-

-

Том 64, номер 3, 2022

Основные черты исторической металлогении редкоземельных элементов А. В. Ткачев, Д. В. Рундквист, Н. А. Вишневская	209
Генезис барит-галенитовых руд комплексного (Fe, Mn, Pb, BaSO ₄) месторождения Ушкатын-III, Центральный Казахстан: анализ геологических, минералогических и изотопных (δ ³⁴ S, δ ¹³ C, δ ¹⁸ O) данных	
А. И. Брусницын, С. А. Садыков, Е. Н. Перова, О. С. Верещагин	247
Минералы и ТР-параметры эволюции габбро-норитового массива Луккулайсваара, Северная Карелия	
А. Р. Котельников, Н. И. Сук, З. А. Котельникова, Ю. Б. Шаповалов	276
Минерально-геохимические особенности золото-медно-сульфидных, благороднометалльно-медно-урановых и благороднометалльно-медно- уран-ванадиевых палеопротерозойских месторождений и рулопроявлений Карелии	
<u>Л. В. Кулешевич</u> , О. Б. Лавров	296

УДК 553.493.8:553.078

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

© 2022 г. А. В. Ткачев^{а,} *, Д. В. Рундквист^а, Н. А. Вишневская^а

^аГосударственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, ул. Моховая, 11, стр. 11, Москва, 125009 Россия

*e-mail: a.tkachev@sgm.ru Поступила в редакцию 06.07.2021 г. После доработки 13.10.2021 г. Принята к публикации 24.01.2022 г.

Проанализировано распределение месторождений и заключенных в них ресурсов редкоземельных элементов (РЗЭ) в геологической истории. Основой для анализа стали данные по 103 месторождениям со всего мира с ресурсной оценкой от 10⁵ тонн суммы оксидов РЗЭ (лантаноидов и иттрия). Вариативность формирования значительных концентраций РЗЭ в геологическом времени продемонстрирована на сопоставлении суперконтинентальных циклов по количеству ресурсов в рудах разных типов и возрастов. В кенорском цикле выявлено только одно месторождение, в котором ресурсы РЗЭ количественно превысили указанный лимит – это модифицированные палеороссыпи с изначально детритной U-REE минерализацией. Россыпной тип также представлен в амазийском цикле, но месторождениями с иной специализацией. Карбонатитовый, гипергенный в карбонатитах, сиенитовый и щелочногранитный типы представлены месторождениями во всех остальных суперконтинентальных циклах. Значительные месторождения фоидного типа формировались в колумбийском, родинийском и пангейском шиклах, субшелочногранитного – в колумбийском и родинийском циклах, а залежи ионно-адсорбционного типа известны только в амазийском цикле. На оси геологического времени месторождения всех типов распределены весьма неравномерно. При этом максимальное количество ресурсов оценено в месторождениях родинийского цикла. Остальные циклы, не считая крайне малопродуктивного кенорского, уступают по выявленным ресурсам родинийскому циклу в 2-2.5 раза. Проанализированы также особенности распределения в месторождениях разных типов и возрастов тех легких и тяжелых РЗЭ, которые имеют наиболее высокие цены на мировом рынке. Определены месторождения с ярко выраженной специализацией на отдельные группы таких особо ценимых РЗЭ. Они присутствуют в списках месторождений всех суперконтинетальных циклов, кроме кенорского.

Ключевые слова: месторождение редкоземельных элементов, металлогения редкоземельных элементов, щелочной магматический комплекс, кора выветривания, россыпь, "ионные глины", суперконтинентальный цикл

DOI: 10.31857/S0016777022030066

введение

Редкоземельные элементы (РЗЭ), именуемые также редкоземельными металлами, а зачастую и редкими землями (что все же корректнее адресовать оксидам РЗЭ), последнее время все чаще называют витаминами современной промышленности (Balaram, 2019 и ссылки там). Это абсолютно правомерная метафора, так как трудно, если вообще возможно, найти какое-либо высокотехнологичное изделие последнего десятилетия, используемое в транспорте, энергетике, медицине, химической промышленности, аэрокосмической и оборонной технике, оптических, лазерных и телекоммуникационных системах, бытовых гаджетах и т.п., в котором бы отсутствовали детали, содержащие РЗЭ. Массовая доля РЗЭ в этих изделиях, как и в случае витаминов в человеческом организме, обычно очень мала, однако их присутствие принципиально важно для полноценного функционирования прибора, устройства, системы и т.п. Поэтому не удивительно, что бурное развитие высокотехнологичных производств в XXI в. вызвало бум потребления РЗЭ, которое преимущественно обеспечивается пропорциональным увеличением добычи редкоземельных руд. За последние двадцать лет ежегодный объем РЗЭ. целенаправленно извлеченных из недр, увеличился почти в три раза и приблизился, в пересчете на их оксиды (РЗО), к 240 тыс. т (Hedrick, 2001; Gambogi, 2021). В полной взаимосвязи с этой ситуацией горнодобывающие и геологоразведочные компании во всем мире отреагировали соразмерным всплеском интереса к месторождениям данного вида минерального сырья. Были введены в эксплуатацию новые и реанимированы некоторые законсервированные рудники, реализовано несколько десятков проектов по оценке или переоценке как ранее известных месторождений, так и не затронутых прежде значительными объемами геологоразведочных работ рудопроявлений с переводом некоторых из них в ранг полноценных месторождений.

Этот бум в горнодобывающей и геологоразведочной отраслях экономики, в свою очередь, мощно стимулировал рост академических и прикладных научных исследований геологии рудовмещающих комплексов, минералогии, петрологии, геохимии и геохронологии месторождений РЗЭ, технологий переработки их руд вплоть до извлечения индивидуальных РЗЭ и доведения конечного продукта до максимальной чистоты. Помимо прочего, это нашло отражение во все нарастающем вале публикаций по упомянутым темам. Даже объемный список подобных работ, присутствующий в данной статье, представляет лишь малую долю от их общего количества. Помимо исследований по отдельным месторождениям, стали нередкими работы, обобщающие информацию как по целым типам месторождений РЗЭ (Лапин и др., 2011; Borst et al., 2020; Chakhmouradian, Zaitsev, 2012; Cocker, 2014; Dostal, 2017; Elsner, 2010; Verplanck et al., 2016; Wang et al., 2020; и др.), так и по металлогении РЗЭ крупных регионов, включая оценку их ресурсного потенциала (Архангельская и др., 2006; Batapola et al., 2020; Goodenough et al., 2016; Harmer, Nex, 2016; Hoatson et al., 2011; Singh, 2020; Sørensen et al.,. 2018; Takehara et al., 2016; Tran et al., 2016; Xie et al., 2016; и др.). Растет также количество глобальных обобщений аналогичной направленности (Balaram, 2019; Dushyantha et al., 2020; Eggert et al., 2016; Goodenough et al., 2018; Linnen et al., 2014; Paulick, Machacek, 2017; Simandl, 2014; Wall, 2014; Weng et al., 2015; Zhou et al., 2017; и др.). Притом, что в этих обзорах анализируется широкий круг вопросов, такой достаточно важный аспект, как вариативность исторической металлогении РЗЭ, в них практически не рассматривается. Только в одной статье эта тема затронута, но на небольшой выборке из 15 объектов, которую трудно считать представительной (Smith et al., 2016). Наше недавнее краткое сообщение, посвященное данному вопросу, основывалось на сведениях о 82 месторождениях и было сосредоточено на сравнении разнообразия их типов в разных суперконтинетальных циклах (Ткачев и др., 2018). После этой публикации авторы существенно нарастили используемую для анализа базу данных, а также собрали уточненную информацию по возрастам и типовой принадлежности ряда месторождений, количеству и качественным характеристикам руд в них. Анализ обновленного массива информации позволяет показать еще более объективную картину распределения на геохронологической оси как выявленных ресурсов РЗЭ, так и типов месторождений, которые эти ресурсы аккумулировали. Также появилась возможность провести сравнительный анализ количественных и качественных характеристик руд для месторождений из разных геологических эпох и типов.

ДАННЫЕ ДЛЯ АНАЛИЗА

Согласно рекоменлациям Межлународного союза теоретической и прикладной химии (IUPAC), к редкоземельным металлам отнесены 17 химических элементов: 15 лантаноилов (Се. La. Pr. Nd. Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), иттрий (Y) и скандий (Connelly et al., 2005). В практике геологоразведочных и горнодобывающих компаний принято не включать скандий в список РЗЭ, т.к. в большинстве случаев он образует промышленно интересные концентрации в месторождениях совсем иных типов, чем остальные РЗЭ (Быховский и др., 2007; Wang et al., 2021). Кроме того, в этой же практике отсутствует лантаноид прометий. В природе он встречается только в следовых количествах среди продуктов спонтанного деления урана, и у него нет стабильных изотопов: самый долгоживущий из них ¹⁴⁵Pm имеет период полураспада 17.7 лет (Audi et al., 2003). Поэтому предметом рассмотрения статьи являются месторождения остальных 14 лантаноидов и иттрия.

Как в научных публикациях, так и в геологоразведочных отчетах эти элементы обычно делят на две группы: легкие и тяжелые РЗЭ. В нормативных документах состав групп не детерминирован, поэтому у разных авторов содержание этих понятий может отличаться. В данной статье принят наиболее распространенный в публикациях вариант такого деления: к легким РЗЭ, которые еще называют цериевыми, отнесены лантаноиды от лантана до самария (Ln_{Ce}), а к тяжелым РЗЭ, также называемым иттриевыми, отнесены остальные лантаноиды и иттрий (Ln_y+Y). Некоторыми специалистами выделяется группа средних (среднетяжелых) РЗЭ, которая также не имеет единообразного определения. В нашем исследовании этот термин не используется ввиду отсутствия необходимости.

Фактологической основой для анализа послужили сведения из базы данных крупных и суперкрупных месторождений мира, созданной и постоянно пополняемой и обновляемой в ГГМ РАН (Рундквист и др., 2006). Имеющаяся в ней информация почти в полном объеме общедоступна через интернет в ВЕБ-ГИС приложении "Крупнейшие месторождения мира" на геопортале "Металлогения" (Ткачев и др., 2019₁).



Фиг. 1. Размещение месторождений РЗЭ, попавших в выборку для анализа. Условные обозначения. 1–8 – типы месторождений: 1 – карбонатитовый, 2 – гипергенный в карбонатитах, 3 – фоидный, 4 – сиенитовый, 5 – щелочногранитный, 6 – субщелочногранитный, 7 – россыпной, 8 – ионно-адсорбционный; 9–13 – суперконтинентальные циклы: 9 – кенорский, 10 – колумбийский, 11 – родинийский, 12 – пангейский, 13 – амазийский. Нумерация месторождений идентична их нумерации в табл. 2.

В выборку объектов для анализа в предлагаемом исследовании включены месторождения, ресурсная оценка которых (включая прошлую добычу, если она была) составляет не менее 10^5 тонн РЗО. Кроме того, для всех типов месторождений, исключая россыпи и ионные глины, была установлена нижняя граница средних содержаний РЗО: 0.20% при рядовых содержаниях $Ln_Y u 0.15\%$ при их повышенных содержаниях. Общее число таких объектов в анализируемой выборке составило 103 (фиг. 1).

