождения. Величины $\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB) и $\delta^{18}\text{O}$ (‰, SMOW) варьируют в широких пределах (табл. 4, рис. 5): $-19.0...2.3$ и $8.8...31.3$ соответственно. Это обусловлено присутствием пород разного генезиса, образованных в разных изотопно-геохимических условиях и имевших разные источники углекислотного вещества.

Для интерпретации изотопных данных все изученные пробы (см. табл. 4) по геологическим, минералогическим и генетическим признакам были условно разделены на группы (см. рис. 5, рис. 6): Мп-руды из стратифицированных рудных горизонтов нижнеподъемской подсвиты; Мп-руды кар-

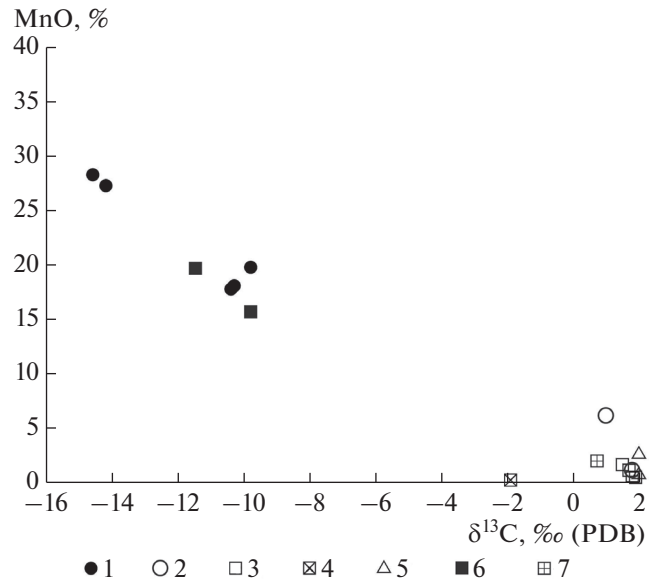


Рис. 6. Зависимость величин $\delta^{13}\text{C}$ от содержания $\text{MnO}_{\text{общ}}$ в породах и рудах Порожинского месторождения марганца.

1, 2 – Порожинский участок: 1 – карбонатные марганцевые руды, 2 – вмещающие доломиты; 3–5 – доломиты, Моховой участок (3 – профиль 110, 4 – профиль 92, технологическая проба ТП-1-4, 5 – профиль 11012); 6 – марганцевые руды нижнеподъемской подсвиты, Моховой участок, профиль 106, скв. 14; 7 – доломит, Северный участок, профиль 495, скв. 11.

стовой депрессии (верхнеподъемская подсвита); пластовые доломиты нижнеподъемской подсвиты; обломочные доломиты карстовой депрессии (верхнеподъемская подсвита); органогенная (пизолитовая) карбонатная порода карстовой депрессии (верхнеподъемская подсвита?) и рассеянный вторичный карбонат в тонкообломочных силицитах (туффитах?) нижнеподъемской подсвиты.

Вмещающие доломиты, как и следовало ожидать, характеризуются наиболее тяжелым изотопным составом углерода и кислорода: $\delta^{13}\text{C}$ в них варьируют от -2.3 до 2.6 ‰, а $\delta^{18}\text{O}$ – от 22.5 до 31.3 ‰. Важно отметить, что на фоне незначительных вариаций $\delta^{13}\text{C}$, значения $\delta^{18}\text{O}$ занимают довольно широкий интервал. Наиболее высокие $\delta^{18}\text{O}$ ($28-31$ ‰) в изученных доломитах аналогичны современным морским карбонатам (область “А”, см. рис. 5). В то же время часть проб характеризуется более низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ ($24-28$ ‰, область “Б”, см. рис. 5).

Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ в изученных доломитах могли быть обусловлены рядом факторов. Прежде всего, можно предположить, что это является следствием процессов преобразования исходных доломитов подъемской свиты, которое произошло в результате воздействия растворов с более легким изотопным составом кислорода воды и, воз-

Таблица 4. Характеристика и изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) карбонатных пород и руд Порожинской группы месторождений

№ образца	Место отбора (участок, профиль, скважина, глубина) и характеристика	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (SMOW)
49511/69.7	<u>Уч. Северный</u> ; пр. 495, скв. 11, гл. 69.7 м. Кварц-карбонатная порода. Обломки кварца: 5–10%	0.7	27.9
1020/55.5	<u>Уч. Порожинский</u> ; пр. 10, скв. 20, гл. 55.5 м. Оксидная руда с обломками доломитов	2.0	30.1
2019/278.2	Там же; пр. 20, скв. 19, гл. 278.2 м. Доломит	0.6	28.5
2019/288.7	–«–, пр. 20, скв. 19, гл. 288.7 м. Силицит, слабокарбонатизированный, ожелезненный	–0.5	26.0
019/294.4	–«–, пр. 20, скв. 19, гл. 294.4 м. Доломит с незначительным оруденением	1.0	28.8
2020/260	–«–, пр. 20, скв. 20, гл. 260.0 м. Органогенно (?)–обломочная (?) карбонатная порода. Обломки – возможно водорослевой природы	–2.3	31.3
2021/200.0	–«–, пр. 20, скв. 21, гл. 200.0 м. Доломит с незначительным оруденением	0.1	27.6
2023/289.7	–«–, пр. 20, скв. 23, гл. 289,7 м. Сильно окисленная карбонатная руда. Обломки с водорослевой (?) текстурой	–8.4	24.9
2п-2/45.0	Карстовая депрессия, куст скважин; скв. 2п-2, гл. 45.0 м. Марганцовистый доломит	1.8	24.3
2п-3/38.5	Там же; скв. 2п-3, гл. 38.5 м. Карбонатная марганцевая руда	–14.2	22.1
2п-3/50.0	–«–, там же, гл. 50.0 м. Карбонатная марганцевая руда	–14.6	21.3
2п-4/5.4	–«–, скв. 2п-4, гл. 5.4 м. Карбонатная марганцевая руда, песчанистая	–9.5	19.4
2п-5/5.5–6.0	–«–, скв. 2п-5, гл. 5.5–6.0 м. Карбонатная марганцевая руда, песчанистая	–9.8	19.5
2п-5/6.5–7.5	–«–, там же, гл. 6.5–7.5 м. Карбонатная марганцевая руда, песчанистая	–10.3	18.8
2п-5/8.5–9.5	–«–, там же, гл. 8.5–9.5 м. Карбонатная марганцевая руда, песчанистая	–10.4	20.0
2п-5/34.3–35.3	–«–, там же, гл. 34.3–35.3 м. Марганцовистый доломит	1.0	27.7
6602/57.0	<u>Уч. Моховой</u> ; пр. 66, скв. 2, гл. 57.0 м. Доломит мелкокристаллический, с оруденением по трещинам	1.2	28.7
7001/249.0	Там же; пр. 70, скв. 1, гл. 249.0 м. Доломит мелкозернистый	–0.4	27.7
7002/362.0	–«–, пр. 70, скв. 2, гл. 362.0 м. Измененный туфопесчаник, слабокарбонатизированный. В обломках – кварц (около 50%)	–8.0	20.8
7003/24.3	–«–, пр. 70, скв. 3, гл. 24.3 м. Кварцевый песчаник с карбонатным цементом	0	19.5
8001/380.5	–«–, пр. 80, скв. 1, гл. 380,5 м. Измененная порода (туффит (?)) с редкими обломками кварца; карбонатизированная	–11.7	17.5
9014/319.3	–«–, пр. 90, скв. 14, гл. 319.3 м. Омарганцованный туффит (?), слабокарбонатизированный. В цементе – мелкие обломки кварца	–19.0	16.0
9014/362.2	–«–, пр. 90, скв. 14, гл. 362.2 м. Доломит мелкозернистый, незначительное омарганцевание по трещинам	1.2	25.2
9208/26.5	–«–, пр. 92, скв. 8, гл. 26.5 м. Оксидная руда с редкими обломками карбоната	0.6	27.1
10612/132	–«–, пр. 106, скв. 12, гл. 132.0 м. Оксидная марганцевая руда с реликтами зерен родохрозита (по-видимому, с водорослевой текстурой)	–8.5	15.9
10614/172.0	–«–, пр. 106, скв. 14, гл. 172.0 м. Оксидно-карбонатная руда, с примесью кварца	–11.5	27.3
10614/190.9	–«–, пр. 106, скв. 14, гл. 190.9 м. Оксидно-карбонатная руда; карбонаты с водорослевой (?) текстурой; редкие зерна кварца	–9.8	26.4
11603/55.0	–«–, пр. 116, скв. 3, гл. 55.0 м. Органогенная (?) карбонатная порода с оолитовой (пизолитовой) текстурой, слабоомарганцованная	2.6	25.0

Таблица 4. Окончание

№ образца	Место отбора (участок, профиль, скважина, глубина) и характеристика	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (SMOW)
11705/46.3	-«-, пр. 117, скв. 5, гл. 46.0 м. Оксидная марганцевая руда с реликтами зерен родохрозита (по-видимому, с водорослевой текстурой)	-17.0	8.8
12105/281.3	-«-, пр. 121, скв. 5, гл. 281.3 м. Тонкообломочная вулканокластическая порода, слоистая, с редкими обломками кварца и мелкими выделениями оксидов марганца	-22.7	19.4
12105/301.4	-«-, пр. 121, скв. 5, гл. 301.4 м. Доломит	1.2	28.3
15701/177.7	-«-, пр. 157, скв. 1, гл. 177.7 м. Тонкообломочная вулканокластическая порода (туффит (?)); в обломках — кварц, редкие тонкие и длинные лейсты слюды	-3.5	25.5
15703/656.8	-«-, пр. 157, скв. 3, гл. 656,8 м. Доломит мелкозернистый с редким оруденением по трещинам	1.4	31.0
110/30.50-2	-«-, РЛ*110, проба ПК** 30.50-2 Марганцовистый доломит	1.7	23.1
110/30.50-3	-«-, РЛ 110, проба ПК 30.50-3. Марганцовистый доломит	1.5	25.7
110/30.50-4	-«-, РЛ 110, проба ПК 30.50-4. Доломит	1.9	22.5
В-11012/30.50	-«-, РЛ110, проба В-11012, ПК 30.50 Доломит	1.8	22.9
В-11012/30.19	-«-, РЛ 110, проба В-11012, ПК 30.19. Доломит	2.0	22.3
В-11012/30.33	-«-, РЛ110, проба В-11012, 30.33. Марганцовистый доломит	2.0	22.5
РЛ92/ТП-1-4	-«-, РЛ92, проба ТП***-1-4. Доломит	-1.9	25.3
1201/41.8	<u>Уч. Кожевенский</u> ; пр. 12, скв. 1, гл. 41.8 м. Туффит (?) оруденелый (ожелезнение), обломки кварца (10%) и мелкие лейсты слюды	-6.6	20.2
1402/42.7	Там же; пр. 14, скв. 2, гл. 42.7 м. Доломит мелкозернистый, с оруденением по трещинам	0.9	27.7
1402/46.5	-«-, пр. 14, скв. 2, гл. 46.5 м. Доломит, участками разнозернистый, с оруденением по трещинам	1.0	27.6
3401/68.5	-«-, пр. 34, скв. 1, гл. 68.5 м. Оксидная руда с обломочной текстурой; цемент выполнен карбонатом	-1.0	22.0

можно, при повышенных температурах. В этом случае мы должны будем предположить полное отсутствие растворенной углекислоты с легким изотопным составом углерода в составе пропитывающих (преобразующих) растворов, поскольку мы не наблюдаем какого-либо значимого облегчения изотопного состава углерода в пробах доломитов с относительно низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 5).

Однако несмотря на то, что изученные доломиты в разной степени пропитаны оксидами марганца (см. рис. За–к), имеющиеся данные (см. табл. 1, 3) не показывают зависимости изотопного состава кислорода (также и углерода) от содержания MnO в доломитах (см. табл. 1, 3). Так, например, доломит с наиболее интенсивно развитой по трещинам оксидно-марганцевой минерализацией (см. рис. 3ж, проба 7471, участок Моховой) характеризуется довольно высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (1.2 и 28.7‰ соответственно). Это же характерно и для пробы 7423 (участок Северный) и 7466 (Порожинский участок) (см. табл. 4).

Следует также отметить, что вторичный карбонат поздних генераций, развитый по трещинам или в виде рассеянной карбонатизации в силицитах и сильно измененных туффитах, характеризуется легким изотопным составом и кислорода, и углерода ($\delta^{18}\text{O} = 17.5...26.0\text{‰}$; $\delta^{13}\text{C} = -22.7...-0.5\text{‰}$) (см. рис. 5). Поэтому присутствие карбонатов поздних генераций, в целом характеризующихся более легкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, в составе изученных доломитов обусловило бы смещение изотопных характеристик в сторону облегчения изотопного состава не только кислорода, но и углерода. Возможно, в некоторых случаях вторичные карбонаты в незначительных количествах содержатся в составе первичных доломитов, но явных визуальных и микроскопических признаков этого мы не отмечаем.