Для некоторых месторождений можно найти разные количественные оценки, которые могут меняться как от увеличения со временем объемов работ, проведенных на объекте, так и от варьирования принятых при расчетах бортовых содержаний РЗО. В этом исследовании использовались те оценки ресурсов, которые отражают самую продвинутую на настоящий момент стадию изучения конкретного объекта и сделаны с использованием наиболее рационального, по мнению соответствующей геологоразведочной или горнодобывающей компании, бортового содержания полезного компонента. Такие оценки обычно фигурируют в качестве базовых в технических докладах и презентациях этих компаний.

ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В выборку вошли месторождения, большинство из которых генетически связаны с магматическими комплексами широкого спектра кремнекислотности, но всегда с высокой или повышенной шелочностью. Подобные рудные залежи возникают при магматической кристаллизации и/или циркуляции постмагматических гидротерм (табл. 1). При этом месторождения в карбонатитовых комплексах были разделены, как общепринято, на два типа: карбонатитовый и гипергенный в карбонатитах. В последний тип включены объекты, содержащие не менее трети оцененных ресурсов в рудах, образованных при интенсивном выветривании материнских карбонатитовых комплексов, в подавляющем большинстве случаев латеритного типа. Этот гипергенный процесс приводит к тотальному разложению гипогенной минерализации в приповерхностных горизонтах и формированию на более низких уровнях коры выветривания новообразованных руд, имеющих иные перечни и состав минералов, структурно-текстурные особенности, соотношения полезных компонентов, более высокие их средние содержания. Реликты гипогенных рудных минералов в них также присутствуют в переменных количествах, в целом обратно пропорциональных интенсивности гипергенных изменений вмещающего минерального субстрата. Поскольку источником вещества для новообразованных вторичных руд является эндогенная минерализация, а возраст гипергенного рудогенеза крайне редко поддается однозначному определению, то при рассмотрении геохронологических аспектов распределения таких объектов

2022

авторы использовали возраст эндогенных материнских комплексов.

Имеется также два типа месторождений, возникновение которых никак не связано с наличием изначально повышенных концентраций РЗЭ в первичном субстрате: это месторождения в глинах с высокой способностью к ионной адсорбции таких элементов и россыпи различного происхождения, в основном прибрежно-морские (табл. 1).

В большинстве случаев РЗЭ входят в состав комплексных руд с P, Nb, Zr, Fe, U, F и некоторыми другими элементами (в разных сочетаниях), не всегда являясь компонентами, представляюшими основной экономический интерес. Только ионные глины и часть карбонатитов имеют собственно редкоземельные залежи с крупными запасами. Тем не менее, для извлечения РЗЭ интерес представляют как руды, специализированные только на них, так и комплексные руды. Понятно, что большая комплексность обычно дополнительно усложняет технологические процессы изза необходимости разделения извлекаемых элементов и, соответственно, повышает себестоимость переработки минерального сырья. Последняя может не получить соответствующую компенсацию через реализацию всех конечных продуктов, например, из-за неблагоприятной конъюнктуры для некоторых из них. Вопрос экстракции любого компонента таких руд решается на основе экономических расчетов. Важным фактором является и то, какие именно минеральные формы фиксации РЗЭ имеют место в рудах, т.к. содержания РЗЭ и попутных им полезных компонентов в разных минералах могут многократно отличаться, что сильно сказывается на рентабельности всего процесса получения редкоземельной продукции. Однако устойчивый рост потребления РЗЭ и постоянное усовершенствование технологий переработки минерального сырья позволяет авторам многих исследований, анализирующих тенденции развития и использования минерально-сырьевой базы в глобальном масштабе, рассматривать месторождения даже с самыми сложными рудами в качестве перспективных источников РЗЭ в обозримом будущем (Balaram, 2019; Dushvantha et al., 2020; Goodenough et al., 2018; Paulick, Machacek, 2017; Weng et al., 2015; Zhou et al., 2017). Поэтому в нашем металлогеническом анализе месторождения с разной степенью комплексности и с разными минеральными формами концентрирования РЗЭ участвуют на равных основаниях. Данные о комплексности руд отдельных месторождений и главных минералах-носителях РЗЭ в их рудах, наряду с геохронологическими данными и ссылками на источники геологической и геохронологической информации, приведены в табл. 2.

В обзорах по сырьевой базе мира можно встретить краткие описания и других типов минерали-

зации как потенциальных источников получения РЗЭ: фосфоритов, бокситов, черных сланцев, глубоководных металлоносных конкреций и илов (Balaram, 2019 и ссылки там). Среднее содержание суммы РЗО в таких объектах редко достигает даже 0.1%, что при современном и прогнозируемом уровне цен на РЗЭ является негативным фактором в оценке перспектив вовлечения их в эксплуатацию в обозримом будущем. Кроме того, если рассматривать глубоководные осадки в практическом ракурсе, то даже для давно изучаемых металлоносных конкреций до сих пор нет одновременно и рентабельных, и при этом достаточно экологичных технологий добычи минерального сырья. Поэтому ни один из объектов, относящихся к этому перечню нетрадиционных источников РЗЭ, до сих пор не только не эксплуатировался для извлечения РЗЭ, но даже серьезно не оценивался на предмет экономической целесообразности такого извлечения. Таким образом, реальное значение подобных объектов в металлогении РЗЭ еще не волне понятно, и в нашем анализе они не участвовали.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЗЭ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

Все месторождения выборки в соответствии с их возрастом (табл. 2) были распределены на шкале геологического времени, сегментированной на отрезки по 50 млн лет. Для каждого такого отрезка данные о накопленных ресурсах РЗЭ (в пересчете на РЗО) в отдельных месторождениях (фиг. 2) интегрировались с учетом их принадлежности к разным металлогеническим типам (фиг. 3). Вариации в металлогении РЗЭ с течением геологического времени анализировались через сравнения в этом аспекте суперконтинентальных циклов, геохронологические границы которых были обоснованы авторами ранее (Ткачев, Рундквист, 2016). Сводные количественные данные по каждому циклу собраны в табл. 3.

<u>Кенорский цикл (>2.25 млрд лет).</u> Если взять общую выборку месторождений, полученную нами для всех суперконтинентальных циклов, то окажется, что карбонатитовые и силикатные шелочные магматические комплексы являются материнскими (если не исключать и их коры выветривания) для месторождений, содержащих 98.4% всех ресурсов РЗЭ в выборке (табл. 3). Подобные по своей природе магматические комплексы известны в геологических формациях, начиная с архея (Downes et al., 2012), т.е. с кенорского цикла. Однако только в одном из массивов этого периода – интрузии нефелиновых сиенитов Сахарйок (2.61 млрд лет, Балтийский щит) – выявлены залежи с признаками промышленного месторождения Zr и P3Э (Зозуля и др., 2015). По содержанию и количеству РЗО циркон-бритолитовые руды

рудных тел арбонатита
черооланых к лифазных к фенитах и д ах вблизи та ах вблизи та ах вблизи та соттным ок эй и на-чаль о без массов ного вещес ного вещес есурсов на
состоящие азных колич ениях релик х минералов продуктов на ого изменен ых минерало элементов жения поро зонтов
е слои фоидн ых и/или сод; ощиеся в раз сомплексов
е тела сиенит юрод или их атиформные х интрузиях

Таблица 1. Типы месторождений редкоземельных элементов (РЗЭ) в анализируемой выборке

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

том 64 Л

№ 3 2022

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

213

	Таблица 1. Продол	жение				
	Типы месторождений	Материнские комплексы	Локализация рудных тел	Возможные главные концентраторы РЗЭ в рудах ¹	Возможные попут- ные компоненты на месторож- дениях ²	Крупнейшие месторож- дения (по оцененным ресурсам РЗО) ³
	1	2	3	7	5	9
	Щелочногранит- ный (ЩГ)	Щелочные граниты (±сиениты ± субщелоч- ные граниты ± грано- диориты) или их субвулканические и вулканические ана- логи, включая туфы	Интенсивно минерализованные метасоматические и/или жильные (в т.ч. пегматитовые) рудные тела в интрузиях щелочных гранитов с более равномерной бедной рудной минерализацией; тотально минера- лизованные субвулканические штоки или лавово-туфовые слои	Циркон, гагаринит, ксенотим, бастнезит, пирохлор, флюорит, фергусонит, самарскит, монацит, синхизит, ортит, хинганит, эвдиа- лит, эшинит, гадоли- нит, чевкинит	Zr, Nb, Ta, F, Sn, Be	Стрэндж-Лэйк, Гурая, Катугинское, Баэрчжэ
ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ М	Субщелочногра- нитный (СГ)	Субщелочные гранит- ные массивы	Прожилково-вкрапленная мине- рализация (надинтрузивные брек- чии, скарны, метасоматические ореолы) или массивные кварцевые жилы в экзоконтактовых зонах крупных гранитных интрузий; типична ассоциация с медной суль- фидной минерализацией и обычна высокая радиоактивность руд	Ортит, бастнезит, монацит, флоренсит, стиллуэллит	Cu, Au, Fe, U, Th, Ag	Олимпик-Дэм, Шин- Куен, Мэри-Кэтлин, Стенкампскрал
есторождений	Россыпной (Р)	Терригенные отложе- ния прибрежно-мор- ского, аллювиального или пролювиального происхождения, ино- гда – эндогенно моди- фицированные	Горизонты в песках, песчаниках или метаконгломератах, обога- щенные детритными минералами РЗЭ, имеющими мелко-псамми- товую или пелитовую размерность	Монацит, ортит, ксено- тим, чевкинит, сфен, уранинит, коффинит, ураноторит	Ti, Zr, Th, U	BHM-150, Yampanyp, Yasapa
том 64 🛛	Ионно-адсорбци- онный или "ион- ные глины" (И)	Молодые латеритные коры кремнекислых пород вулкано-плуто- нических комплексов	Стратоидные тела глинистых пород на средних горизонтах зональных латеритных кор ⁷	Каолинит, галлуазит, смектит, иллит		Серра-Верде, Танталус, <i>Лоннан</i> ь
№ 3 2022	Примечание. ¹ В поря месторождения, где Р: содержащие значител далее имеются в виду зерен в руде; ⁷ при пер содержат варьируюш	дке частоты встречаемости на 33 извлекаются/извлекались вную долю флоренситового к минералы группы эвдиалита оеработке таких руд извлекаю ие количества минералов с Г	месторождениях выборки; ² здесь и далее из руд в промышленных масштабах; ⁴ здес омпонента вплоть до его полного преобла без указания точного состава, который н гся только РЗЭ, входящие в ионные комп 33Э, входящих в их кристаллическую ст	: Ва – барит, F – флюорит (К. 2. и далее имеются в виду мин лания; ⁵ только богатые рудь а некоторых месторождениях лексы, которые адсорбирован руктуру – они не извлекают	Э, К.Г. Ш.Г.) или криолит цералы сложного составк г участков Буранный, Сс даже не установлен из- ны в глинистых минера. ся при переработке.	(ЩГ); ³ курсивом выделены и из группы плюмбогуммита, еверный и Южный; ⁶ эдесь и за высокой дисперсности их лах; те же самые горизонты

214

ТКАЧЕВ и др.

раторы редких зе-	
е минералы-концент	
их рудах, главны	
полезные компоненты в и	чники информации
шедшие в выборку для анализа,	основные использованные исто
Месторождения РЗЭ, воі	энологические данные и
Таблица 2.	мель, геохр

	Incore						
$N_{\bar{0}}^{1}$	Местоложление	T ₁₁₁ 2	Компоненты в	Главные концентраторы	Boзpact ⁴ (млн лет),	Ccb	ЛКИ
Ш		111/1	руде ³	РЗЭ в руде	минерал ⁵ , порода ⁶	вилоконодхоэл	вилопоэт
-	2	3	4	5	6	L	8
-	Эллиот-Лэйк	Ь	U, P3Э	Монацит, ортит, уранинит, коффинит, ураноторит	2450 ± 25, z, bs	Krogh et al., 1984	Workman et al., 2013
2	Новополтавское	К	P, P33, Zr, Nb	Монацит, апатит	2074 ± 6 , z, cb	Rukhlov, Bell, 2010	Гурский и др., 2005
Э	Монтвиэль	Х	P33, Nb, P	Бурбанкит, карбоцернаит, монацит компилит	$1894 \pm 4, z, ns$	David et al., 2006	Nadeau et al., 2015
	(;		монации, хординии			
4	Селигдар	Х	P, P3Э	Апатит	$1880 \pm 1, z, cb$	Prokopyev et al., 2017	Prokopyev et al., 2017
5	Ашрам	К	P3Э	Монацит, бастнезит	$1870 \pm 4, z, rd^7$	Machado et al., 1997	Mitchell, Smith, 2017
9	Каррат	К	P3Э	Бастнезит, монацит, ортит	1859 ± 15, mz, o	Mott et al., 2013	Mott et al., 2013
7	Ноланс-Бор	К	P3Э, P, U	Апатит, ортит	1525 ± 18 , al, o	Huston et al., 2016	Huston et al., 2016
8	Маунтин-Пасс	К	P3Э	Бастнезит	1371 ± 10, mz, o	Poletti et al., 2016	Poletti et al., 2016
6	Янгибана	К	P3Э	Монацит	$1373 \pm 8, mz, o$	Slezak, Spandler, 2019	Hastings, 2017
10	Нечалачо	Ф	P3Э, Zr, Nb, Ta	Синхизит, ортит, фергусонит, бастнезит, монацит, циркон	2176 ± 3 , z, ns	Möller, Williams- Jones, 2016	Möller, Williams-Jones, 2016
11	Hoppa-Yepp	Ф	P3Э, Zr	Эвдиалит	1488 ± 8, z, fn	Sjöqvist et al., 2020	Sjöqvist et al., 2020
12	Чонджу	C	P3Э	Бритолит	$1868 \pm 8, z, s$	Kim et al., 2016	Ι
13	Азовское	C	P3Э, Zr	Бритолит, ортит, бастнезит	$1805 \pm 7, z, s$	Шеремет и др., 2012	Шеремет и др., 2012
14	Катугинское	ЩГ	Zr, P3Э, F, Nb, Ta	Гагаринит, филорит пироупор	2055 ± 7, z, o	Gladkochub et al., 2017	Gladkochub et al., 2017
۲ ک	Броудон		T D3A Ta	Пинион сомонских бостнозит	1870 ± 4 7 th	Taylor et al 1005	Pamedan at al 1003
<u>;</u>			ž 170, L JJ, 14	цирлоп, самарскит, оастнозит	10/0 - 7, 4, 1, 1010 - 5	1 a y 101 UL al., 1775	
16	Питинга		Sn, Nb, Ta, P3Э, Zr, F	Ксенотим, гагаринит	1818 ± 2, z, ag	Costi et al., 2000	Bastos Neto et al., 2009
17	Мэри-Кэтлин	СГ	U, P3 3	Ортит, стиллуэллит	1531 ± 7 , tt, o	Spandler et al., 2016	Oliver et al., 1999
18	Олимпик-Дэм	СГ	Cu, Au, U, Ag, P3Э, Fe	Бастнезит, флоренсит	1593 ± 0.3 , z, sg	Courtney-Davies et al., 2020	Ehrig et al., 2012
19	Маунт-Уэлд	ΓК	P3Э	Монацит, флоренсит, черчит	2025 ± 10 , mt, cb	Graham et al., 2004	Jaireth et al., 2014
20	Краун	ΓK	Nb, Ta, P3Э, P	Монацит, пирохлор, рабдофан	2025 ± 10 , mt, cb	Graham et al., 2004	Jaireth et al., 2014
21	Баянь-Обо	K	P3Э, Fe, Nb, F, Sc	Монацит, бастнезит	1301 ± 12, z, cb	Zhang et al., 2017	Deng et al., 2017
22	Клэй-Хауэллс	K	P39, Fe, Nb,	Монацит, бритолит	1056 ± 4 , mz, o	Richards, 2011	Daigle, 2011

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 3 2022

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

215

$N_{\bar{0}}^{1}$	местологление	T2	Компоненты в	Главные концентраторы	Возраст ⁴ (млн лет),	Ccb	ЛКИ
Ш		ТИЛТ	руде ³	РЗЭ в руде	минерал ⁵ , порода ⁶	геохронология	геология
23	Моцфельт-Ариэс	Ф	P3Э, Nb, Ta, Zr	Пирохлор, бастнезит, мона- цит, циркон	1273 ± 6 , z, ns	McCreath et al., 2012	Paulick et al., 2015
24	Кванефельд	Φ	P3Э, U, Zn	Стенструпин	1160 ± 5 , bd, as	Krumrei et al., 2006	Paulick et al., 2015
25	Соренсен	Ф	P3Э, U, Zn	Стенструпин	1160 ± 5 , bd, as	Krumrei et al., 2006	Paulick et al., 2015
26	Танбрез	Ф	Zr, P3Э, Nb, Ta	Эвдиалит	1160 ± 5 , bd, as	Krumrei et al., 2006	Schønwandt et al., 2016
27	Зона 3	Ф	P3Э, U, Zn	Стенструпин	1160 ± 5 , bd, as	Krumrei et al., 2006	Paulick et al., 2015
28	Кипава-Лэйк	Φ	P33, Zr	Эвдиалит, мозандрит, брито- лит	1033 ± 3, z, s	Van Breemen, Currie, 2004	Van Breemen, Currie, 2004
29	Ту-Том	U	P3Э, Nb, Be	Монацит, ортит	1337 ± 10 , z, ag	Gandhi et al., 1988	Daigle, 2012
30	Пахарита-Маун- тин	U	P33, Zr	Эвдиалит	1175 ± 15, k, s	Bauer, Pollock, 1993	Berger, 2018
31	Фокстрот	ШГ	P3Э, Zr	Ортит, фергусонит, чевкинит	1300 ± 3, z, pn	Haley, 2013	Miller, 2015
32	Стрэндж-Лэйк	ЩГ	Zr, P3Э, Nb, Be	Гадолинит, хинганит, ортит, геренит	1240 ± 2, z, ag	Miller et al., 1997	Gysi et al., 2016
33	Стенкампскрал	СГ	P33, Th, Cu	Монацит	1046 ± 8 , mz, o	Knoper, 2010	Basson et al., 2016
34	Шин-Куен	СГ	Cu, Au, Fe, P3Э	Ортит	882 ± 3 , tt, o	Ngo et al, 2020	Ngo et al, 2020
35	Сейс-Лагос	ΓК	Nb, P3Э, Fe, Mn	Церианит, флоренсит, пиро- хлор	1328 ± 58, z, cb	Rossoni et al., 2017	Giovannini et al., 2017
36	Нгвалла	ΓК	P3Э, Ba	Бастнезит, синхизит	1041 ± 40 , bi, cb	Cahen et al., 1984	Witt et al., 2019
37	Камминс-Рэндж	КЛ	РЗЭ, Р	Монацит	1002 ± 13 , z, cb	Downes et al., 2016	Hoatson et al., 2011
38	Гленовер	КЛ	P3Э, P, Nb, Sc	Монацит, апатит, синхизит, эшинит	1000 ± 200 , mz, cb	Verwoerd, 1967	Geo-Consult Interna- tional, 2012
39	Нкомбва-Хилл	К	P3Э, P	Монацит	679 ± 25 , ph, cb	Cahen et al., 1984	Harmer, Nex, 2016
40	Фен	Х	P33	Синхизит, паризит, бастне- зит, монацит	583 ± 15, ph, lm	Meert et al., 1998	Marien et al., 2018
41	Лавернь	К	P3Э	Синхизит	577 ± 1 , z, ns	Kamo et al., 1995	Daigle, 2012
42	Сент-Онорэ	Х	P33, Nb, P	Бастнезит, синхизит, паризит, монацит	582 ± 2 , bd, cb	Néron et al., 2018	Néron et al., 2018
43	Сарфарток	K	P3Э	Бастнезит, монацит	565 ± 5 , ph, cb	Secher et al., 2009	Druecker, Simpson, 2012