Таким образом, отсутствие очевидной связи изотопного состава кислорода (и углерода) с интенсивностью проявления наложенной оксидно-марганцевой минерализации позволяет считать, что изотопные характеристики доломитов не под-

верглись существенным изменениям в результате наложенных процессов и отражают первичные условия седиментации. Вероятно, в морском бассейне позднего неопротерозоя (эдиакария) Вороговского прогиба во время седиментации (образования) доломитов изотопно-геохимические условия были различными.

Необходимо отметить, что оценка степени преобразованности исходных доломитов по величине отношения Mn/Sr, которая обычно используется для известняков [Banner, Hanson, 1990; Kaufman et al., 1993; Jacobsen, Kaufman, 1999], в нашем случае не является корректной. Это связано с высокими содержаниями марганца в исходном бассейне седиментации. Так, например, при существенно различном содержании марганца в некоторых образцах доломитов Порожинского и Мохового участков, концентрации стронция в них оказываются близкими (пробы 7325 и 7336: содержание MnO – 1.07 и 0.15%, концентрация стронция – 40.0 и 37.3 ppm соответственно). Не наблюдается также и отчетливой зависимости изотопного состава углерода и кислорода в доломитах от величины отношения Mn/Sr в них.

Таким образом, существенные различия изотопного состава кислорода доломитов могли быть обусловлены: 1) разным изотопным составом кислорода воды палеобассейна (например, существованием мелководных зон с существенным притоком метеорных осадков, обусловивших опреснение); 2) колебаниями температуры осадкообразования, обусловленными глобальными изменениями климата: существованием периодов оледенений и интэрстадиалов [Чумаков, 2017], которые оказывали влияние не только на изотопный состав углерода [Halverson et al., 2005, 2007], но, по-видимому, и кислорода.

Так, образование доломитов с пизолитовой текстурой (проба 7463, см. табл. 4), характеризующихся тяжелым изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} = 2.5\text{‰}$) и легким – кислорода ($\delta^{18}\text{O} = 25.0\text{‰}$, см. рис. 5, область “Б”), могло происходить в мелководной зоне палеобассейна с существенным притоком речных вод и при несколько повышенных температурах по сравнению с температурами образования доломитов с более высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$.

Важной особенностью доломитов нижне- и верхнеподъемской подсвит является их повышенная марганценосность. Вероятно, это было обусловлено повышенным фоновым содержанием марганца в верхневендском бассейне седиментации и не было связано с участием органического вещества в процессах концентрации марганца в карбонатах; об этом свидетельствуют высокие величины $\delta^{13}\text{C}$, присущие доломитам (см. табл. 1, пробы 7322, 7330, 7334 и др.).

Карбонаты марганца Порожинского месторождения, как отмечалось выше, характеризуются наиболее низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$: от –19.0 до –8.4‰ и от 8.8 до 27.3‰ соответственно. Легкий изотопный состав углерода обусловлен участием в их образовании окисленного углерода органического вещества. Это характерно для карбонатных марганцевых руд практически для всех месторождений мира [Кулешов, 2011; Kuleshov, 2017].

Важная роль окисленного углерода органического вещества, в процессе рудообразования и концентрации марганца в карбонатах была установлена многими исследователями [Okita et al., 1988; Polgary et al., 1991; Кулешов, 2013; Kuleshov, 2017] и выражается в обратной зависимости между величинами $\delta^{13}\text{C}$ и содержанием MnO в породе. Это же отмечается и на Порожинском месторождении – чем выше содержание марганца в породе (концентрации MnO в настоящей работе определялись по валовым пробам), тем легче изотопный состав углерода в ее карбонатной составляющей (см. рис. 6). На Порожинском месторождении изотопно-легкий углерод окисленного ОВ принимал участие как при формировании карбонатов марганца в карстовых депрессиях, так и в зонах покрытого карста (зоны проницаемости в пластах доломитов нижнеподъемской подсвиты и вулканогенно-осадочных пород верхнеподъемской подсвиты).

Карбонаты марганца Порожинского месторождения характеризуются, как отмечалось, также и более легким изотопным составом кислорода, по сравнению с вмещающими доломитами, и на графике рис. 5 занимают область наиболее низких значений $\delta^{18}\text{O}$. Часть проб с наиболее высокими величинами $\delta^{18}\text{O}$ попадает в область “В”, соответствующую карбонатам предполагаемой нами зоны диагенеза осадков позднепротерозойского морского бассейна. На присутствие карбонатов марганца диагенетического происхождения на Порожинском месторождении указывалось неоднократно [Цыкин и др., 1987; Посашникова и др., 1989, Цыкин, Свиридов, 1993, 2012].

В то же время в породах месторождения имеются карбонаты марганца с “аномально” низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (8–22‰) (см. рис. 5, зона “Г”), которые не характерны для карбонатов марганца диагенетического происхождения. Причем, подобные низкие значения отмечаются в карбонатах марганца как карстовых депрессий, так и зон покрытого карста, расположенных на значительных глубинах от дневной поверхности (например, проба 7429: профиль 106, скв. 14 на глубине 172.0 м; проба 7430: там же на глубине 190.9 м).

Несмотря на то, что близкий изотопный состав кислорода имеют карбонаты марганца в метаморфизованных (метаморфических) толщах, например, Южного Урала [Кулешов, Брусницын, 2005],

руды Порожинского месторождения были образованы, по-видимому, в диагенетических условиях и не подвергались метаморфизму или другим преобразованиям, протекающим при повышенных температурах. Таким образом, низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ в рудах Порожинского месторождения не могут быть объяснены термальным воздействием, а связаны с процессами иной природы.

Принимая во внимание предполагаемые низкотемпературные условия формирования карбонатов марганца на месторождении, можно считать, что низкие величины $\delta^{18}\text{O}$ здесь, так же, как и на Мазульском месторождении [Кулешов и др., 2017], обусловлены участием в составе рудообразующих (инфильтрационных) растворов изотопно-легких вод метеорного (поверхностного) происхождения, характеризующихся легким изотопным составом кислорода [Ферронский, Поляков, 2009]; оруденение приурочено к карстовым депрессиям и высокопроницаемым (трещиноватым и брекчированным) и, следовательно, обводненным зонам.

Участие изотопно-легких вод иного происхождения, например, захороненных морских вод, претерпевших изотопный обмен кислородом с вулканогенно-осадочными и магматическими породами при низких отношениях вода/порода, в нашем случае маловероятно, поскольку в геологическом строении месторождения существенно преобладают карбонатные породы, а вулканиты имеют резко подчиненное значение (магматические породы в районе месторождения отсутствуют полностью). Зоны карстификации развиваются (и развивались) под влиянием метеорных осадков.

Привлекать повышенные температуры осаждения карбонатов марганца для объяснения низких значений $\delta^{18}\text{O}$, как уже отмечалось, не представляется возможным, поскольку отсутствуют геологические и минералогические данные, подтверждающие это предположение.

ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА КАРБОНАТОВ МАРГАНЦА

Относительно происхождения промышленных скоплений оксидных руд марганца месторождений Порожинской группы, залегающих в карстовых депрессиях, существует практически единое мнение исследователей — эти руды вторичны и образовались в результате гипергенных процессов. Первичные оксиды марганца (манганит) в составе руд месторождения играют резко подчиненную роль.

Карбонаты марганца, развитые в пределах месторождения, имеют различное происхождение. Среди них есть первичные, приуроченные к отложениям верхнеподъемской подсвиты неопротерозоя, и вторичные, образованные в зоне гипергене-

за и приуроченные к образованиям карстовых депрессий мезозойско-кайнозойского возраста.

Генезис первичных руд марганца (оксидных и карбонатных) до сих пор обсуждается. Большинство исследователей [Мкртычян и др., 1980; Усталов, 1982; Головкин, Наседкина, 1982; Цыкин, 1984; Цыкин и др., 1987; Цыкин, Свиридов, 1993, 2012] считает, что первичные концентрации марганца, преимущественно в карбонатной форме и менее значительно — в оксидной, возникли на седиментационной и диагенетической стадиях литогенеза отложений верхнеподъемской подсвиты. Источниками марганца могли служить вулканиты окружающей суши (материковый снос) и синхронные с накоплением рудных горизонтов вулканогенно-осадочные породы, присутствующие в рудных пачках [Мкртычян и др., 1980; Грибов и др., 1984; Цыкин, Свиридов, 1993], а также — поствулканические растворы, с которыми было связано образование пластовых манганитовых руд [Головкин, Наседкина, 1982].

Близкая точка зрения была высказана в работе [Мстиславский, Потконен, 1990], в которой образование первичных родохрозитовых и оксидных (манганитовых) руд связывалось с проявлением вулканической и гидротермальной деятельности, в результате которой образовалось месторождение вулканогенно-гидротермально-осадочного генетического типа. Источником марганца в этом случае, как предполагается, являлись марганцевые гидротермальные растворы грифонов.

Хорошо известно, что участие изотопно-легкого окисленного углерода ОВ в процессах Mn-рудогенеза практически всегда приводит к первичной концентрации марганца в форме карбонатов в зоне диагенеза осадков (обзор по этой теме приведен в работах [Брусницын, 2013; Кулешов, 2013; Kuleshov, 2017; Брусницын и др., 2019, 2020]). Это является одной из главных закономерностей образования месторождений карбонатных марганцевых руд и выражается в обратной зависимости между содержанием MnO в породе и величиной $\delta^{13}\text{C}$. Подобная зависимость наблюдается в карбонатах марганца Порожинского месторождения, развитых как в карстовой депрессии Порожинского участка [Кулешов, 2018], так и в глубокозалегающих горизонтах вулканогенно-осадочных пород верхнеподъемской подсвиты: пробы с наиболее высокими содержаниями марганца характеризуются и более низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$, и наоборот (см. рис. 6).

Важной особенностью руд марганца Порожинского месторождения, подтверждающей предположение об участии живых организмов в рудогенезе марганца, является присутствие в них сохранившихся минерализованных микробиальных остатков [Бактериальная ..., 2002; Исследование ..., 2012]. Они отмечаются не только в карбонатных и

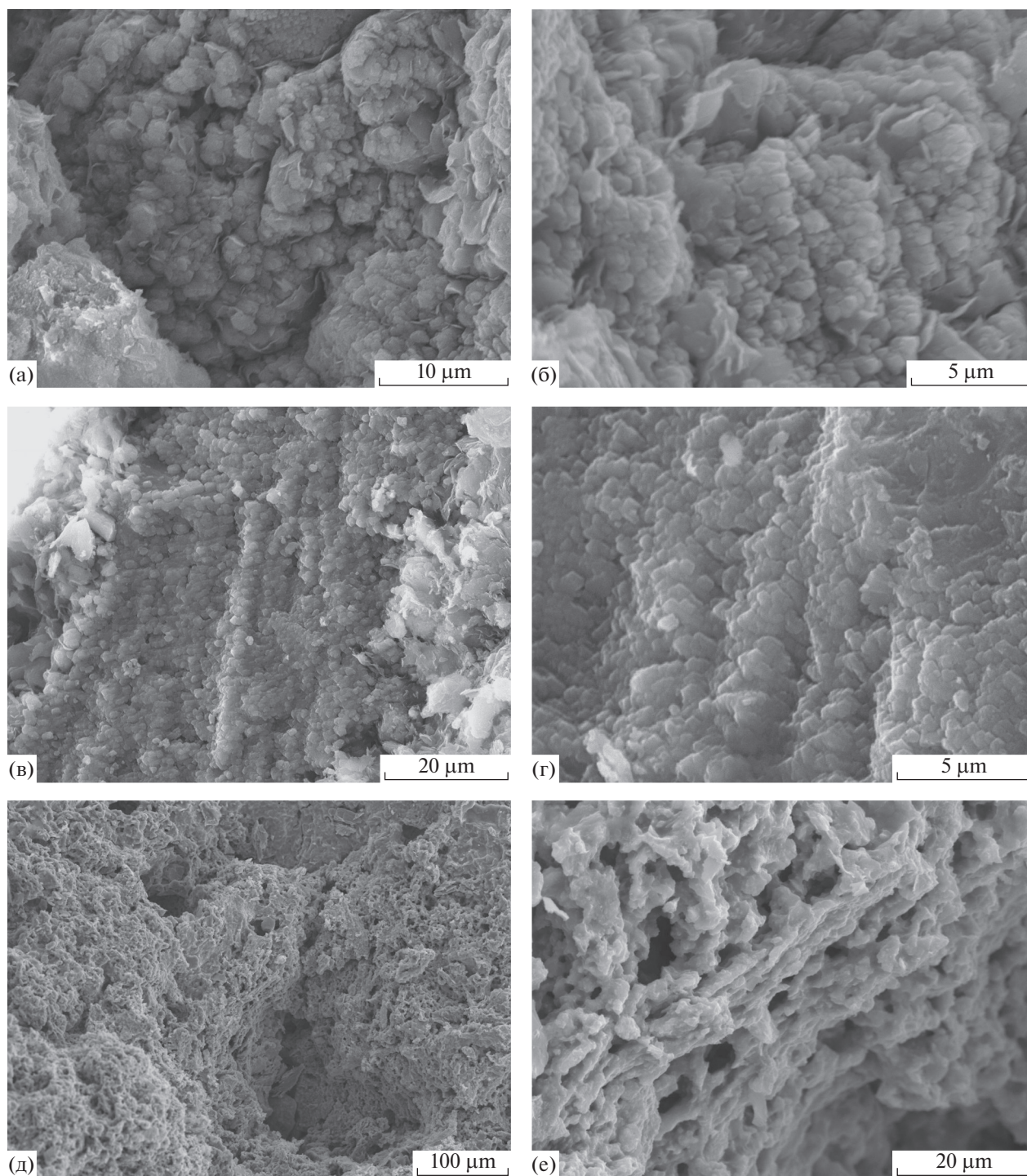


Рис. 7. Микрофотографии (СЭМ) карбонатных и оксидных руд Порожинского месторождения с минерализованными микробными остатками (фото Е.А. Жегалло).