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 3 2022

216

Таблица 2. Продолжение

ЛКИ	геология	Su et al., 2019	Zhang et al., 2019	Афанасьев, 2011	Trofanenko et al., 2016	Kalashnikov et al., 2016	Kalashnikov et al., 2016	Kalashnikov et al., 2016	Jackson, Douch, 1986	Aseri, 2020	Drysdall, Douch, 1986	Aseri, 2020	Gronen et al., 2019	Makanga, Edou- Minko, 2003	Фролов и др., 2003	Фролов и др., 2003	Фролов и др., 2003	Ломаев, Сердюк, 2011	Hughes, Christiansen, 2011	Chikanda et al., 2019
Ссы	геохронология	Su et al., 2019	Zhang et al., 2019	Wu et al., 2010	Dalsin, 2013	Родионов и др., 2018	Родионов и др., 2018	Родионов и др., 2018	Qadhi, 2007	Aseri, 2020	Aseri, 2020	Moghazi et al., 2015	Коваленко и др., 2004	Laval et al., 1988	Ярмолюк и др., 2005	Владыкин и др., 2014	Плюснин и др., 1989	Чеботарев и др., 2020	Secher et al., 2009	Wall et al., 1994
Возраст ⁴ (млн лет),	минерал ⁵ , порода ⁶	$428 \pm 3, z, cb$	421 ± 7 , bs, o	379 ± 6 , zl, cb	316 ± 36 , wr, cb	381 ± 5 , tt, ns	381 ± 5 , tt, ns	374 ± 4 , tt, ns	538 ± 15 , wr, s	631 ± 8, z, o	$631 \pm 8, z, o$	593 ± 2, z, ag	392 ± 2, z, ag	660 ± 13, ph, cb	643 ± 4 , z, ns	391 ± 15 , z, cb	251 ± 12 , wr, ns	257 ± 1 , z, lm	164 ± 3 , tn, cb	136 ± 11, mz + ap + + wr, fn
Главные концентраторы	РЗЭ в руде	Монацит, бастнезит, синхизит	Бастнезит	Перовскит	Бастнезит, паризит, монацит	Лопарит	Эвдиалит	Апатит	Бастнезит, монацит, циркон	Циркон, пирохлор, ксенотим, эшинит, самарскит	Гагаринит, флюорит, фергусо- нит	Циркон, синхизит, ксенотим, бастнезит	Бастнезит, циркон, пирохлор, синхизит	Пирохлор, флоренсит, мона- цит	Монацит, паризит, бастнезит	Монацит, флоренсит	Бастнезит, рабдофан, синхи- зит, паризит	Монацит, флоренсит, пиро- хлор	Анкилит, бурбанкит, хуанхит, какарсукит	Монацит, бастнезит
Компоненты в	руде ³	P33, Nb	P3Э	Ti, P3Э, Fe, Nb	P3Э	P39, Ta, Nb, Ti	P3Э, Zr, Nb, Ta	P, P3Э	Zr, P3Э, Ta, Nb	Zr, P3Э, Nb, Ta, U	Zr, P3Э, Nb, Ta	Zr, P3Э, Nb, U	Zr, P3Э, Nb, Ta	Nb, P3Э, P, Ta	P3Э, P, Nb, Ta	P3Э, Nb, P, Sc	P33, P, Nb, Zr	P3Э, Nb, P, Mn, Fe, Sc	P3Э	F33
Тип2		К	К	К	К	Ф	Ф	Ф	C	ЩГ	ЩГ	ЩГ	ЩГ	ΓK	ΓК	ΓК	ΓK	ΓK	Х	Х
Месторожление		Мяоя	Тайпинчжэнь	Африканда	Уичида	Ловозерское (РЗЭ-Nb-Ta)	Ловозерское (РЗЭ-Zr)	Хибинская группа	Джебель-Хамра	Гурая	Джебель-Тувалах	Джебель-Сайид	Халзан-Бурегтей	Мабуни	Белозиминское	Томтор	Кийское	Чуктукон	Какарсук	Канганкунде
$N_{\rm 0}^{\rm 1}$	Ш	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	09	61	62

217

Таблица 2. Продолжение

Iault	ица - продолжение						
$N_{\bar{0}}^{1}$	Местопожление	T2	Компоненты в	Главные концентраторы	Возраст ⁴ (млн лет),	CCE	ЛКИ
Ш	ONTOPACTOR	ПИТ	руде ³	РЗЭ в руде	минерал ⁵ , порода ⁶	геохронология	геология
63	Хотгор	К	P3Э, P, Fe	Апатит, бастнезит	$135 \pm 3, ph, ps$	Nikolenko et al., 2020	Gerel et al., 2021
64	Мушгай-Худаг	K	P3Э, P, Fe	Апатит, бастнезит	135 ± 3 , ph, ps	Nikolenko et al., 2020	Gerel et al., 2021
65	Сонгве	К	P3Э	Синхизит	133 ± 7, z, cb	Broom-Fendley et al., 2017	Broom-Fendley et al., 2017
99	Лонгонжу	К	P3Э	Монацит, бастнезит, рабдофан	$137 \pm 6, ap, cb$	Amores, 2017	Pensana Metals Ltd, 2019
67	Лахджейра	K	P3Э, Nb, Fe	Бастнезит, пирохлор	$104\pm4,$ z, cb	Montero et al., 2016	ОNНҮМ, 2020 ₁
68	Ламлага	К	P3Э, Nb, Fe	Бастнезит, пирохлор	$I04\pm4,z,cb$	Montero et al., 2016	ONHYM, 2020 ₂
69	Твихинат	К	P3Э, Nb, Fe	Бастнезит, пирохлор	104 ± 4 , z, cb	Montero et al., 2016	Benaouda et al., 2020
70	Вэйшань	K	P3Э	Бастнезит, паризит	130 ± 1 , bs, o	Wang et al., 2019	Wang et al., 2019
71	Kapacyr	K	P3Э, Fe, F, Ba	Бастнезит	118 ± 1 , bs, o	Сальникова и др., 2010	Лебедев, 2013
72	Амба-Донгар	К	F, P3Э, Nb	Монацит, бастнезит, церит	65 ± 3 , ap, cb	Fosu et al., 2019	Singh, 2020
73	Камтай	К	P3Э	Карбоцернаит, бастнезит, анкилит, синхизит	66 ± 1, wr, ns	Sheth et al., 2017	Singh, 2020
74	Маонюпин	К	P3Э, F, Ba, Pb	Бастнезит	26 ± 0.2 , bs, o	Ling et al., 2016	Liu, Hou, 2017
75	Мулочжай	K	P3Э	Бастнезит	27 ± 0.2 , bs, o	Ling et al., 2016	Liu, Hou, 2017
76	Hamce	К	P3Э, Ba	Синхизит, паризит, бастнезит	$31 \pm 1, wr + ap + sn + + pr + bs + mz + an, cb$	Nguyen et al, 2014	Nguyen et al, 2014
77	Далуцао	К	P3Э	Бастнезит	12 ± 0.2 , bs, o	Ling et al., 2016	Liu, Hou, 2017
78	Ханнешин	К	P33	Ханнешит, карбоцернаит, синхизит, бастнезит	0.6 ± 0.1 , lc, pl	Tucker et al., 2012	Tucker et al., 2012
79	Кызылджаорен	K	P3Э, F, Ba	Бастнезит, паризит	25 ± 1 , ph, cb	Никифоров и др., 2014	Никифоров и др., 2014
80	Тунги	U	Zr, P3Э, Nb, Ta	Эвдиалит, бастнезит	184 ± 19 , z, tr	Meakin, Morgan, 1999	Spandler, Morris, 2016
81	Баэрчжэ	ЩГ	P3Э, Zr, Nb, Ta, Be	Хинганит, монацит	123 ± 1, m, o	Qiu et al., 2019	Qiu et al., 2019
82	Кристмас-Доум	ЩГ	P3Э, Zr, Nb, Ta	Эвдиалит (?)	$29 \pm I$, wr, pn	Cohen et al., 2013	Chandler, Spandler, 2020
83	Клэрис-Доум	щг	P3Э, Zr, Nb, Ta	Эвдиалит (?)	$29 \pm I$, wr, pn	Cohen et al., 2013	Chandler, Spandler, 2020

218

Таблица 2. Продолжение

ТКАЧЕВ и др.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 3 2022

N_0^{1}	Местопожление	Т2	Компоненты в	Главные концентраторы	Возраст ⁴ (млн лет),	Ccb	ЛКИ
Ш			руде ³	РЗЭ в руде	минерал ⁵ , порода ⁶	геохронология	геология
84	Аксу-Диамас	Ь	P3Э, Ti, Zr, Fe	Ортит, чевкинит, сфен	<1, str, o	Deady et al., 2019	Deady et al., 2019
85	Кэйпл	Р	Ti, Zr, P3Э, Th	Монацит	<1, str, o	Hoatson et al., 2011	Hoatson et al., 2011
86	Чарли-Крик	Р	Ti, Zr, P3Э	Монацит, ксенотим	<2, str, o	Crossland, 2013	Crossland, 2013
87	Чатрапур	Р	Ti, Zr, P3Э, Th	Монацит	<1, str, o	Singh, 2020	Singh, 2020
88	Чавара	Р	Ti, Zr, P3Э, Th	Монацит	<1, str, o	Singh, 2020	Singh, 2020
89	Ричардс-Бэй	Ь	Ti, Zr, P3Э, Th	Монацит	<1, str, o	Fockema, 1986	Fockema, 1986
90	Тролоньяро	Р	Ti, Zr, P3Э, Th	Монацит	<2, str, o	Van et al., 2020	Van et al., 2020
91	ВИМ-150	Р	Ti, Zr, P3Э, Th	Монацит, ксенотим	\sim 10, str, o	Hoatson et al., 2011	Hoatson et al., 2011
92	Сюньву	И	P3Э	Галлуазит, каолинит	<50, ga, wc	Li et al., 2017	Li et al., 2017
93	Серра-Верде	И	P3Э	Каолинит, смектит	<50, ga, wc	Pinto-Ward, 2017	Pinto-Ward, 2017
94	Лоннань	И	F33	Галлуазит, каолинит	<50, ga, wc	Li et al., 2017	Li et al., 2017
95	Танталус	И	P3 .	Каолинит, смектит, иллит	<25, ga, wc	Ram et al., 2019	Ram et al., 2019
96	Мрима-Хилл	ΓК	P3Э, Nb	Монацит, флоренсит	123 ± 6 , ph, cb	Snelling, 1965	Pollard, Mapleson, 2013
97	Араша	ΓK	P, Nb, P3Э, Ba	Монацит, флоренсит	89 ± 10, bi, cb	Sonoki, Garda, 1988	Neumann, Medeiros, 2015
98	Каталан I	ΓК	Nb, P3Э, P, Ti	Монацит	78 ± 1 , bd, ps	Guarino et al., 2017	Ribeiro, 2008
66	Каталан II	ΓК	Nb, P, P3Э, Ti	Монацит	82 ± 3 , p, lm	Guarino et al., 2013	Palmieri, 2011
100	Морру-ду-Ферру	ΓК	P33, Fe	Флоренсит, бастнезит, цериа- нит, монацит	76 ± 1 , ph, lm	Shea, 1992	Waber, 1992
101	Беар-Лодж	ΓK	E54	Бастнезит, паризит, анкилит, монацит	51 ± 0 , bi + k, cb	Andersen et al., 2017	Andersen et al., 2017
102	Зандкопсдрифт	ΓК	P3Э, Mn	Монацит, флоренсит	56 ± 4 , ph, cb	Harper et al., 2015	Harper et al., 2015
103	Донгпао	ГК	P3Э, Ba, F	Бастнезит, паризит, синхизит, монацит	$3I \pm I$, $wr + ap + sn + pr + bs + mz + an$, cb	Nguyen et al, 2014	Nguyen et al, 2017
Прим выдел бадде. sn – с	ечание. ¹ Идентично (ены датировки, получ пеит, bi – биотит, bs – инхизит, str – по стра	с нумер іенные бастне: тиграф	ацией месторождени на геологическом ана зит, ga – геологически ии, tn – танталониоб	й на фиг. 1; ² см. таблицу 1; ³ в поряд люге данного объекта, расположенн ий анализ, k- калишпат, lc – лейцит, заты, tt – сфен (титанит), wr –изохр	цке убывания экономич юм в том же районе; ⁵ al , mt – магнетит, mz – мо она по породе, z – цирі	сской значимости для каз – ортит (алланит), ап – а нацит, р – перовскит, ph кон, zl – цирконолит; ⁶ а	ждого объекта; ⁴ курсивом анкерит, ар – апатит, bd – – флогопит, pr – паризит, g –шелочной гранит, as –

Габлица 2. Продолжение

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 3 2022

щелочной сиенит, bs – базальт, cb – карбонатит, fn – фенит, lm – лампрофир, ns – нефелиновый сиенит, о – руда, pl – фонолит, pn – пантеллерит, ps – фоскорит, rd – ри-одацит, s – сиенит, sg – субщелочной гранит, tp – трахит-порфир, wc – рудовмешающая кора выветривания; ⁷ возраст риодацита, на котором без размыва лежит кар-бонатитовый туф, входящий в состав карбонатитового комплекса.



Фиг. 2. Ресурсы и средние содержания РЗО в месторождениях выборки, использованные для анализа. Шкала логарифмическая по двум осям. Номера точек соответствуют номерам месторождений в табл. 2. Условные обозначения типов месторождений и принадлежность циклам: 1 – россыпной кенорского цикла; 2–7 – колумбийский цикл: 2 – карбонатитовый, 3 – гипергенный в карбонатитах, 4 – фоидный, 5 – сиенитовый, 6 – шелочногранитный, 7 – субщелочногранитный; 8–13 – родинийский цикл: 8 – карбонатитовый, 9 – гипергенный в карбонатитах, 10 – фоидный, 11 – сиенитовый, 12 – шелочногранитный, 13 – субщелочногранитный; 14–18 – пангейский цикл: 14 – карбонатитовый, 15 – гипергенный в карбонатитах, 16 – фоидный, 17 – сиенитовый, 18 – шелочногранитный; 19–24 – амазийский цикл: 19 – карбонатитовый, 20 – гипергенный в карбонатитах, 21 – сиенитовый, 22 – шелочногранитный, 23 – россыпной; 24 – ионно-адсорбционный.

этого массива образуют объект с параметрами ниже лимита, установленного для нашей выборки, и он здесь упомянут только потому, что является древнейшей известной рудной залежью с рассматриваемой металлогенической специализацией.

В анализируемой выборке кенорский цикл представлен только палеороссыпями (фиг. 1, 2 и 3; табл. 2 и 3). В глобальном масштабе их ресурсы малозначимы (0.06% от всей выборки), но с научной точки зрения они очень интересны. Единственный известный объект (Эллиот-Лэйк) локализован в ураноносных метаконгломератах Гуронского бассейна (Канадский щит). Прежде эти руды добывались для извлечения урана и концентрирующегося в его минералах иттрия. Новые технологии сделали возможным рентабельное извлечение РЗЭ из монацита и ряда других минералов, присутствующих в этой руде (Workman et al., 2013). Однако уран в любом случае представляет главный интерес, определяя основную ценность объекта. В XXI в. здесь разведаны новые рудные залежи, но их эксплуатация пока отложена.

Колумбийский цикл (1.35—2.25 млрд лет). Этот цикл выражен в металлогении РЗЭ намного ярче, чем кенорский: 19 месторождений шести типов заключают в себе 19.7% ресурсов всей выборки (фиг. 1, 2 и 3; табл. 2, 3). Почти половина в этом списке — представители карбонатитового типа.



Фиг. 3. Распределение ресурсов месторождений РЗЭ разных типов на оси геологического времени, разделенной на сегменты суперконтинентальных циклов. Шкала ресурсов в логарифмическом масштабе. Числа под названиями циклов – доля месторождений соответствующего цикла в суммарных ресурсах всей выборки в процентах. Условные обозначения. 1–9 – типы месторождений: 1 – все типы вместе, 2 – карбонатитовый, 3 – гипергенный в карбонатитах, 4 – фоидный, 5 – сиенитовый, 6 – шелочногранитный, 7 – субщелочногранитный, 8 – россыпной, 9 – ионно-адсорбционный.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 3 2022

ТКАЧЕВ и др.

		Циклы и их во	озрастные грани	цы (млрд лет)						
Параметры	Кенорский, >2.25	Колумбийский, 1.35–2.25	Родинийский, 0.75-1.35	Пангейский, 0.19-0.75	Амазийский, <0.19	Все циклы				
1*	2	3	4	5	6	7				
			Все типы							
N	1	19	18	22	43	103				
Z	250	77231	165565	67591	81843	392480				
S	0.06	19.68	42.19	17.22	20.85	100.0				
		Карб	онатитовый тип	(K)						
N	—	8	2	9	19	38				
Z	—	21514	118243	23097	34872	197726				
S	-	$\frac{5.5}{27.9}$	$\frac{30.1}{71.5}$	$\frac{5.9}{34.2}$	$\frac{8.9}{42.6}$	50.4				
C _{REO}	_	$\frac{0.35-7.12}{2.2}$	$\frac{0.57 - 3.70}{3.7}$	$\frac{0.67 - 2.91}{1.7}$	$\frac{0.80-5.00}{1.8}$	$\frac{0.35-7.12}{3.0}$				
X _{PrNd}	_	$\frac{16.3-33.9}{22.5}$	$\frac{19.4-21.7}{21.7}$	$\frac{13.2-25.0}{22.8}$	$\frac{11.8-22.1}{18.6}$	$\frac{11.8-33.9}{21.3}$				
X _{Y+}	_	$\frac{0.6-13.0}{3.5}$	$\frac{2.0-9.8}{2.0}$	$\frac{1.0-8.4}{2.6}$	$\frac{0.4-7.2}{3.1}$	$\frac{0.4-13.0}{2.4}$				
X _{LnY}	_	$\frac{0.5-7.0}{2.1}$	$\frac{1.5-4.9}{1.5}$	$\frac{0.8-3.8}{2.0}$	$\frac{0.4-3.7}{1.9}$	$\frac{0.4-7.0}{1.7}$				
Гипергенный в карбонатитах тип (ГК)										
N	_	2	4	5	8	19				
Z	_	3583	5262	17546	38969	65360				
S	_	$\frac{0.9}{4.6}$	$\frac{1.3}{3.2}$	$\frac{4.5}{26.0}$	$\frac{9.9}{47.6}$	<u>16.7</u>				
C _{REO}	_	$\frac{1.25-5.54}{5.0}$	$\frac{1.13-2.16}{2.1}$	$\frac{0.93-10.59}{4.9}$	$\frac{0.98-5.01}{3.5}$	$\frac{0.93-10.59}{3.8}$				
X _{PrNd}	_	$\frac{24.3}{24.3}$	$\frac{7.9-27.9}{21.2}$	$\frac{15.0-24.9}{18.5}$	$\frac{15.3-22.8}{20.5}$	$\frac{7.9-27.9}{20.2}$				
X _{Y+}	_	$\frac{4.6}{4.6}$	$\frac{2.1-6.8}{2.6}$	$\frac{5.0-19.0}{6.4}$	$\frac{1.0-9.1}{3.3}$	$\frac{1.0-19.0}{4.2}$				
X _{LnY}	_	$\frac{3.0}{3.0}$	$\frac{1.4-4.3}{1.7}$	$\frac{2.0-7.5}{3.4}$	$\frac{0.8-4.1}{1.7}$	$\frac{0.8-7.5}{2.2}$				
	•	Φ	оидный тип (Ф))						
N	_	2	6	3	_	11				
Z	_	4344	36092	24754		65190				
S	_	$\frac{1.1}{5.6}$	$\frac{9.2}{21.8}$	$\frac{6.3}{36.6}$	_	<u>16.6</u>				
C _{REO}	_	$\frac{0.61 - 1.38}{1.3}$	$\frac{0.26 - 1.29}{0.7}$	$\frac{0.35 - 1.08}{0.5}$	_	$\frac{0.26 - 1.38}{0.7}$				

Таблица 3. Сравнение суперконтинентальных циклов по типам месторождений РЗЭ, количеству ресурсов и некоторым аспектам качества руд в них

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Циклы и их возрастные границы (млрд лет) Параметры Все циклы Кенорский. Колумбийский. Родинийский. Пангейский. Амазийский. >2.25 1.35 - 2.250.75-1.35 0.19 - 0.75< 0.19 1* 2 3 4 5 7 6 _ *X*_{PrNd} 13.7-24.3 16.1-20.0 13.7-24.3 15.3-18.0 23.8 15.8 18.7 17.4 X_{Y+} 14.7-53.1 11.4-36.6 1.3-36.9 1.3-53.1 20.1 27.0 10.9 16.4 X_{LnY} _ 7.3-16.8 3.4-13.6 1.3-15.9 _ 1.3-16.8 5.0 7.7 10.0 7.9 Сиенитовый тип (С) N 2 2 1 1 6 _ Ζ 2522 895 144 4223 662 s _ 0.6 0.2 0.04 0.2 1.1 3.3 0.5 0.2 0.8 _ C_{REO} 1.19-2.66 0.74-1.18 0.74-2.66 0.80 0.88 0.80 0.88 1.1 1.9 2.4 X_{PrNd} _ 16.6-23.0 23.0 16.6-20.6 18.2 18.2 23.0 18.2 18.2 19.9 19.8 X_{Y+} 6.2-39.0 6.2-23.3 12.0 18.5 23.3 12.0 18.5 23.3 11.9 16.0 X_{LnY} _ 7.0 3.0-15.3 7.4 3.0-15.3 7.3 7.0 7.3 7.4 5.1 6.3 Щелочногранитный тип (ЩГ) Ν 3 2 4 3 12 _ Ζ 4510 2050 1302 9026 1164 s 0.3 1.2 0.5 0.3 2.3 1.6 2.7 3.0 1.6 _ C_{REO} 0.17-0.39 0.90-1.11 0.15-0.6 0.15-1.11 0.23-1.03 0.3 0.9 0.4 0.4 0.7 X_{PrNd} _ 2.0-14.3 15.1-20.2 0.2-13.0 2.0 - 20.214.8-16.7 8.2 15.2 7.6 15.5 12.6 X_{Y+} 75.0-95.2 19.5-37.5 48.3-99.0 27.7 - 48.719.5-99.0 80.8 37.1 69.0 40.3 50.4 X_{LnY} 29.8-45.7 7.4-13.2 19.3-30.3 11.4-19.7 7.4-45.7 33.8 13.1 24.4 18.8 16.4 Субщелочногранитный тип (СГ) Ν 2 2 4 _ _ _ Ζ 44104 563 44667 _ _ _ s 0.1 11.2 11.3 57.0 0.3 _ \mathbf{C}_{REO} 0.84-16.00 0.42-16.00 _ 0.42 - 4.50_ _ 4.10 0.5 0.5