а–г – Порожинский участок (карбонатные руды при разных увеличениях): а, б – скв. 2п-3, гл. 38.5 м: ячеистые колониальные структуры, в, г – скв. 2п-3, гл. 50.0 м: бактериальные нити; д, е – Моховой участок (оксидные руды при разных увеличениях): профиль 110, технологическая проба 11009/55-35.18, бактериальные нити.

песчанисто-карбонатных (рис. 7а–г) рудах, но и в оксидных рудах зоны гипергенеза (см. рис. 7д, е).

Полученные нами данные по изотопному составу кислорода позволяют считать, что карбона-

ты марганца Порожинского месторождения образовались в зоне раннего диагенеза осадков позднепротерозойского бассейна седиментации Вороговского прогиба (см. рис. 5, область “Б”;

пробы с наиболее высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (22–28‰), и позднее – в зоне гипергенеза (зоне карстификации на глубинах 180–200 м и более). В последнем случае карбонаты марганца характеризовались аномально легким изотопным составом кислорода, вплоть до значений $\delta^{18}\text{O}$, лежащих в интервале 8–15‰ (пробы 7464 и 7465, см. табл. 4, рис. 5, область “Г”). Такие низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ обусловлены участием в их образования изотопно-легких вод метеорного генезиса, что согласуется с имеющимися геологическими данными. Повышенные температуры осаждения карбонатов марганца Порожинского месторождения для объяснения низких значений $\delta^{18}\text{O}$ не привлекались вследствие отсутствия поддерживающих это предположение геологических и минералогических данных.

Вопрос об источнике (источниках) марганца в рудах Порожинского месторождения до сих пор остается открытым. Марганец мог вноситься в палеобассейн в результате разрушения вулкаников на прилегающей суше (в частности, гипербазитов, распространенных в непосредственной близости на западе и северо-западе от месторождения), а также мог быть первоначально заключен в горизонтах вулканогенно-терригенных пород подъемской свиты, характеризующихся повышенным его содержанием. Марганец мог привноситься в первоначальные осадки также и гидротермальным путем. Полученные нами данные по изотопному составу углерода и кислорода не позволяют сделать определенные выводы относительно источника марганца.

В то же время, при обсуждении возможных источников марганца оксидных руд Порожинского месторождения, заслуживают внимания особенности строения и состава доломитов подъемской свиты, характеризующихся повышенной марганценосностью (см. табл. 1, 2): содержания MnO в них составляют 0.31–2.07%, а в некоторых случаях значительно выше (вплоть до 6.1%), что существенно превышает среднее содержание марганца в земной коре [Rudnick, Gao, 2003].

Изученные доломиты (в исходном или нарушенном залегании) всегда ассоциируют с залежами оксидов марганца зоны гипергенеза. Поэтому во многих случаях можно предположить, что повышенное содержание марганца в валовых пробах доломитов связано с привносом этого элемента растворами, проникшими по трещинам (см. рис. 3е–з). На приведенных фотографиях видно, что оксиды марганца являются вторичными по отношению к доломитам.

Просачивание Mn -содержащих растворов происходило также и на глубину – в горизонты доломитов, подстилающих карстовые депрессии, и в коренные (материнские) доломиты, по которым развиваются коры выветривания (см. рис. 2) и ко-

торые всегда залегают гипсометрически ниже рудных скоплений.

Однако, важным является то обстоятельство, что повышенным содержанием марганца характеризуются доломиты как верхнеподъемской, так и нижнеподъемской подсвиты (см. табл. 1; аналогичные данные ранее были приведены ранее в работах [Цыкин, 1984; Цыкин, Свиридов, 2012]). Причем, в некоторых случаях такие доломиты (с содержаниями Mn выше кларковых) практически не содержат видимых выделений оксидов марганца (см. рис. 3б, в). Поэтому можно предполагать, что наблюдаемые повышенные содержания MnO в доломитах первичны и были обусловлены, по-видимому, повышенным содержанием марганца в водах и взвеси морского палеобассейна, и не являются результатом привноса марганца в уже образовавшиеся доломиты растворами из зоны гипергенеза.

Также следует отметить, что повышенные содержания марганца в доломитах не связаны с процессами концентрации марганца, происходящими при участии углерода окисленного органического вещества. Такой вывод следует из высоких величин $\delta^{13}\text{C}$, характерных для изученных доломитов (см. табл. 4).

Таким образом, можно предполагать, что источником марганца, поступавшего в бассейн седиментации неопротерозоя Вороговского прогиба, помимо материкового сноса и вулкаников, приведших к образованию вулканогенно(туфогенно)-осадочных пород верхнеподъемской подсвиты с повышенными содержаниями марганца, могли быть также и разгружающиеся в бассейне седиментации гидротермальные растворы, что происходило во время накопления доломитов не только верхнеподъемской, но и, по-видимому, нижнеподъемской подсвиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные нами данные по изотопному составу углерода и кислорода, в целом подтверждают точку зрения ряда исследователей о многоактном образовании карбонатов марганца Порожинской группы месторождений [Цыкин, 1984, 1992; Цыкин, Свиридов, 1993, 2012] и свидетельствуют о разных изотопно-геохимических условиях их образования. Формирование обогащенных марганцем пород (вулканогенно-терригенных и карбонатных) происходило на стадии седиментогенеза в морском водоеме позднего протерозоя. Позднее, в континентальных условиях, в зоне гипергенеза при развитии карстовых процессов в первоначально обогащенных марганцем доломитах и вулканиках верхнеподъемской (возможно – и доломитам нижнеподъемской) подсвиты, при участии изотопно-легких вод метеорного проис-

хождения происходила концентрация марганца до рудных значений как в виде оксидов марганца, так и в форме карбонатов (родохрозита, манганокальцита). В последнем случае этот процесс происходил при активном участии изотопно-легкого углерода окисленного органического вещества. Окисление обогащенных марганцем карбонатов в гипергенных (кислородных) условиях зоны карстообразования привело к формированию оксидных марганцевых руд. Существенная роль в рудогенезе марганца принадлежала простейшим организмам; в карбонатах и оксидах марганца сохранились микробиальные структуры.

Карбонатные марганцевые руды карстовых депрессий Порожинского месторождения по изотопному составу углерода и кислорода близки к аналогичным породам Мазульского месторождения; они могут быть отнесены к эпигенетическим и представлять группу карбонатных марганцевых руд зоны гипергенеза.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность Г.В. Горшкову и Е.Г. Пилипчук за консультации по геологии Порожинского месторождения и неоценимую помощь при отборе образцов. Авторы благодарны докт. геол.-мин. наук Н.Б. Кузнецову (ГИН РАН) за консультации по региональной геологии (Енисейский кряж и прилегающие районы Красноярского края России).

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа была выполнена при финансовой поддержке Программа Президиума РАН № 1.48 и в соответствии с планом НИР Геологического института РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бактериальная палеонтология / Под ред. А.Ю. Розанова. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.
- Брусницын А.И.* Минералогия марганцевоносных метаосадков Южного Урала. СПб.: СПбГУ, 2013. 160 с.
- Брусницын А.И., Старикова Е.В., Игнатова М.В., Кулешов В.Н.* Проявление Надейхинское (Пай-Хой, Россия) как пример железо-марганцевых метаосадков в углеродистых доломитсодержащих сланцах // Литология и полез. ископаемые. 2019. № 2. С. 165–192.
- Брусницын А.И., Кулешов В.Н., Садыков С.А., Перова Е.Н., Верещагин О.С.* Изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) и генезис марганцевоносных отложений месторождения Ушкатын-III, Центральный Казахстан // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 6. С. 522–548.
- Варанд Э.Л., Андреев О.В.* Порожинский марганцеворудный район и его перспективы // Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 89–95.
- Вишневская И.А., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И. и др.* Вороговская серия венда Енисейского кряжа: хемостратиграфия и данные U–Pb-датирования детритовых цирконов // Докл. РАН. 2017. Т. 476. № 3. С. 311–315.
- Головкин В.А., Наседкина В.Х.* Состав и генезис марганцевых руд Порожинского месторождения (Енисейский кряж) // Геология и геохимия марганца / Отв. ред. И.М. Варенцов. М.: Наука, 1982. С. 104–109.
- Головкин В.А., Мстиславский М.М., Наседкина В.Х. и др.* Марганценосность докембрия Енисейского кряжа // Геология и геохимия марганца / Отв. ред. И.М. Варенцов. М.: Наука, 1982. С. 94–104.
- Горшков Г.В.* Порожинское месторождение марганцевых руд // Отечественная геология. 1994. № 10. С. 58–61.
- Государственный доклад “О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2018 году”. М.: Министерство природных ресурсов и экологии РФ, 2019. 422 с.
- Грибов Е.М., Варанд Э.Л., Пасашикова Г.К.* Условия образования марганцевых руд Порожинского месторождения // Марганцевое рудообразование на территории СССР / Отв. ред. Д. Г. Сапожников. М.: Наука, 1984. С. 95–101.
- Исследование марганцевой и железомарганцевой минерализации в различных природных обстановках методами сканирующей электронной микроскопии / Ред. Г.Н. Батулин. М.: Эслан, 2012. 472 с.
- Кавицкий М.Л., Мкртычян А.К., Стороженко А.А., Усталов В.В.* Порожинское месторождение марганца // Разведка и охрана недр. 1980. № 3. С. 13–16.
- Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шаццло А.В., Рудько Д.В.* Новые находки ихнофоссилий из пограничных уровней венда/кембрия западной периферии Сибирской платформы (вести с полей 2017) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) // Материалы совещания. Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 153–155.
- Кулешов В.Н.* Изотопные особенности ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) карбонатов марганца Порожинского месторождения (Енисейский кряж, Красноярский край) // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 6. С. 576–584.
- Кулешов В.Н.* Месторождения марганца. Сообщение 1. Генетические модели марганцевого рудогенеза // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 5. С. 527–550.
- Кулешов В.Н.* Марганцевые породы и руды: геохимия изотопов, генезис, эволюция рудогенеза. М.: Научный мир, 2013. 508 с.
- Кулешов В.Н., Брусницын А.И.* Изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) и происхождение карбонатов из марганцевых месторождений Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 4. С. 416–429.
- Кулешов В.Н., Жуков И.Г., Брусницын А.И.* Изотопные особенности и генезис Мазульского месторождения марганца // Литология и полез. ископаемые. 2017. № 1. С. 60–71.