Таблица 3. Продолжение

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 3 2022

		Циклы и их в	озрастные грани	цы (млрд лет)						
Параметры	Кенорский, >2.25	Колумбийский, 1.35-2.25	Родинийский, 0.75-1.35	Пангейский, 0.19-0.75	Амазийский, <0.19	Все циклы				
1*	2	3	4	5	6	7				
X _{PrNd}	_	$\frac{13.5-15.4}{15.4}$	$\frac{13.7-23.1}{15.7}$	_	_	$\frac{13.5-23.1}{15.4}$				
X _{Y+}	-	$\frac{0.6-1.7}{1.7}$	$\frac{1.5-8.0}{2.9}$	_	_	$\frac{0.6-8.0}{1.7}$				
X _{LnY}	_	$\frac{0.1-1.1}{1.1}$	$\frac{1.0-3.8}{1.6}$	_	_	$\frac{0.1-3.8}{1.1}$				
		Po	оссыпной тип (Р	?)						
Ν	1	_	_		8	9				
Z	250	—	_	_	3923	4173				
S	$\frac{0.06}{100.0}$	—	—	Ι	$\frac{1.0}{4.8}$	<u>1.1</u> _				
C _{REO}	$\frac{0.19}{0.19}$	_	—	—	$\frac{0.01 - 0.35}{0.1}$	$\frac{0.01 - 0.35}{0.1}$				
X _{PrNd}	$\frac{19.5}{19.5}$	_	_	_	$\frac{18.9-25.3}{23.3}$	$\frac{19.9-25.3}{23.1}$				
X _{Y+}	$\frac{7.2}{7.2}$	_	_	_	$\frac{1.5-21.3}{6.7}$	$\frac{1.5-21.3}{6.8}$				
X _{LnY}	$\frac{3.6}{3.6}$	_	_	_	$\frac{1.0-8.4}{4.1}$	$\frac{1.0-8.4}{4.3}$				
4.1 4.3 Ионно-адсорбционный тип (И)										
N	_	_	_	_	4	4				
Z	—	_	—	_	2116	2116				
S	_	_	—	_	$\frac{0.5}{2.6}$	<u>0.5</u> _				
C _{REO}	_	_	—	_	$\frac{0.09 - 0.25}{0.1}$	$\frac{0.09 - 0.25}{0.1}$				
X _{PrNd}	_	_	_	_	$\frac{8.1-35.6}{24.4}$	$\frac{8.1-35.6}{24.4}$				
X _{Y+}	_	_	_	_	$\frac{9.1-79.5}{24.5}$	$\frac{9.1-79.5}{24.5}$				
X _{LnY}	_	_	_	_	$\frac{4.8-30.6}{11.3}$	<u>4.8–30.6</u> <u>11.3</u>				

Таблица 3. Продолжение

Примечание. * Обозначения параметров сравнения: $N - количество месторождений в выборке, Z - суммарное количество ресурсов в них (тыс. т P3O), S - доля суммы ресурсов цикла от суммы всей выборки, s - доля ресурсов конкретного типа из конкретного цикла, <math>C_{REO}$ - среднее содержание в рудах (% P3O), X_{PrNd} - относительная доля оксидов празеодима и неодима в общей сумме P3O, X_{Y+} - относительная доля P3O иттриевой группы в общей сумме P3O, X_{LnY} - относительная доля оксидов лантаноидов иттриевой группы в общей сумме P3O; для s: выше черты – доля суммы ресурсов от всей выборки, ниже черты – доля от суммы ресурсов данного цикла; для остальных характеристик: выше черты – диапазон значений, ниже черты – средневзвешенное значение на величину соответствующих ресурсов P3O.

Они установлены на Украинском (Новополтавское), Канадском (Монтвиэль, Ашрам), Гренландском (Каррат) и Алданском (Селигдар) щитах, в тектонических блоках Арунта (Ноланс-Бор), Мохаве (Маунтин-Пасс) и Каприкорн (Янгибана). Только в месторождениях Новополтавское и Селигдар РЗЭ не представляют единственный или главный экономический интерес.

На кратоне Йилгарн известно два крупных объекта, которые локализованы в латеритах по карбонатитам. Они оба связаны с крупным массивом Маунт-Уэлд. В его центре расположено одноименное месторождение, специализированное только на РЗЭ, а у северо-восточного края — месторождение Краун, в котором главным компонентов является Nb.

Фоидный тип представлен двумя месторождениями на Канадском (Нечалачо) и Балтийском (Норра-Черр) щитах. В обоих случаях первичным концентратором РЗЭ в рудах был определен эвдиалит, но в Нечалачо он в пределах оконтуренных рудных тел практически полностью замещен полиминеральным агрегатом (табл. 2) в результате эпигенетического метасоматоза (Möller, Williams-Jones, 2016).

Сиенитовый тип в этом цикле представляют два объекта на Украинском (Азовское) и Сино-Корейском (Чонджу) щитах. Последнее месторождение, находящееся в КНДР, является некоторой загадкой для геологической общественности, т.к. по данным геологоразведочных работ, проведенных северокорейскими специалистами, это крупнейшее месторождение РЗЭ в мире, которое в 2–10 раз (оценки варьируются при разных средних содержаниях) крупнее гигантского Баянь-Обо. Однако такая информация циркулировала только в общемедийных источниках в 2013-2014 гг. и ни разу не была подтверждена публикациями в профессиональных изданиях горно-геологического профиля. Не существует даже общедоступного описания геологии самого месторождения. Известно только описание вмешающего сиенитового массива (Kim et al., 2016). Поэтому специалисты во всем мире, как и авторы этой статьи, с большим скепсисом относятся к обнародованной ресурсной оценке Чонджу. В нашем исследовании использована оценка, которая равна сотой доле от максимально заявленной суммы ресурсов в этом месторождении, что все равно оставляет его самым крупным в своем типе (фиг. 2).

Месторождения, представляющие рассматриваемый период в щелочногранитном типе, установлены на Алданском (Катугинское) и Гвианском (Питинга) щитах, а также в поясе Холлз-Крик (Брокмэн). Все они содержат поликомпонентные руды. При этом месторождение Брокмэн выделяется тем, что минерализация локализована не в интрузии, как у большинства представителей типа, а в породах эффузивной фации (Ramsden et al., 1993).

Самые значительные ресурсы цикла сосредоточены в двух месторождениях субщелочногранитного типа, выявленных на кратоне Голер (Олимпик-Дэм) и в тектоническом блоке Mavнт-Айза (Мэри-Кэтлин). Олимпик-Дэм – крупнейший ресурс РЗЭ, известный в колумбийском цикле (56.5% суммы ресурсов цикла), но с очень бедными рудами как по общей сумме РЗО (фиг. 2), так и по доле в ней высокостоимостных РЗЭ. В настоящее время здесь из руд извлекают Cu, Au, U и Аg, а минералы-концентраторы Fe и P3Э накапливаются в хвостах обогащения. Из руд Мэри-Кэтлин извлекали только U, а РЗЭ ушли в хвосты обогащения: их среднее содержание в руде высокое (фиг. 2), но обеспечивается ортитом и стиллуэллитом, менее удобными в переработке минералами, чем карбонаты и фосфаты РЗЭ, из которых в основном получают легкие лантаноиды в настоящее время.

Из всех месторождений колумбийского цикла только Маунтин-Пасс и Маунт-Уэлд эксплуатируются для извлечения РЗЭ. Большинство других объектов этого периода также не остались без внимания профильных компаний и служб, которые провели там в последнее десятилетие геологоразведочные работы с оценкой или переоценкой их запасов или ресурсов.

Родинийский цикл (0.75–1.35 млрд лет). Это самый продуктивный цикл по количеству оцененных ресурсов РЗЭ. Как и предшествующий ему колумбийский, он представлен месторождениями тех же шести типов, но его доля в сумме ресурсов РЗО всей выборки вдвое больше (фиг. 1, 2 и 3; табл. 2 и 3). Нельзя не отметить и несколько иные количественные соотношения объектов разных типов и их вкладов в сумму ресурсов.

Карбонатитовый тип представлен только двумя месторождениями на Сино-Корейском (Баянь-Обо) и Канадском (Клэй-Хауэллс) щитах. Именно данный тип имеет максимальную долю в суммарных ресурсах цикла – 71.5%. Причем, если Клэй-Хауэллс является во всех отношениях рядовым объектом (фиг. 2), то Баянь-Обо – сырьевой гигант (30% суммы ресурсов всей выборки) с самыми большими в мире запасами и крупнейшим объемом добычи. Извлечение РЗЭ из руд Баянь-Обо началось в середине XX века и имеет явную тенденцию к увеличению: в XXI веке около половины всех легких РЗЭ, использованных промышленностью в мире, добыто из этого месторождения. По поводу его происхождения до сих пор ведется оживленная дискуссия (Deng et al., 2017; и ссылки там). Сейчас большинство специалистов связывают главную фазу его формирования с карбонатитовым процессом в мезопротерозое. Затем было несколько эпизодов регенерации руд с ограниченным привносом вещества постметаморфическими и постмагматическими флюидами в подвижной тектонической зоне, неоднократно активизировавшейся в позднем протерозое и палеозое.

Гипергенные залежи руд РЗЭ в карбонатитовых комплексах родинийского цикла установлены на кратонах Амазонас (Сейс-Лагос) и Каапваль (Гленовер), в поясах Холлз-Крик (Камминс-Рэндж) и Убенди (Нгвалла). Последний объект имеет наиболее значительную ресурсную оценку при самом высоком значении среднего содержания РЗО в этом перечне (фиг. 2).

Доля фоидного типа в сумме ресурсов этого цикла (21.8%) уступает только доле карбонатитового типа (табл. 3). Все месторождения представляют собой стратиформные залежи в расслоенных шелочных комплексах, находящихся на Гренландском (Моцфельт-Ариэс, Кванефельд, Соренсен, Зона 3, Танбрез) и Канадском (Кипава-Лэйк) щитах. Примечательно, что в одном интрузивном массиве на разных горизонтах могут находиться руды разных минеральных типов, а потому и с разным комплексом полезных компонентов и заметно отличающейся конфигурацией спектра РЗЭ. В частности, в луявриитовых слоях в верхней части плутона Илимауссак (Кванефельд, Соренсен, Зона 3) РЗЭ преимущественно сконцентрированы в стенструпине совместно с U (Paulick et al., 2015). В нижних рудных горизонтах той же интрузии. имеющих кокортокитовый состав, РЗЭ сосредоточены в эвдиалите (Танбрез), что предопределяет их неразрывную связь в руде с Zr и очень низкую радиоактивность этой руды.

Сиенитовый тип представлен месторождениями на Канадском щите (Ту-Том) и в тектоническом блоке Явапаи-Мазатзал (Пахарито-Маунтин). Особенностью первого из них является высокий уровень метаморфизма вплоть до превращения в гнейсовидную породу и соответствующую регенерацию первичных руд (Daigle, 2012), а особенностью второго — расслоенность вмещающей интрузии, что не очень типично для бесфоидных сиенитов (Berger, 2018).

Оба объекта щелочногранитного типа родинийского цикла находятся на востоке Канадского щита (фиг. 1), но имеют между собой существенные отличия в геологическом строении. Месторождение Фокстрот локализовано в минерализованных эффузивных породах, которые были интенсивно метаморфизованы в гренвильскую орогению (Miller, 2015), а месторождение Стрэндж-Лэйк разведано в наиболее лейкократовой части крупной интрузии с пегматоидной центральной зоной, где установлены наиболее богатые руды (Gysi et al., 2016).