- Мкртычян А.К., Цыкин Р.А., Саваньяк Ю.В. Марганценосность Енисейского кряжа // Новые данные по марганцевым месторождениям СССР / Отв. ред. Д.Г. Сапожников. М.: Наука, 1980. С. 205–210.
- Мстиславский М.М., Потконен Н.И. Порожинское месторождение марганца в Енисейском кряже // Геология руд. месторождений. 1990. № 3. С. 82–95.
- Посашникова Г.К., Цыкин Р.А., Костенко Л.П., Свиридов Л.И. Порожинский марганцеворудный район Вороговского прогиба (Енисейский кряж) // Проблемы геологии и металлогении Красноярского края / Отв. ред. Г.Н. Бровков, В.М. Даценко. Новосибирск: Наука, 1989. С. 23–46.
- Рахманов В.П., Грибов Е.М., Медведовская Н.И. Изотопные особенности карбонатных и окисных руд марганцевых месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. № 4. С. 91–98.
- Усталов В.В. Структуры, формации и марганценосность Вороговского прогиба (Енисейский кряж) / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1982. 16 с.
- Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. М.: Научный мир, 2009. 632 с.
- Хоментовский В.В. Ангарий Енисейского кряжа как стандартное подразделение неопротерозоя // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 464–472.
- Цыкин Р.А. Об этапности формирования Порожинского месторождения марганца (Енисейский кряж) // Петрология и полезные ископаемые Красноярского края / Ред. Г.Н. Бровков, В.М. Даценко. Новосибирск: Наука, 1984. С. 99–104.
- Цыкин Р.А. Особенности мезозойско-кайнозойского гипергенеза в марганцево-рудном Порожинском районе (Енисейский кряж) // Геология руд. месторождений. 1992. Т. 34. № 5. С. 73–79.
- Цыкин Р.А. Рудоносные коры выветривания и палеокарст центральных и южных районов Красноярского края // Отечественная геология. 1994. № 10. С. 39–44.
- Цыкин Р.А., Свиридов Л.И. Состав и условия образования марганценозной пачки подъемской свиты верхнего рифея (Енисейский кряж) // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 5 С. 27–33.
- Цыкин Р.А., Свиридов Л.И. Порожинский марганценозный узел. Красноярск: Сибирский федеральный университет, 2012. 108 с.
- Цыкин Р.А., Свиридов Л.И., Костенко Л.П. Марганцевые руды месторождения Моховое (Енисейский кряж) // Геология руд. месторождений. 1987. № 1. С. 112–117.
- Чумаков Н.М. Оледенения Земли // Природа. 2017. № 7. С. 17–29.
- Banner J.L., Hanson G.N. Calculation of simultaneous and trace element variations during water-rock interaction with applications of carbonate diagenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. № 11. P. 3123–3137.
- Halverson G.P., Dudás F.Ö., Maloof A.C., Bowring S.A. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2007. V. 256. № 3–4. P. 103–129.
- Halverson G.P., Hoffman P.F., Schrag D.P., Maloof A.C. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record // Geol. Soc. Am. Bull. 2005. V. 117. № 9/10. P. 1181–1207.
- Jacobsen S.B., Kaufman A.J. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater // Chem. Geol. 1999. V. 161. P. 37–57.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 120. Iss. 3–4. P. 409–430.
- Kuleshov V. Isotope Geochemistry: The Origin and Formation of Manganese Rocks and Ores / Ed. J. Barry Maynard. Amsterdam, Boston, Heidelberg, London, N. Y., Oxford, Paris, San Diego, San Francisco, Singapore, Sydney, Tokyo: Elsevier, 2016. 427 p.
- Okita P.M., Maynard J.B., Spikers E.C., Force E.R. Isotopic evidence for organic matter oxidation by manganese reduction in the formation of stratiform manganese carbonate ore // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. P. 2679–2685.
- Polgari M., Okita P.M., Hein J.R. Stable isotope evidence for the origin of the Urkut manganese ore deposit, Hungari // J. Sedim. Petrol. 1991. V. 61. № 2. P. 384–393.
- Priyatkin N., Collins W.J., Khudoley A.K. et al. Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: characterizing buried crust of the basement // Precambrian Res. 2016. V. 285. P. 21–38.
- Rudnick P.L., Gao S. Composition of the continental crust. // Treatise on Geochemistry. V. 3. Amsterdam: Elsevier Ltd., 2003. P. 1–64.
- Sovetov J.K., Le Heron D.P. Birth and evolution of a Cryogenian basin: Glaciation, rifting and sedimentation in the Vorogovka Basin, Siberia // Sedimentology. 2016. V. 63. P. 498–522.

Specific Features of the Manganese Carbonate Genesis of the Porozhinsky Deposit (Yenisei Ridge, Krasnoyarsk Region)

V. N. Kuleshov¹, L. I. Sviridov², and O. L. Petrov¹

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

² Siberian Federal University (Institute of Oil and Gas), Svobodny prosp., 82, bld. 6, Krasnoyarsk, 660041 Russia

*e-mail: vnkuleshov@mail.ru

**e-mail: Sviridov@sfu-kras.ru

The chemical and isotopic composition of carbonate and oxide manganese ores and the host dolomites of the Porozhinsky deposit has been studied. Manganese carbonates are characterized by low values of $\delta^{13}\text{C}$ (-19.0 to -8.4‰ , PDB) and $\delta^{18}\text{O}$ (8.8 to 27.3‰ , SMOW). These data indicate the participation in their formation of isotopically light carbon of oxidized organic matter, and the water of ore-depositing solutions was, most likely, of meteoric origin. The host dolomites (Pod'emskaya Formation, Chap Group) are characterized by a heavier isotopic composition of carbon (2.3 – 2.6‰) and oxygen (22.5 – 31.3‰), which are characteristic of marine sedimentary carbonates of the Late Proterozoic sedimentation basin. An essential role in the ore genesis of manganese belongs to the simplest organisms; microbial structures were preserved in carbonates and manganese oxides.

Keywords: manganese ores, carbonates, oxides, isotopic composition, carbon, oxygen, karst depressions, Yenisei ridge.

УДК 549.621.9:551.332(470.13)

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНАТОВ И ЦИРКОНОВ В МОРЕНАХ СРЕДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА НА СЕВЕРЕ И ЮГЕ ТИМАНО-ПЕЧОРО-ВЫЧЕГОДСКОГО РЕГИОНА

© 2021 г. Л. Н. Андреичева^а, *, М. Н. Буравская^а, **

^аИнститут геологии им. акад. Н.П. Юшкина Коми научного центра УрО РАН,
ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

*e-mail: andreicheva@geo.komisc.ru

**e-mail: buravskaya@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 17.12.2019 г.

После доработки 16.03.2020 г.

Принята к публикации 15.10.2020 г.

В статье рассмотрены результаты исследований типоморфизма и химического состава гранатов и цирконов из печорской (днепровской) и вычегодской (московской) морен среднего неоплейстоцена долин рр. Лаи (на севере) и Вычегды (на юге) Тимано-Печоро-Вычегодского региона, проведенных для обоснования детального расчленения и корреляции разрезов квартера. В моренах присутствуют гранаты двух цветовых групп: оранжевой и розовой. В моренах долины р. Лаи доминируют розовые гранаты, причем в печорской морене их больше, чем в вычегодской. Среди оранжевых гранатов в печорской морене преобладают пироп-альмандины с примесью гроссуляра, а в вычегодской морене оранжевые гранаты представлены пятью разновидностями, включая альмандин-спессартиную. Состав розовых гранатов преимущественно пироп-альмандиновый; в вычегодской морене выделен также гроссуляр. В долине р. Вычегды печорская морена обогащена розовыми гранатами, а в вычегодском горизонте преобладают гранаты оранжевой окраски. В обеих моренах доминируют гранаты альмандиновой группы, с переменным количеством примеси пироба и гроссуляра. Печорская морена, в отличие от вычегодской, содержит спессартин-гроссуляр-альмандиновую разновидность гранатов. Состав гранатов розовой цветовой группы в обоих горизонтах морен р. Вычегды практически идентичен. Результаты изучения цирконов позволили выявить сходство их морфологии и химического состава в обеих моренах. Присутствие цирконов в моренах связано с их перетолжением из дезинтегрированных магматических пород кислого, среднего и основного составов и метаморфических пород фундамента. Величины индикаторного отношения ZrO_2/HfO_2 в цирконах из вычегодской морены северной части региона (р. Лая) свидетельствуют об их поступлении из метаморфических образований Северо-Западной (Фенноскандинавской) питающей провинции и Северного Тимана. В моренах долины р. Вычегды цирконы в основном перетолжены из кислых, средних и основных магматических пород, и только незначительная их часть поступила из метаморфических пород.

Ключевые слова: гранат, циркон, корреляция морен, типоморфизм, химический состав, индикаторные отношения циркония и гафния.

DOI: 10.31857/S0024497X21020026

Расчленение и корреляция четвертичных отложений, воссоздание палеогеографических обстановок квартера остаются актуальными проблемами четвертичной геологии. Для их решения необходимо комплексное литологическое изучение маркирующих горизонтов. В качестве таких горизонтов выделены основные морены, сформированные в результате ассимиляции терригенного материала различных питающих ледниковых провинций. Разработка литологических критериев расчленения разновозрастных морен возможна, поскольку в них сохраняются наиболее

типичные признаки питающих провинций трех классов: местных, транзитных и удаленных; и морена фактически представляет собой продукт первого этапа дифференциации пород гляциального генетического ряда.

Впервые, для получения литологической характеристики морен Европейского Северо-Востока России, выяснения их возраста и территориальных особенностей состава, они были детально исследованы комплексом методов. Литологические различия разновозрастных моренных горизонтов предопределяются их формиро-

ванием за счет обломочного материала разных питающих провинций, что позволяет использовать эти различия для целей литостратиграфии. Корреляция моренных горизонтов основана исключительно на литологических признаках, однако, в связи с площадной изменчивостью вещественного состава основных морен и сложностью его интерпретации, правомерность пространственных корреляций нередко представляется сомнительной. Между тем изменчивый состав морен обусловлен факторами гляциоседиментогенеза: гляциодинамическими обстановками и направлениями перемещения покровных ледников в разные эпохи неоплейстоцена; рельефом доледникового ложа; ассимиляцией пород удаленных, транзитных и местных питающих провинций, сложно сочетающихся в пространстве, а также особенностями радиально-маргинальной структуры ледникового покрова. Для более обоснованной корреляции морен на литологической основе были использованы методические подходы, разработанные Н.Г. Судаковой [1990] и предложенное ею районирование территории древнего материкового оледенения с составлением карт литорайонов – элементарных единиц литолого-палеогеографического районирования, обособленных по типу ледникового питания. В пределах литорайонов литологическая корреляция возможна в любых направлениях. Такая карта-схема была составлена нами для территории Тимано-Печоро-Вычегодского региона, что делает возможным проведение широких пространственных сопоставлений ледниковых комплексов.

Литологические особенности морен и учет факторов гляциоседиментогенеза позволяют достаточно уверенно проводить региональные и межрегиональные корреляции моренных горизонтов в двух направлениях: меридиональном (по ходу движения ледника) и широтном (субпараллельно границе оледенения) [Андреичева и др., 1997, 2015; Андреичева, 2002]. При меридиональной корреляции должна учитываться зональность геологической деятельности покровного ледника, а при широтной – влияние различных секторов разноса обломочного материала, обусловленных сложной радиальной структурой ледникового покрова [Судакова, 1990].

Вещественный состав морен на обширной и неоднородной в геологическом отношении территории Тимано-Печоро-Вычегодского региона определяется суммарным воздействием питающих ледниковых провинций трех классов – удаленных, транзитных и местных. В настоящее время особенности состава пород в провинциях всех этих классов установлены и хорошо изучены О.С. Кочетковым [1967] и Л.Н. Андреичевой [1994].

Расчленение и корреляция основных морен проводились по комплексу литологических признаков: петрографическому составу крупнообломочного материала, ориентировке удлиненных обломков пород, гранулометрическому составу мелкозема, минералогическим особенностям мелкопесчаной и глинистой фракций. Вместе с тем литологическая корреляция ледниковых горизонтов требует биостратиграфического и литостратиграфического обоснования, а также учета закономерностей ледникового литогенеза. Кроме того, корреляционная информативность текстурно-структурных особенностей и отдельных показателей вещественного состава основных морен различна. Наиболее устойчивыми и регионально выдержанными литологическими признаками морен, позволяющими их коррелировать, являются: петрографическое сходство крупнообломочного материала, однородная ориентировка удлиненных обломков пород, наличие руководящих валунов, примерно одинаковое соотношение дальнепринесенных и местных компонентов в моренах. По данным текстурно-структурного, минералого-петрографического анализов и замерам ориентировки обломков пород в моренах, было определено местоположение центров оледенения. Кроме того, для корреляции моренных горизонтов весьма результативным оказалось радиологическое датирование обломочного материала основных морен, которое впервые было применено нами на территории Тимано-Печоро-Вычегодского региона [Андреичева, 1992; Андреичева, Андреичев, 1983, 2013].

В результате проведенных исследований было установлено, что морены разного возраста на Европейском Северо-Востоке России формировались за счет обломочного материала двух ледниковых питающих провинций: Северо-Восточной (Пай-Хой-Уральско-Новоземельской) и Северо-Западной (Фенноскандинавской).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Крупномасштабное геологическое картирование и создание нового поколения геологических карт в настоящее время требуют более детального стратиграфического расчленения четвертичных отложений, с учетом генетических признаков, и обоснованной их корреляции. Для этих целей необходимо совершенствование традиционных и применение новых методов и подходов в области литостратиграфии морен. В дополнение к традиционному комплексу литологических методов исследования нами начато изучение типоморфизма и химического состава аксессуарных минералов в моренах и их использование для установ-

ления типа и расположения питающих ледниковых провинций. При этом мы исходили из постулата о том, что акцессорные минералы, поступавшие в морены из Северо-Западной и Северо-Восточной терригенно-минералогических провинций, различаются по своим типоморфным особенностям и химическому составу, что позволяет связать их с определенными центрами оледенений и подтвердить, либо опровергнуть установленную ранее стратиграфическую приуроченность морен. Этот метод предлагается использовать в тех случаях, когда традиционный набор литологических методов исследования не позволяет провести детальное стратиграфическое расчленение и обосновать корреляцию морен.

На первом этапе исследований выявлены типоморфные особенности и изучен химический состав гранатов и цирконов. Изучение проводилось в ЦКП “Наука” Института геологии Коми НЦ УрО РАН “Наука” на сканирующем электронном микроскопе фирмы JEOL (модель JSM-6400) с энергетическим спектрометром Link: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 10^{-9} А, стандарт эталонов Microspec (оператор В.Н. Филиппов). Микрофотографии минералов в сканирующем микроскопе получены в режиме вторичных электронов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Исследования по установлению источников сноса обломочного материала, расчленению и корреляции осадочных толщ по типоморфным особенностям акцессорных минералов ранее проводились А.С. Мортонем [Morton, 1958, 1985] и Б.М. Осовецким [2001].

В настоящей работе представлены результаты изучения типоморфизма и химического состава гранатов и цирконов, выделенных из тяжелой фракции морен среднего неоплейстоцена – печорской (Q_{II}^2rc) и вычегодской (Q_{II}^4vc), вскрывающихся в долинах рек Лаи и Вычегоды Тимано-Печоро-Вычегодского региона (рис. 1). Ранее были получены первые, вполне обнадеживающие результаты [Андреичева, Буравская, 2017].

Типоморфные особенности гранатов

В составе минеральной ассоциации тяжелой фракции морен гранаты играют важную роль, составляя от 5 до 25%. Все зерна гранатов представлены двумя цветовыми группами. Первая группа включает гранаты оранжевой и светло-оранжевой окраски, вторая группа состоит из розовых, светло-розовых и практически бесцветных зерен.

В печорской морене р. Лаи первую цветовую группу гранатов формируют угловато-окатанные прозрачные обломки (рис. 2а, б). Вторая группа представлена в основном остроугольными и угловато-окатанными обломками бледно-розовых гранатов со стеклянным блеском (см. рис. 2в, г). Соотношение гранатов оранжевой и розовой цветовой групп составляет 1 : 10. Химический состав минералов с пересчетом на минеральный состав гранатов (табл. 1) позволил установить, что первая цветовая группа сложена гроссуляр-пиропальмандином (50%), а также гроссуляр-спессартин-альмандином и гроссуляр-альмандин-пиропом, составляющими по 25% (рис. 3). Среди гранатов второй цветовой группы абсолютно доминирует пироп-альмандин – 90%, на гроссуляр-пироп-альмандин приходится 10%.

В вычегодской морене р. Лаи оранжевые и светло-оранжевые гранаты представлены прозрачными зернами, угловато-окатанными, с гладкой поверхностью (см. рис. 2д, е). По минеральному составу среди них выделены пять разновидностей гранатов: пироп-гроссуляр-альмандин (43%) доминирует; гроссуляр-пироп-альмандин, гроссуляр-альмандин-спессартин, гроссуляр-андрадит и альмандин-спессартин составляют примерно по 14.3% (см. рис. 3).

Вторая цветовая группа состоит из остроугольных и угловато-окатанных зерен преимущественно светло-розовой окраски со стеклянным блеском и гладкой (редко с шероховатой матовой) поверхностью (см. рис. 2ж, з).

Эту группу образуют пироп-альмандин (56%), гроссуляр-пироп-альмандин (33%), а также гроссуляр (11%), представленный бесцветными зернами. Соотношение оранжевых и розовых гранатов 1 : 4.

В печорской морене р. Вычегоды группа оранжевых гранатов сложена в основном угловато-окатанными зернами с неровной поверхностью (рис. 4а, б). Результаты пересчета химического состава гранатов на минеральный (табл. 2) указывают на присутствие в первой цветовой группе гранатов трех разновидностей (рис. 5): пироп-гроссуляр-альмандин и гроссуляр-пироп-альмандин (по 40%), спессартин-гроссуляр-альмандин (20%). Для группы розовых гранатов характерны прозрачные, реже полупрозрачные остроугольные зерна с гладкой поверхностью, на которой иногда наблюдаются шероховатости в виде углублений и бугорков (см. рис. 4в, г). В этой группе гранатов выделены четыре разновидности. Наиболее значительная часть гранатов представлена пиропальмандином (60%), в меньших количествах присутствуют гроссуляр-альмандин-пироп (20%), а

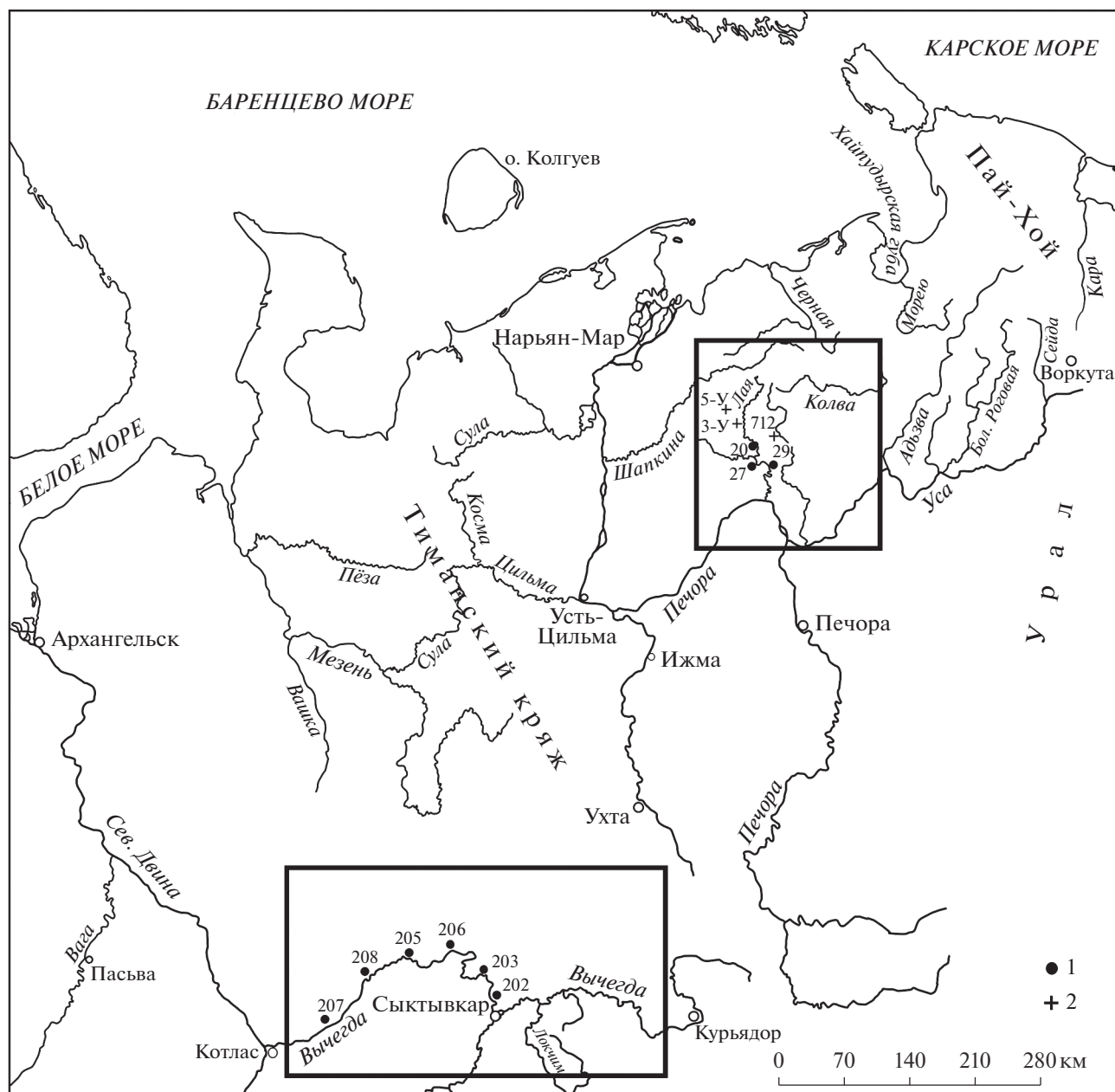


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов среднеплейстоценовых отложений.
1 – обнажения, 2 – скважины.

также пироп-гроссуляр-альмандин и гроссуляр-пироп-альмандин (по 10%). Соотношение гранатов первой и второй цветовой групп 1 : 2.

В вычегодской морене р. Вычегды гранаты первой цветовой группы представлены угловато-окатанными, редко хорошо окатанными прозрачными зернами, с гладкой (у единичных зерен с шероховатой) поверхностью (см. рис. 4д, е). По минеральному составу в группе оранжевых гранатов содержатся в равных количествах (по 50%)

гроссуляр-пироп-альмандин и пироп-гроссуляр-альмандин (см. рис. 5). Вторая цветовая группа включает остроугольные и угловато-окатанные прозрачные обломки гранатов с гладкой поверхностью и стекляннным блеском (см. рис. 4ж, з) четырех разновидностей: пироп-альмандина (44.5%), пироп-гроссуляр-альмандина и гроссуляр-альмандин-пиропа (по 22%), гроссуляр-пироп-альмандина (11.5%). Соотношение оранжевых и розовых гранатов 2 : 1.

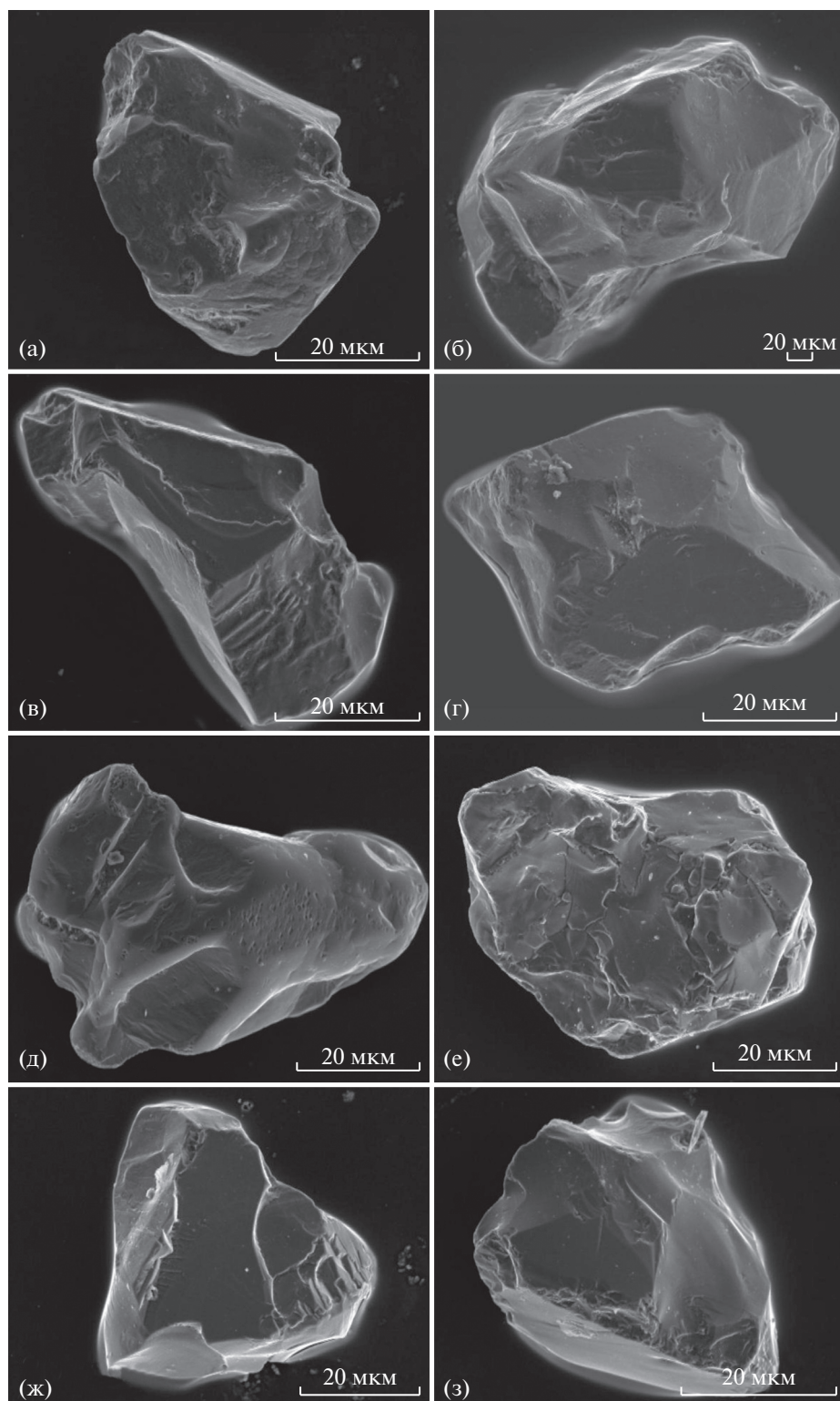


Рис. 2. Гранаты из среднелепистоценовых морен р. Лаи. а–г – гранаты из печорской морены: а, б – гранаты первой цветовой группы (оранжевые); в, г – гранаты второй цветовой группы (розовые); д–з – гранаты из вычегодской морены: д, е – гранаты первой цветовой группы; ж, з – гранаты второй цветовой группы.