Субщелочногранитный тип имеет минимальную долю в сумме ресурсов РЗЭ родинийского цикла (фиг. 3). Его представляют также два месторождения, одно из которых расположено в поясе Намаква (Стенкампскрал), а другое — на краю платформы Янцзы (Шин-Куен). Оба объекта затронуты эксплуатацией. Частично отработанные жильные рудные тела месторождения Стенкампскрал содержат самые богатые руды во всей анализируемой выборке (фиг. 2), но в период их добычи в середине XX в. главным компонентом для извлечения считались не РЗЭ, а торий (Harmer, Nex, 2016). Месторождение Шин-Куен эксплуатируется до сих пор, но из руды извлекается только медь.

Из всех перечисленных объектов родинийского цикла для добычи РЗЭ, а также Fe, в настоящее время эксплуатируется только Баянь-Обо. На большинстве остальных месторождений этого периода, за исключением Сейс-Лагос, Пахарито-Маунтин и Шин-Куен, в XXI в. проводились объемные геологоразведочные работы, включавшие оценку или переоценку ресурсного потенциала РЗЭ.

<u>Пангейский цикл (0.19–0.75 млрд лет)</u> уступает по сумме ресурсов всем циклам, кроме кенорского, но значительно – только родинийскому (табл. 3). По разнообразию типов месторождений он также превосходит только кенорский цикл (фиг. 1, 2 и 3).

Наибольшее количество месторождений для этого отрезка геологического времени установлено в карбонатитовом типе (табл. 2 и 3). Они выявлены в поясах Убенди (Нкомбва-Хилл), Свеконорвежском (Фен), Циньлин (Мяоя, Тайпинчжэнь) и Кордильерском (Уичида), а также на Канадском (Лавернь, Сент-Онорэ), Гренландском (Сарфарток) и Балтийском (Африканда) щитах (фиг. 1). Последнее месторождение – единственный объект выборки, в котором главным концентратором РЗЭ является перовскит (Афанасьев, 2011).

Гипергенные залежи руд РЗЭ в карбонатитовых комплексах пангейского цикла установлены на Сибирской платформе (Белозиминское, Томтор, Кийское, Чуктукон) и кратоне Конго (Мабуни). Месторождение Томтор содержит самые богатые руды в своем типе среди всех циклов (фиг. 2).

Фоидный тип, при относительной немногочисленности объектов в выборке, имеет максимальную долю в сумме ресурсов пангейского цикла (табл. 3). Тип представлен стратиформными залежами двух гигантских интрузивных комплексов Балтийского щита – Хибинского и Ловозерского. Причем в последнем известно два вида руд: РЗЭ-Та–Nb в лопаритовых луявритах и Zr-РЗЭ в немного более поздних эвдиалитовых луявритах (Kalashnikov et al., 2016).

Единственный представитель сиенитового типа в пангейском цикле находится на Аравийском щите (Джебель-Хамра). Его доля в сумме ресурсов этого цикла крайне мала. Там же, на Аравийском щите, выявлены три месторождения щелочногранитного типа (Гурая, Джебель-Тувалах, Джебель-Сайид). Список полезных компонентов в них очень похож на список их "соседа" из сиенитового типа (табл. 2), но соотношения легких и тяжелых РЗЭ в рудах месторождений двух типов различаются весьма значительно (см. след. раздел). Еще одно крупное месторождение этого типа находится в Алтайском поясе (Халзан-Бурегтей).

Из всех месторождений цикла для целенаправленного извлечения РЗЭ, Nb, Ta и Ti уже много лет эксплуатируются только лопаритовые руды Ловозерского массива. Небольшие ежегодные объемы редкоземельной продукции производятся из апатитового концентрата месторождения Олений ручей, входящего в Хибинскую группу. Месторождения Мабуни, Африканда, Томтор и Чуктукон интенсивно изучаются многие годы и в геологическом, и в технологическом аспектах, и начало их освоения в ближайшее время очень вероятно. На месторождении Сент-Онорэ эксплуатируются ниобиевые руды, а залегающие отдельно от них тела с редкоземельной минерализацией только предварительно оценены и требуют доизучения в ряде аспектов. Последнее можно отнести и к остальным месторождениям пангейского цикла нашей выборки.

Амазийский цикл (<0.19 млрд лет) еще продолжается, находясь приблизительно на трети от своего начала. По количеству оцененных ресурсов РЗО он вполне сопоставим, но немного превосходит колумбийский и пангейский циклы и при этом значительно превосходит все циклы по количеству известных объектов. В нашей выборке это прежде всего заметно при количественном сравнении месторождений, связанных с карбонатитовыми комплексами – как гипогенных, так и в их корах выветривания (табл. 3). Месторождения этих двух типов содержат в сумме больше 90% оцененных ресурсов РЗО данного цикла.

Месторождения карбонатитового типа амазийского цикла образуют максимальную по количеству объектов группу во всей выборке (фиг. 1 и 2; табл. 2 и 3). Они установлены на Гренландском (Какарсук), Ангольском (Лонгонжу), Сино-Корейском (Вэйшань) и Индийском (Амба-Донгар, Камтай) щитах, в Мозамбикском (Кангакунде, Сонгве), Мавританском (Лахджейра, Ламлага, Твихинат), Центрально-Азиатском (Хотгор, Мушгай-Худаг. Карасуг) и Альпийско-Гималайском (Кызылджаорен, Ханнешин) поясах, на активизированном краю платформы Янцзы (Маонюпин, Мулочжай, Намсе, Далуцао). Месторождения Хотгор и Мушгай-Худаг выделяются на общем фоне этих объектов не очень типичным главным минералом-концентратором РЗЭ, которым здесь является апатит: в отдельных образцах содержание P3O в нем достигает 40%, а в среднем составляет около 15% (Nikolenko et al., 2020; Yang et al., 2016).

Гипергенные залежи руд РЗЭ в карбонатитовых комплексах амазийского цикла установлены на Южно-Американской (Араша, Каталан I, Каталан II, Морру-ду-Ферру), Северо-Американской (Беар-Лодж), Южно-Африканской (Зандкопсдрифт) и Янцзы (Донгпао) платформах, а также в Мозамбикском поясе (Мрима-Хилл).

Фоидный и субщелочногранитный типы в цикле никак не представлены, а сиенитовый только месторождением Тунги (Лахланский пояс). Оно занимает весь объем субвулканического лакколита трахитовых порфиров, в котором достаточно равномерно распределена тонкодисперсная и при этом повсеместно агрегированная в полифазных сростках редкометалльная минерализация (Spandler, Morris, 2016). Основными концентраторами РЗЭ в этих рудах являются сложные силикаты циркония из группы эвдиалита, но часть РЗЭ заключена в карбонатах постмагматической стадии.

Щелочногранитный тип дал в выборку цикла три представителя, которые находятся в Центрально-Азиатском поясе (Баэрчже) и бассейне Боуэн (Кристмас-Доум, Клэрис-Доум). Компонентный состав руд этих месторождений очень схож, но минеральный — сильно различается. В частности, в Баэрчжэ основная часть Zr и РЗЭ распределены в разных минералах, для которых можно получить раздельные концентраты: циркон для Zr и хинганит с монацитом для РЗЭ (Qiu et al., 2019). В австралийских объектах все эти элементы заключены в тонкодисперсном минерале группы эвдиалита, который из-за своей размерности предварительному концентрированию не подлежит (Chandler, Spandler, 2020).

Амазийский цикл вполне объяснимо выделяется на фоне остальных циклов широким распространением экзогенных месторождений РЗЭ, возникших за счет гипергенеза геологических формаций, изначально не имевших не то что рудные, но обычно даже просто повышенные концентрации этих элементов — это россыпи и "ионные глины".

Молодые (редко древнее миоцена) нелитифицированные россыпи — главный промышленный источник Ті и Zr (ильменит, рутил, лейкоксен, циркон). Касситеритовые россыпи — важный источник Sn. Монацит почти всегда имеет значительные концентрации в таких объектах, но редко попутно извлекается, а его ресурсы далеко не всегда оцениваются. Причина заключается в высоком содержании в нем тория. Например, в россыпных месторождениях Австралии средние содержания ThO₂ в монаците обычно составляют 6-8%, а в их аналогах в Индии — 6.5-12.5% (Hoat-

2022

son et al., 2011; Singh, 2020). Среди всех объектов других типов в анализируемой выборке сопоставимые значения зафиксированы только в монаците месторождения Стенкампскрал (Andreoli et al., 1994). Интересно, что в монаците древнего аналога молодых россыпей Эллиот-Лэйк, рассмотренного при описании кенорского цикла, содержится меньше тория (1.3–3.4% ThO₂), но это может быть связано с метаморфизмом руд и перераспределением тория в новообразованные торит и ураноторит (Workman et al., 2013).

Широкомасштабное использование тория возможно только в атомной энергетике, (Gambogi, Ghalayini, 2020). В мире около 20 стран имеют исследовательские программы по созданию энергетических атомных реакторов на основе тория, но только Индия официально обнародовала крупномасштабную программу по промышленному внедрению таких реакторов. Поэтому практически все Ti-Zr россыпные месторождения этой страны оцениваются и на ресурсы монацита тоже. При переработке песков он извлекается в отдельный концентрат, из которого получают для дальнейшего использования не только РЗЭ, но и соединения тория (Singh, 2020). В других странах (Бразилия, Малайзия, Таиланд), чтобы не иметь экологически обусловленных издержек, связанных с необходимостью безопасно хранить радиоактивные отходы, монацит извлекается из Ti-Zr и касситеритовых россыпей в ограниченном количестве и только в экспортных целях для потребителей в Китае и Индии.

В анализируемой выборке среди россыпных месторождений преобладают объекты прибрежно-морского типа. Все они находятся на океаническом побережье Индии (Чатрапур, Чавара), ЮАР (Ричардс-Бэй), Мадагаскара (Тролоньяро) и Австралии (Кэйпл, ВИМ-150). В действительности таких месторождений в мире многократно больше, но их монацитовые ресурсы не оценивались при геологоразведочных работах из-за описанной выше ториевой проблемы.

В выборке есть также два представителя флювиального типа россыпей. Месторождение Чарли-Крик (Австралийская платформа) выделяется повышенной концентрацией ксенотима (16% от его суммы с монацитом) (Crossland..., 2013). Большая доля ксенотима (15–30% от суммы с монацитом) в принципе более характерна именно для флювиальных россыпей (не только Ti–Zr, но и касситеритовых), чем для их прибрежно-морских аналогов (Gupta, Krishnamurthy, 2005; Eisner, 2010). Среди последних такие объекты очень редки: сопоставимая доля ксенотима (22%) достоверно зафиксирована только в месторождениях бассейна Мюррей, самым значительным из которых является ВИМ-150 (Eisner, 2010). Очень своеобразный представитель флювиального типа россыпей в выборке — месторождение Аксу-Диамас (или Чанакли) в Альпийско-Гималайском поясе. Оно возникло не в результате регионального размыва полиформационного комплекса пород, а как продукт локального перемыва тефры одного кайнозойского вулкана (Deady et al., 2019). Отсюда необычная для месторождений РЗЭ россыпного типа минералогия (табл. 2) и менее масштабная ториевая проблема при возможной эксплуатации.