Таблица 1. Химический состав гранатов в моренах р. Лаи и результаты пересчета на минеральный состав

Цветовая группа	Компоненты, мас. %						Минеральный состав, %*				
	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	MnO	Fe ₂ O ₃	Пи (Mg ₃ Al ₂)	Ал (Fe ₃ Al ₂)	Сп (Mn ₃ Al ₂)	Гр (Ca ₃ Al ₂)	Ан (Ca ₃ Fe ₂)
Печорский горизонт											
Оранжевая	Гроссуляр-пироп-альмандин										
	5.65	22.01	36.0	6.53	1.77	28.06	22.42	54.81	4.10	17.01	1.68
	3.83	20.88	35.0	6.54	0.63	33.13	15.65	63.85	1.44	15.83	3.24
	Гроссуляр-альмандин-пироп										
	11.69	22.30	36.54	5.29	0.45	23.75	43.66	42.64	0.85	10.84	2.03
	Гроссуляр-спессартин-альмандин										
1.41	21.64	35.6	9.05	13.39	18.91	5.52	37.93	30.34	25.69	0.52	
Розовая	Пироп-альмандины										
	5.99	21.26	34.41	3.21	0.62	34.49	23.14	63.87	1.37	8.68	3.25
	10.15	22.28	35.90	1.32	0.71	29.65	37.50	55.74	1.51	4.99	2.26
	9.68	22.23	35.98	1.20	0.32	30.26	38.09	57.83	0.72	2.31	1.06
	13.18	22.30	36.50	1.46	0.43	26.13	46.13	48.48	1.01	1.80	2.50
	6.21	22.35	35.21	0.69	0.85	34.71	25.41	70.76	2.01	1.28	0.55
	8.35	22.32	35.75	1.17	0.74	31.68	33.16	62.01	1.61	1.90	1.33
	7.04	21.56	34.75	3.23	1.83	31.62	27.52	59.17	4.16	6.24	2.93
	7.59	21.15	34.43	1.23	0.84	34.78	29.69	64.69	1.91	0.88	2.85
	12.23	22.61	36.66	1.64	0.26	26.61	46.04	48.99	0.52	3.44	1.03
	Гроссуляр-пироп-альмандин										
8.57	22.21	37.37	5.98	0.80	25.08	33.75	47.50	1.97	14.11	2.67	
Вычегодский горизонт											
Оранжевая	Пироп-гроссуляр-альмандины										
	4.32	21.55	35.06	8.10	0.75	30.23	17.01	58.25	1.76	21.68	1.32
	2.99	22.02	35.41	7.74	2.17	29.69	12.23	60.07	5.04	21.72	0.95
	3.87	21.47	35.40	7.19	2.73	29.36	15.65	57.18	6.22	18.97	2.00
	Гроссуляр-пироп-альмандин										
	6.50	21.62	36.16	6.39	0.54	28.80	26.03	54.72	1.07	15.51	2.67
	Гроссуляр-альмандин-спессартин										
	1.40	20.13	35.65	4.61	25.61	12.63	5.74	22.12	58.78	10.05	3.32
	Гроссуляр-андрадит										
	0.45	10.40	37.70	30.97	0.80	19.84	1.81	4.99	8.78	34.27	50.17
Альмандин-спессартин											
1.14	22.03	36.12	1.73	22.02	16.97	4.93	36.45	53.35	5.28	0.00	
Розовая	Пироп-альмандины										
	4.89	21.21	34.06	1.16	1.69	37.00	19.51	71.45	3.88	3.06	2.11
	7.93	22.74	35.73	2.48	0.67	30.47	31.28	60.38	1.42	6.65	0.28
	10.16	22.11	35.95	1.69	0.39	29.72	39.13	55.31	0.87	3.40	1.31
	8.71	21.56	34.90	1.10	0.69	33.05	33.85	61.64	1.39	1.31	1.82
	7.43	21.84	35.64	2.25	0.46	32.40	29.75	62.73	1.08	4.74	1.72
	Гроссуляр-пироп-альмандины										
	4.13	22.48	35.99	6.35	2.23	28.83	16.90	59.01	5.30	18.25	0.56
	7.17	22.08	36.21	6.37	0.81	27.37	27.99	52.29	1.76	15.58	2.38
	4.05	21.98	36.46	5.59	1.26	30.68	17.13	62.97	3.03	15.20	1.69
Гроссуляр											
0.55	19.98	38.96	33.03	0.49	7.01	2.01	6.38	1.18	84.91	5.54	

Примечание. * Минеральный состав: Пи – пироп, Ал – альмандин, Сп – спессартин, Гр – гроссуляр, Ан – андрадит.

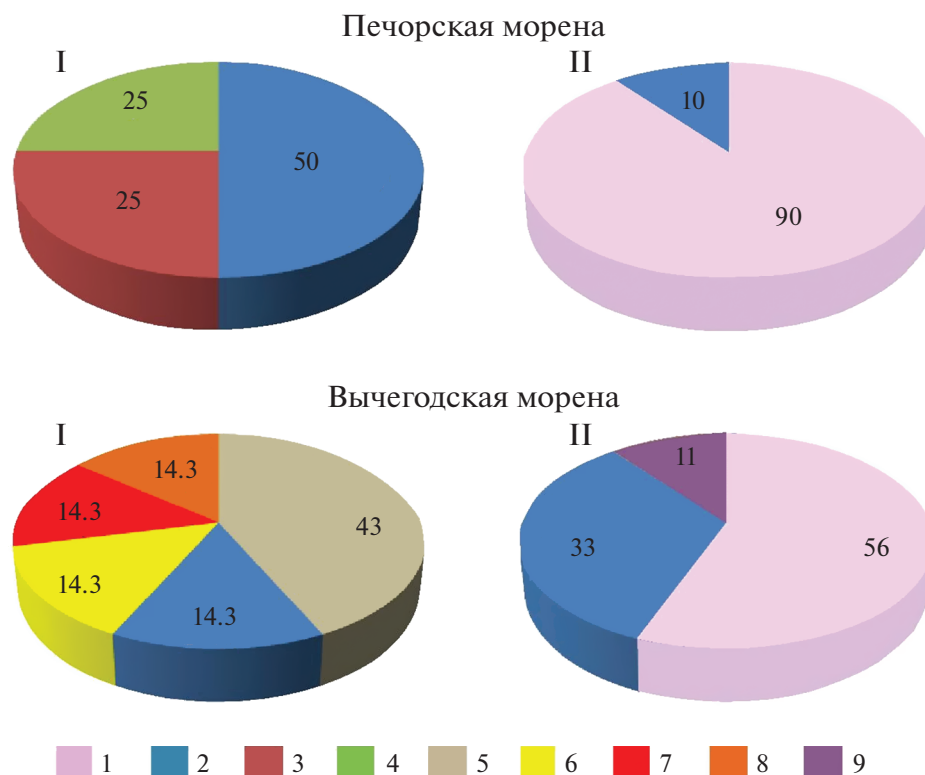


Рис. 3. Минеральный состав гранатов в среднеплейстоценовых моренах р. Лаи.

I – гранаты первой цветовой группы – оранжевые и светло-оранжевые, II – гранаты второй цветовой группы – розовые и светло-розовые.

1 – пироп-альмандин, 2 – гроссуляр-пироп-альмандин, 3 – гроссуляр-альмандин-пироп, 4 – гроссуляр-спессартин-альмандин, 5 – пироп-гроссуляр-альмандин, 6 – гроссуляр-альмандин-спессартин, 7 – гроссуляр-андрадит, 8 – альмандин-спессартин, 9 – гроссуляр.

Типоморфные особенности циркона

Содержание цирконов в тяжелой фракции обоих моренных горизонтов незначительное и колеблется от долей процента до 1.5%, в редких случаях составляя 2–4%. Циркон является одним из наиболее информативных акцессорных минералов, и его типохимические признаки используются для установления источников питания при формировании обломочных пород. В обоих горизонтах морен цирконы характеризуются сходной морфологией и химическим составом и представлены округлыми и удлинёнными зёрнами, варьирующими по окраске от светло- до темно-розовых, а также обломками подобных зёрен, в разной степени окатанными (рис. 6). Встречаются также непрозрачные желтые и светло-коричневые кристаллы цирконов с неровной, шероховатой и ямчатой поверхностью, с различными царапинами и трещинами, что, скорее всего, свидетельствует о механическом окатывании зёрен.

При изучении цирконов важное значение имеет соотношение в них содержания циркония и гафния, так как, по мнению ряда исследовате-

лей [Ляхович и др., 1992а; Осовецкий, 2001], гафний в них наследуется из материнских пород. В связи с этим нами были определены величины отношения ZrO_2/HfO_2 в цирконах для диагностики пород, за счет которых были сформированы морены, и определения местоположения питающих ледниковых провинций во время их образования, а также проведено сопоставление этих величин в разновозрастных ледниковых горизонтах (табл. 3). По мнению Г.Б. Левашова с соавторами [1989], существуют два главных типа парагенезисов цирконов кристаллического основания коры – сиалический (гранитоидный) и мафический (базальтоидный). В гранитоидном парагенезисе цирконы характеризуются величиной 57–95 отношения ZrO_2/HfO_2 , в базальтоидном – 97–135. В цирконах из габбро-амфиболитов и габбро-норитов кристаллического основания Сихоте-Алиня значения отношения ZrO_2/HfO_2 составляют 118–135. По данным В.В. Ляховича и А.А. Вишневого [1990], в цирконах архейских кристаллических сланцев и пироксеновых гнейсов Прибайкалья величины отношения ZrO_2/HfO_2 со-

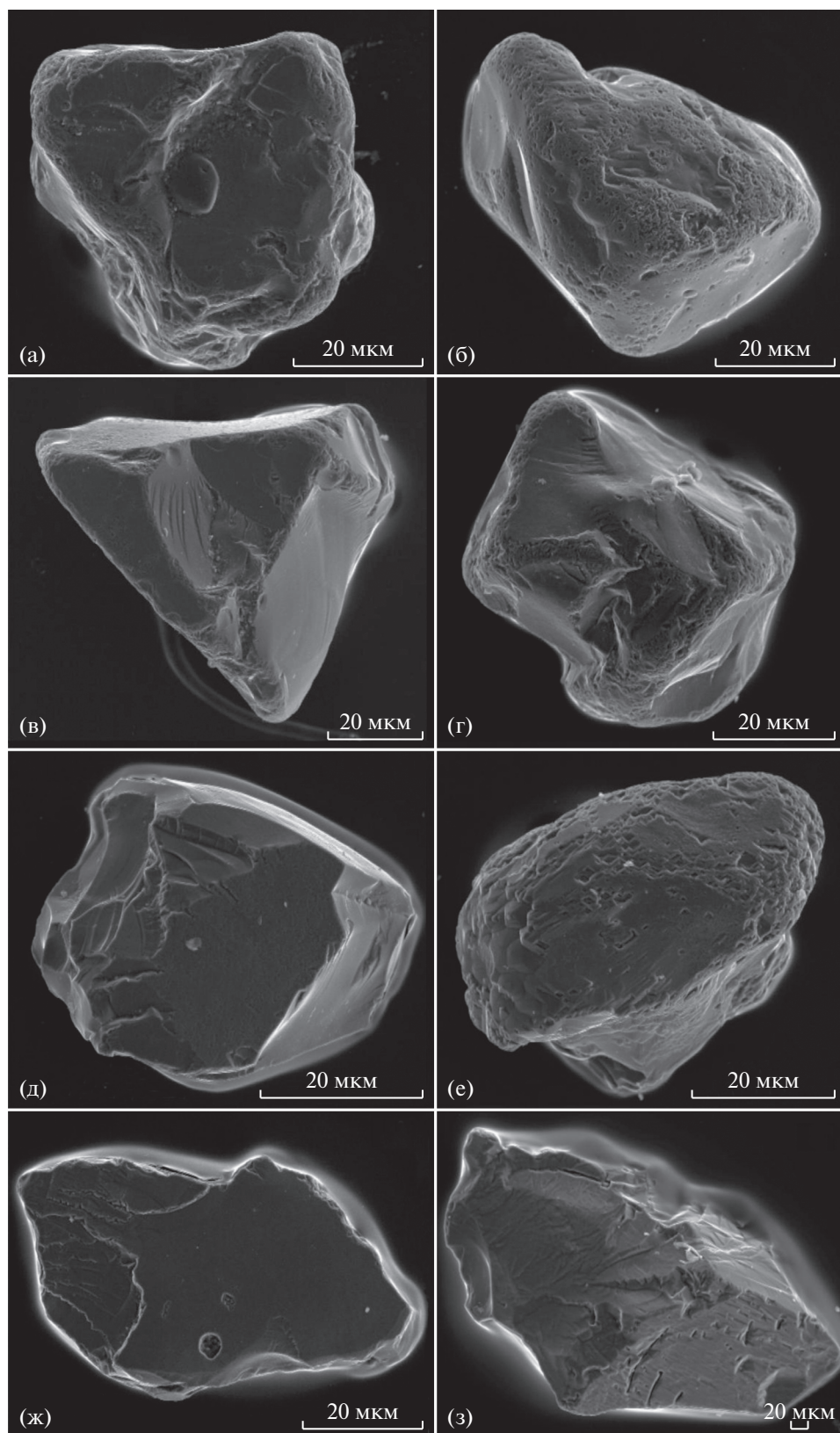


Рис. 4. Гранаты среднеплейстоценовых морен р. Вычегды.
 а–г – гранаты из печорской морены: а, б – гранаты первой цветовой группы (оранжевые);
 в, г – гранаты второй цветовой группы (розовые); д–з – гранаты из вычегодской морены:
 д, е – гранаты первой цветовой группы; ж, з – гранаты второй цветовой группы.

Таблица 2. Химический состав гранатов в моренах р. Вычегды и результаты пересчета на минальный состав

Цветовая группа	Компоненты, мас. %						Минальный состав, %*					
	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	MnO	Fe ₂ O ₃	Пи	Ал	Сп	Гр	Ан	
Печорский горизонт												
Оранжевая	Пироп-гроссуляр-альмандины											
	4.43	21.26	34.95	8.01	2.38	28.96	17.52	54.41	5.37	19.58	3.11	
	3.36	21.87	35.44	11.52	0.51	27.29	13.27	52.83	1.22	30.31	2.35	
	Гроссуляр-пироп-альмандины											
	5.68	21.82	35.53	5.68	0.49	30.79	22.77	59.79	1.07	13.43	2.94	
	4.68	21.29	34.94	7.36	0.71	31	18.59	58.95	1.58	17.19	3.68	
	Спессартин-гроссуляр-альмандин											
	0.44	20.96	36.19	12.65	8.12	21.65	1.79	41.79	18.93	33.75	3.75	
	Розовая	Пироп-альмандины										
		10.99	22.20	36.09	1.71	0.56	28.49	41.28	52.79	1.26	2.30	2.38
11.20		22.31	35.46	1.36	0.45	29.23	41.90	53.39	1.00	1.71	2.02	
4.06		21.57	34.66	1.49	3.54	34.69	16.69	70.55	8.39	2.16	2.22	
11.64		22.39	35.83	1.09	0.43	28.61	43.75	52.50	0.91	0.97	1.87	
11.83		22.34	35.8	1.57	0.44	28.02	43.92	50.84	1.015	1.435	2.79	
5.13		20.75	32.93	0.96	1.51	38.73	20.42	73.36	3.46	0.17	2.6	
Гроссуляр-альмандин-пиропы												
17.69		23.40	38.67	5.41	0.30	14.55	61.28	24.59	0.65	12.00	1.49	
11.86		22.52	36.24	7.81	0.36	20.93	42.73	36.51	0.66	17.91	2.21	
Гроссуляр-пироп-альмандин												
9.83		22.14	36.25	6.07	0.68	25.02	36.95	45.42	1.36	13.73	2.54	
Пироп-гроссуляр-альмандин												
4.43		21.65	35.19	7.95	1.47	29.32	17.51	56.56	3.33	20.51	2.10	
Вычегодский горизонт												
Оранжевая	Гроссуляр-пироп-альмандины											
	7.01	21.47	35.76	8.65	0.38	26.74	26.98	48.46	0.69	18.73	5.16	
	4.99	21.54	35.01	7.14	0.76	30.57	19.78	58.38	1.57	17.14	3.14	
	Пироп-гроссуляр-альмандины											
	4.16	22.10	35.83	9.64	1.45	26.84	16.4	52.73	3.36	25.96	1.57	
	5.09	22.22	35.93	9.93	0.69	26.16	20.02	50.54	1.57	26.31	1.57	
Розовая	Пироп-альмандины											
	7.06	21.33	35.47	0.85	0.61	34.7	28.79	67.39	1.46	—	2.37	
	3.91	22.69	36.54	2.11	2.31	32.45	16.99	70.66	5.79	6.56	—	
	7.26	22.0	35.76	3.95	0.89	30.15	28.51	58.28	1.94	9.41	1.86	
	10.4	21.84	36.06	0.93	0.33	30.45	40.42	56.42	0.71	0.35	2.11	
	Гроссуляр-альмандин-пиропы											
	11.13	22.62	37.53	8.18	0.5	20.04	41.34	35.92	1.03	19.68	2.05	
	12.5	23.16	37.13	7.24	0.42	19.57	45.09	35.03	0.99	18.14	0.76	
	Гроссуляр-пироп-альмандин											
	8.5	22.11	35.86	6.83	0.28	26.44	32.22	48.67	0.52	16.04	2.55	
	Пироп-гроссуляр-альмандины											
	2.87	21.67	35.23	8.26	3.82	28.15	11.51	55.98	8.65	22.3	1.58	
	4.1	21.81	35.27	7.8	1.0	30.03	16.5	59.04	2.13	20.21	2.13	

Примечание. * Минальный состав: Пи – пироп, Ал – альмандин, Сп – спессартин, Гр – гроссуляр, Ан – андрадит.

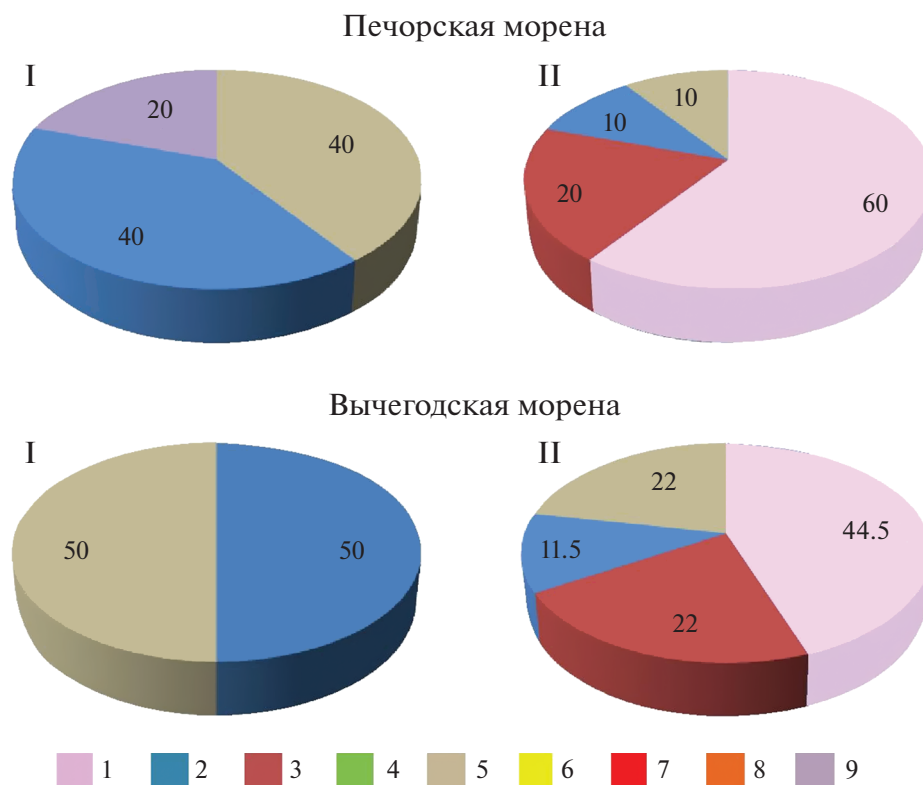


Рис. 5. Минеральный состав гранатов в среднеплейстоценовых моренах р. Вычегды.

I – гранаты первой цветовой группы – оранжевые и светло-оранжевые, II – гранаты второй цветовой группы – розовые и светло-розовые.

1 – пироп-альмандин, 2 – гроссуляр-пироп-альмандин, 3 – гроссуляр-альмандин-пироп, 4 – гроссуляр-спессартин-альмандин, 5 – пироп-гроссуляр-альмандин, 6 – гроссуляр-альмандин-спессартин, 7 – гроссуляр-андрадит, 8 – альмандин-спессартин, 9 – спессартин-гроссуляр-альмандин.

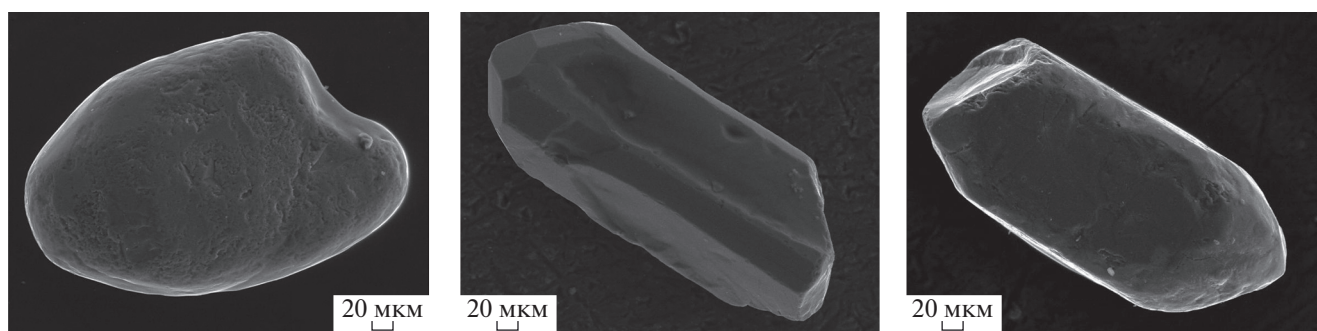


Рис. 6. Цирконы из среднеплейстоценовых морен рр. Лаи и Вычегды.

ставляют 272–279 и иногда достигают 1320–1330, что нехарактерно для цирконов коровых пород любого состава.

В печорской морене р. Лаи содержатся цирконы, которые, по результатам микрозондовых исследований, имеют следующий химический состав (мас. %): SiO_2 – 32.14–33.67, CaO – 0.01–0.49, Fe_2O_3 – 0.15–1.30, ZrO_2 – 64.59–65.98, HfO_2 – 0.57–1.93. В большей части проанализированных

цирконов из печорской морены значения отношения $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ находятся в пределах интервала 34–115 (см. табл. 3, рис. 7), что соответствует цирконам магматических пород кислого, среднего и основного составов [Ляхович, 1968; Ляхович и др., 19926].

В вычегодской морене р. Лаи химический состав цирконов следующий (мас. %): SiO_2 – 32.14–33.46, CaO – 0.02–0.39, Fe_2O_3 – 0.14–2.28,

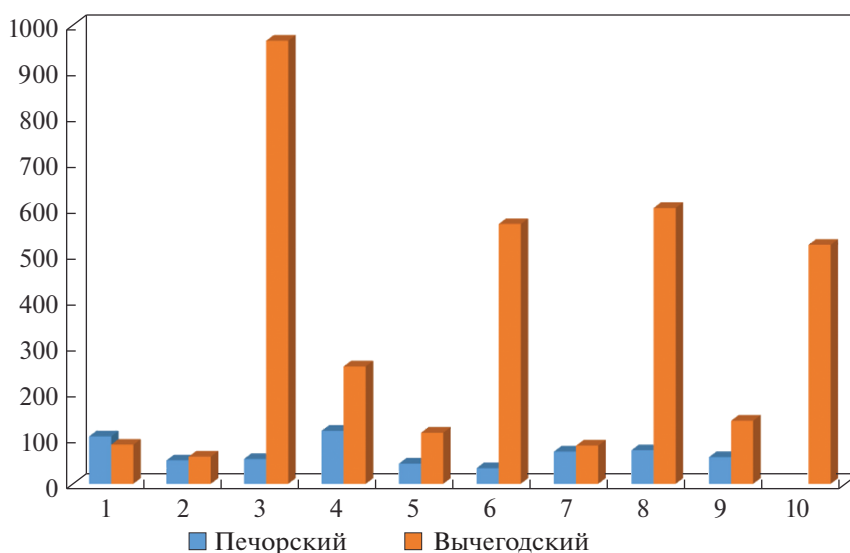
Таблица 3. Содержание ZrO_2 , HfO_2 и величины их отношения в цирконах из среднелепистоценовых морен долин рр. Лай и Вычегды

Горизонт	р. Лай						р. Вычегда					
	Печорский			Вычегодский			Печорский			Вычегодский		
№ образца	ZrO_2	HfO_2	ZrO_2/HfO_2	ZrO_2	HfO_2	ZrO_2/HfO_2	ZrO_2	HfO_2	ZrO_2/HfO_2	ZrO_2	HfO_2	ZrO_2/HfO_2
1	65.98	0.64	103	65.76	0.77	85	65.84	1.56	42	65.80	0.82	80
2	65.86	1.29	51	66.02	1.11	59	65.96	1.42	46	66.07	1.86	36
3	65.94	1.21	55	67.35	0.07	962	66.27	1.09	61	67.66	0.17	398
4	65.77	0.57	115	66.37	0.26	255	66.29	1.05	63	66.36	0.13	510
5	64.77	1.59	41	66.39	0.6	111	65.15	1.23	53	66.55	1.08	62
6	65.21	1.93	34	67.73	0.12	564	66.13	0.14	472	65.86	1.23	54
7	65.90	1.21	55	66.50	0.8	83	66.47	0.45	148	66.44	0.76	87
8	64.59	0.88	73	65.85	0.11	599	66.22	0.74	89			
9	65.34	1.13	58	66.30	0.51	130	65.67	0.63	104			
10				67.42	0.13	519	66.76	0.75	89			

ZrO_2 – 65.80–67.70, HfO_2 – 0.07–1.11. Цирконы характеризуются широким диапазоном величин индикаторного отношения ZrO_2/HfO_2 , варьирующих от 59 до 962 при доминировании высоких значений. Величины $ZrO_2/HfO_2 > 270$ характерны для цирконов, содержащихся в породах метаморфического комплекса фундамента [Осовецкий, 2001]. В.В. Ляхович с соавторами [1992а] изучали цирконы из архейских пироксеновых гнейсов и сланцев Прибайкалья с величинами индикаторного отношения 272–1300.

Печорская морена в бассейне р. Вычегды содержит цирконы со следующим химическим составом (мас. %): SiO_2 – 32.36–33.49, CaO – 0.03–0.31, Fe_2O_3 – 0.02–0.48, ZrO_2 – 65.15–66.76, HfO_2 – 0.14–1.56. В цирконах из печорского горизонта величина отношения ZrO_2/HfO_2 варьирует в пределах 42–472 (см. табл. 3, рис. 8).

В вычегодской морене р. Вычегды в химическом составе цирконов установлены (мас. %): SiO_2 – 31.62–33.37, CaO – 0.04–0.16, Fe_2O_3 – 0.01–

**Рис. 7.** Соотношение ZrO_2 и HfO_2 в цирконах из моренных горизонтов долины р. Лай. По горизонтали – номер анализа; по вертикали – значение отношения ZrO_2/HfO_2 .

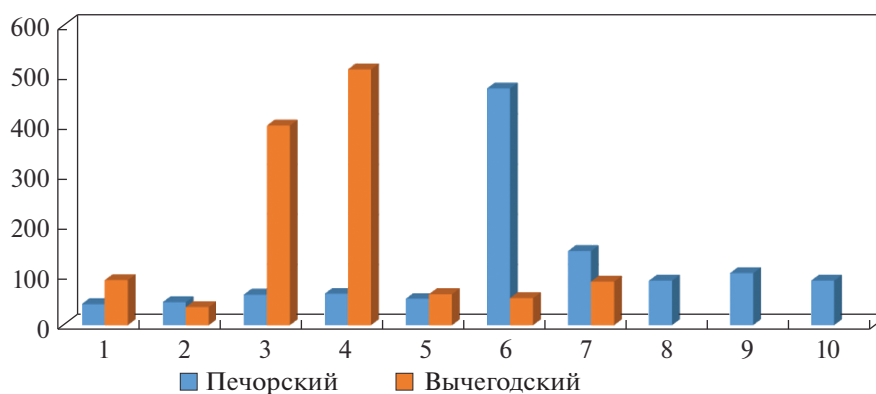


Рис. 8. Соотношение ZrO_2 и HfO_2 в цирконах из моренных горизонтов долины р. Вычегоды. По горизонтали – номер анализа; по вертикали – значение отношения ZrO_2/HfO_2 .

0.28, ZrO_2 – 65.80–67.70 и HfO_2 – 0.13–1.86. В цирконах вычегодского горизонта величины отношения ZrO_2/HfO_2 составляют 36–510, что, как отмечалось выше, свидетельствует о поступлении цирконов в морену из кислых, средних и основных пород, а также метаморфических образований фундамента, представленных кристаллическими сланцами и гнейсами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в результате изучения типоморфизма и химического состава гранатов выявлены их некоторые площадные и возрастные различия (см. рис. 3, 5). Среди гранатов первой цветовой группы (оранжевой окраски) из морен р. Лаи (север региона) выделено пять разновидностей, тогда как гранаты той же группы из морен долины р. Вычегоды довольно однообразны по минальному составу. В обоих моренных горизонтах долины р. Лаи преобладают розовые и светло-розовые гранаты второй цветовой группы, представленные двумя-тремя разновидностями при явном доминировании пироп-альмандин. В моренах бассейна р. Вычегоды в группе розовых гранатов также преобладает пироп-альмандин, однако в целом в ней присутствует более широкий спектр разновидностей.

В печорском моренном горизонте долины р. Лаи оранжевые гранаты первой цветовой группы представлены в основном (50%) гроссуляр-пироп-альмандином с примесью гроссуляра (до 17%). В вычегодском горизонте среди гранатов первой цветовой группы выделены пять разновидностей, четыре из них не были установлены в печорском горизонте, включая альмандин-спессартин, в котором на спессартин приходится

более половины (58.8%) минального состава. Общим для обоих моренных горизонтов является присутствие гроссуляр-пироп-альмандин, который в вычегодской морене, в отличие от печорской, имеет подчиненное значение. Содержание розовых гранатов второй цветовой группы в печорском горизонте существенно выше, чем в вычегодском, и представлены они преимущественно пироп-альмандином (90%). В вычегодском горизонте почти половина гранатов приходится на гроссуляр-пироп-альмандин (см. рис. 3). Кроме того, здесь выделен не встреченный в печорском горизонте гроссуляр, который включен в эту цветовую группу благодаря бесцветной окраске.

В печорской морене долины р. Вычегоды преобладают розовые гранаты второй цветовой группы, тогда как вычегодский горизонт обогащен оранжевыми гранатами. Оба горизонта морен характеризуются преобладанием гранатов альмандиновой группы, среди которых доминируют либо пироп, либо гроссуляр. Печорская морена содержит гроссуляр-альмандиновую разновидность гранатов с примесью спессартина (18.9%), тогда как в вычегодской морене такая разновидность не установлена. Розовые и светло-розовые гранаты и в печорской, и в вычегодской моренах представлены четырьмя практически одинаковыми разновидностями с несущественными вариациями минального состава (см. рис. 5).

Результаты изучения химического состава цирконов из среднелепистоценовых морен долин рр. Лаи и Вычегоды, а также анализ величин отношения ZrO_2/HfO_2 в этих цирконах указывают на их поступление, главным образом, из магматических, а также из метаморфических пород фундамента.

Наиболее контрастные значения индикаторного отношения ZrO_2/HfO_2 присущи цирконам из морен севера региона – бассейна р. Лаи (см. рис. 7). На основании результатов исследования предполагается, что в вычегодский горизонт существенная часть цирконов попала из метаморфических пород Северо-Западной (Фенноскандинавской) питающей провинции и Северного Тимана. А в печорский горизонт они поступали, главным образом, из магматических образований кислого, среднего и основного составов за счет их дезинтеграции и переотложения.

Цирконы из морен долины р. Вычегды характеризуются более низкими значениями индикаторного отношения ZrO_2/HfO_2 , что, вероятно, связано с менее активным участием метаморфических пород фундамента в формировании этих морен (см. рис. 8). Присутствие цирконов в моренных связях преимущественно с их поступлением из кислых, средних и основных магматических пород.

С целью установления минералов-индикаторов разновозрастных морен и выявления их наиболее выраженных типоморфных особенностей, а также для исключения нивелирующего влияния гранатов и цирконов, которые не имеют подобных особенностей и поступали из транзитных питающих провинций или из местных подстилающих пород, предполагается провести детальное исследование акцессорных минералов в коренных породах удаленных ледниковых питающих провинций: Пай-Хой-Уральско-Новоземельской и Фенноскандинавской.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках темы НИР ГР № АААА-А17-117121140081-7 и при частичной поддержке Комплексной программы фундаментальных исследований УрО РАН № 18-5-5-50.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреичева Л.Н. Основные морены Европейского Северо-Востока России и их литостратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1992. 125 с.

Андреичева Л.Н. Питающие провинции и их влияние на формирование состава морен Тимано-Печоро-Вычегодского региона // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 1. С. 127–131.

Андреичева Л.Н. Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 323 с.

Андреичева Л.Н., Андреичев В.Л. Расчленение основных морен с помощью калий-аргонового изотопного датирования // Геология и полезные ископаемые европейского Северо-Востока СССР / Отв. ред. М.В. Фиш-

ман, В.А. Дедеев // Тр. Института геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 44. Сыктывкар, 1983. С. 29–30.

Андреичева Л.Н., Андреичев В.Л. К–Аг изотопное датирование основных тиллов на северо-востоке Европы // VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода “Фундаментальные проблемы квартара. Итоги изучения и основные направления дальнейших исследований” // Сборник статей. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 26–28.

Андреичева Л.Н. Буравская М.Н. Типоморфные особенности гранатов из среднеплейстоценовых тиллов севера и юга Тимано-Печоро-Вычегодского региона // Вестник ИГ. 2017. № 1. С. 16–21.

Андреичева Л.Н., Марченко-Ваганова Т.И., Буравская М.Н., Голубева Ю.В. Природная среда неоплейстоцена и голоцена на Европейском Северо-Востоке России. М.: ГЕОС, 2015. 224 с.

Андреичева Л.Н., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Среднеплейстоценовые морены севера и центра Русской равнины. Екатеринбург, 1997. 83 с.

Кочетков О.С. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. Л.: Наука, 1967. 120 с.

Левашов Г.Б., Семенова Н.Н., Сапин В.И. Парагенезисы цирконов магматитов дорифейского кристаллического основания Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 3. С. 712–716.

Ляхович В.В. Акцессорные минералы, их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968. 273 с.

Ляхович В.В., Вишневский А.А. Цирконий и гафний в цирконе рапакиви в связи с проблемой генезиса овоидов // Геохимия. 1990. № 8. С. 1075–1082.

Ляхович В.В., Угер П., Симан П. Гафний в цирконе гранитов рапакиви // Докл. РАН. 1992а. Т. 325. № 3. С. 572–575.

Ляхович В.В., Угер П., Симан П. Гафний и иттрий в цирконе из вертикального разреза Эльджуртинского гранитного массива (Северный Кавказ) // Геохимия. 1992б. № 10. С. 1503–1507.

Осовецкий Б.М. Типоморфизм шлиховых минералов. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2001. 243 с.

Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1990. 160 с.

Morton A.C. A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones on the northern North Sea // Sedimentology. 1958. V. 32. P. 553–566.

Morton A.C. Heavy minerals in provenance studies // Provenance Arenites. Proc. NATO Adv. Study. Inst. Cetraro, Cosenta, June 3–11, 1984. Dordrecht, 1985. P. 249–277.

Typomorphic Features of Garnets and Zircons from the Middle Neoleistocene Moraines in the North and South of the Timan-Pechora-Vycheгда Region

L. N. Andreicheva¹, *, M. N. Buravskaya¹, **

¹*Institute of Geology Academician N.P. Yushkina Komi Science Center Ural Branch of RAS, Pervomayskaya str., 54, Syktyvkar, 167982 Russia*

**e-mail: andreicheva@geo.komisc.ru*

***e-mail: buravskaya@geo.komisc.ru*

In the article we discussed the results of studies of the typomorphism and chemical composition of garnets and zircons from the Pechora (Dnieper) and Vycheгда (Moscow) moraines of the Middle Neopleistocene in the Laya (in the north) and Vycheгда (in the south) Rivers valleys in Timan-Pechora-Vycheгда region, carried out to substantiate a detailed subdivision and the correlation of the Quarternary section. The moraines contain garnets of two color groups: orange and pink. The moraines in the Laya River valley are dominated by pink garnets, and there are more of them in the Pechora moraine than in the Vycheгда moraine. Among the orange garnets from the Pechora moraine, pyrope-almandines with an admixture of grossular predominate, and orange garnets from the Vycheгда moraine are represented by five varieties, including almandine-spessartine. The composition of pink garnets is predominantly pyrope-almandine; grossular is also distinguished for the Vycheгда moraine. In the Vycheгда River valley, the Pechora moraine is enriched with pink garnets, and in the Vycheгда horizon deposits orange garnets predominate. In both moraines garnets of the almandine group dominate, and amounts of pyrope and grossular impurities are varying there. The Pechora moraine, in contrast to the Vycheгда moraine, contains the spessartine-grossular-almandine garnet variety. The composition of pink garnets in both horizons in the Vycheгда River valley is almost identical. The results of zircons studying made it possible to reveal the similarity of their morphology and chemical composition for both moraines. The presence of zircons in moraines is associated with their redeposition from disintegrated igneous rocks of acid, intermediate and basic compositions and metamorphic basement rocks. The values of the indicator ratio ZrO_2/HfO_2 in zircons from the Vycheгда moraine in the northern part of the region (the Laya River) indicate their supply from the metamorphic formations of the Northwestern (Fennoscandian) distributive province and Northern Timan. In the moraines in the Vycheгда River valley zircons are mainly redeposited from acid, intermediate and basic igneous rocks, and only a insignificant part of them came from metamorphic rocks.

Keywords: garnet, zircon, moraine correlation, typomorphism, chemical composition, indicator ratios of zirconium and hafnium.