"Ионные глины" - самый маломасштабный тип в ресурсной базе РЗЭ (табл. 3), но при этом важнейший промышленный источник иттриевых (но не только) РЗЭ для главного их продуцента в мире – Китая. Именно там объекты данного типа были впервые выявлены и начали разрабатываться (Xie et al., 2016). При эксплуатации таких месторождений извлекаемыми являются только те РЗЭ, что адсорбированы глинистыми минералами в виде ионных гидроксильных комплексов (Borst et al., 2020). Рудоносные горизонты также содержат минералы, в которых РЗЭ структурно связаны, а их доля в балансе РЗЭ может местами превышать половину, но они не являются источником получения РЗЭ в таких рудах из-за особенностей применяемых технологий.

Месторождения данного типа редко содержат крупные запасы. Поэтому из китайских объектов в анализируемую выборку попали только крупнейшие эксплуатируемые из них: Лоннань и Сюньву (оба — провинция Цзянси). В последние годы их аналоги начали выявлять и разведывать и в других странах тропического пояса: Бразилии (Серра-Верде) и Мадагаскаре (Танталус) (фиг. 1).

Вероятно, значительные эксплуатируемые месторождения такого типа есть на северо-востоке Мьянмы, откуда Китай получает до половины от своего собственного производства иттриевых РЗЭ. Однако никакой ресурсной оценки этих объектов в открытых источниках нет. В медиа-источниках также есть информация о геологоразведочных работах на объектах подобного типа в Чили и Уганде, но представительная геологическая информация по ним в общем доступе пока также отсутствует.

МЕЖЦИКЛОВОЕ СРАВНЕНИЕ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО КОЛИЧЕСТВУ РЕСУРСОВ И КАЧЕСТВЕННЫМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ РУД

Глобальные объемы потребления индивидуальных РЗЭ в виде металлов или их химических соединений очень различны. В самом первом приближении эти количества коррелируются с распространенностью элементов: цериевые редкие земли и иттрий имеют как более высокие

Элемент	Кларк в верхней земной	Потребление,	Цена 1 кг РЗО в	декабре 2020 г. ³
Элемент	коре, ppm ¹	тыс. тонн ²	чистота продукта, %	долл. США
La	31	43	99.900	1.43
Ce	63	65	99.900	1.46
Pr	7.1	7	99.500	47.18
Nd	27	33	99.500	53.02
Sm	4.7	1	99.900	1.83
Eu	1.0	0.6	99.999	29.94
Gd	4.0	2	99.990	28.92
Tb	0.7	0.7	99.990	717.20
Dy	3.9	1.5	99.500	255.62
Но	0.83	0.2	99.500	62.81
Er	2.3	0.5	99.500	23.37
Tm	0.30	<0.1	99.900	1317.28
Yb	2.0	<0.1	99.990	14.9
Lu	0.31	<0.1	99.990	628.09
Y	21	11	99.999	2.85

Таблица 4. Кларки РЗЭ, приблизительные годовые объемы потребления РЗО в мире, цены производителей

Прмечание.¹ по (Rudnick, Gao, 2003); ² по (Batapola et al., 2020); полужирным курсивом выделены значения для РЗЭ с прогнозируемым ростом промышленного потребления (Adamas Intelligence, 2019; Goodenough et al., 2018). ³ Все цены, кроме оксида тулия, по данным Института редких земель и стратегических металлов/Institute of Rare Earths and Strategic Metals (ФРГ). URL: https://en.institut-seltene-erden.de/our-service-2/Metal-prices/rare-earth-prices/ (доступ 31.03.2021); цена оксида тулия по данным Chemcraft Ltd. (РФ). URL: https://chemcraft.su/product/22955?field_packaging%5B0%5D=250 (доступ 31.03.2021)

кларки концентрации в земной коре и более значительные содержания в рудах, так и более масштабные объемы потребления промышленностью, чем тяжелые лантаноиды (табл. 4). Тем не менее, на данный момент все же существует дисбаланс между распространенностью индивидуальных РЗЭ в добываемых рудах, с одной стороны, и структурой потребления этих элементов в промышленности, с другой стороны, что сильно сказывается на их рыночных ценах. Например, в последние годы среди цериевых РЗЭ достаточно высокие цены установились на Pr и Nd. Среди иттриевых РЗЭ существуют высокие цены на все тяжелые лантаноиды, а на некоторые из них очень высокие, притом, что объемы потребления всех Ln_v относительно небольшие (табл. 4). Специалисты прогнозируют, что эти элементы на обозримую перспективу сохранят, как минимум,

с возможным возникновением существенного дефицита и соответствующего еще большего роста цен (Adamas Intelligence, 2019; Goodenough et al., 2018; Paulick, Machacek, 2017; Weng et al., 2015). Для La, Ce и Y ситуация совсем иная: несмотря на очень большие объемы потребления промышленностью, рынок устойчиво насыщен этими металлами и Sm, а в отдельные периоды даже перенасыщен. Некоторые производители вынуждены их реализовывать на уровне себестоимости или ниже ее, сводя экономический баланс за счет более дефицитных лантаноидов (Golev et al., 2014). Никаких оснований для прогнозирования существенных колебаний уже имеющихся невысоких цен на эти элементы нет.

стабильно высокий спрос, а для таких РЗЭ, как

Pr, Nd, Tb, Dy и Ho он будет даже увеличиваться

По большинству месторождений выборки (95 из 103) были собраны количественные данные не только о средних суммарных содержаниях РЗО в рудах, но и по всему спектру индивидуальных РЗЭ. Это дало возможность впервые провести сравнение месторождений в этих аспектах как одного типа, но в разные эпохи, так и отдельных типов между собой. Причем при анализе содержаний отдельных групп РЗЭ акцент сделан на наиболее дорогостоящих на мировом рынке элементах — Pr, Nd и Ln_Y, которые и в настоящее время и на прогнозную перспективу представляют особый интерес как для горнодобывающих, так и геологоразведочных компаний по ценовому признаку.

Карбонатитовый тип. Этот тип заключает в себе половину всех ресурсов выборки. Основу минералогии их руд обычно составляют карбонаты и фосфаты, в том числе и с очень высокими содержаниями РЗЭ (табл. 1). Тип имеет достаточно высокие значения среднего содержания РЗО в рудах (С_{REO} = 3.0%) при относительно большой доле Рг и Nd ($X_{PrNd} = 21.1\%$), но при малозначимой доле иттриевых РЗЭ (табл. 3, фиг. 4).

Родинийский цикл выделяется на общем фоне не только максимальной долей ресурсов, сосредоточенных в данном типе, но и тем, что только в нем величина C_{REO} выше средней по типу. Связано это исключительно с крупнейшим в мире месторождением Баянь-Обо. Значение X_{PrNd} в его рудах также выше среднего по всему типу, но не намного (табл. 3).

В колумбийском цикле выделяется месторождение Янгибана самым высоким значением X_{PrNd} по типу – 33.9% (фиг. 1, 3). В отличие от Баянь-Обо, оно относительно небольшое на фоне своих однотипных аналогов из того же цикла (фиг. 2), и поэтому такая выдающаяся величина X_{PrNd} в нем слабо отразилась на средневзвешенном значении этого показателя лля всего никла (табл. 3). В списке объектов колумбийского цикла также присутствует месторождение Каррат, имеющее самое высокое по типу значение доли в руде как суммы всех тяжелых РЗЭ ($X_{Y+} = 13\%$), так и отдельно лантаноидов этой группы ($X_{1,nY} = 7\%$), что в 4-5 раз выше среднего по типу (фиг. 4, табл. 3). При этом следует отметить, что месторождение находится в ранней стадии изучения и оценки (Mott et al., 2013), а потому эти цифры можно рассматривать только как предварительные.

В пангейском цикле фиксируется самое низкое для типа значение $C_{REO} = 1.7\%$, но при этом и самое высокое значение $X_{PrNd} = 22.8\%$ среди всех циклов в рассматриваемом типе. Самое большое влияние на эти значения оказали показатели месторождения Сент-Онорэ (1.73 и 23.6% соответственно), оцененные ресурсы которого составляют почти 80% от ресурсов этой группы месторождений. Также высокие значения X_{PrNd} имеют руды месторождений Фен (22.8%) и Сарфарток (25.0%), но их ресурсы значительно меньше (фиг. 2). Минимальное же значение этого параметра в рассматриваемой части выборки выявлено на месторождении Уичида (13.2%).

Самое низкое значение X_{PrNd} по карбонатитовому типу выявлено в амазийском цикле (18.6%). Самые крупные месторождения в этой части выборки Лонгонжу, Карасуг и Намсе имеют эту характеристику руд на более высоком уровне (22%), но их доля в сумме соответствующих ресурсов меньше половины. Другую часть ресурсов представляют месторождения с заметно более низкими значениями параметра, вплоть до самых низких значений для всего типа в интервале 11.8– 12.7%, которые установлены в месторождениях Мулочжай, Вэйшань и Далуцао (фиг. 4).

Гипергенный в карбонатитах тип, как и собственно карбонатитовый тип, также имеет месторождения во всех циклах, кроме кенорского, но при этом втрое меньшую долю в суммарных ресурсах выборки (табл. 3). В данном типе представительство от колумбийского и родинийского циклов меньше, чем у двух более поздних циклов, с которыми также связан и основной объем ресурсов. Средние значения X_{PrNd} и X_{LnY} у двух типов очень близки, но величина $C_{REO} = 3.8\%$ у гипергенного типа заметно выше. Причем она выше, чем у любого другого типа во всей выборке. Вместе с тем для редкоземельной минерализации таких месторождений присущи некоторые "недостатки", сказывающиеся на их технологичности: высокая дисперсность основной части минералов-концентраторов РЗЭ и их сложные взаимные срастания с оксидами/гидроксидами железа. Изза этого предварительное обогащение таких руд с приемлемым уровнем потерь — очень трудная задача, которая в настоящее время решена на уровне промышленного использования только на месторождении Маунт-Уэлд. Современные исследования в этом направлении все чаще приводят специалистов к выводу о том, что богатые руды такого типа необходимо сразу отправлять на прямой передел гидрометаллургическими методами. С одной стороны, это лишает их изначального преимущества в высоких содержаниях РЗЭ относительно месторождений, где предварительное обогащение возможно. Однако, с другой стороны, такой способ переработки руды обеспечивает более высокий конечный уровень извлечения РЗЭ (Лихникевич и др., 2019; Neumann, Medeiros, 2015; Serdyuk et al., 2017). Кроме того, он также позволяет при необходимости выборочно расширять перечень попутно извлекаемых ценных компонентов, обычно уходящих в хвосты обогащения в более традиционных схемах переработки руд.

Как максимум (27.9%), так и минимум (7.9%) X_{PrNd} для типа установлен в месторождениях родинийского цикла Гленовер и Сейс-Лагос соответственно (фиг. 4). Очень низкие значения X_{PrNd} в рудах Сейс-Лагос сопровождаются ярко выраженной аномалией церия и доминированием церианита среди минералов-концентраторов РЗЭ, что указывает на очень большую степень окисления всего вещества в этой латеритной коре (Giovannini et al., 2017).

Среди остальных месторождений также выделим Маунт-Уэлд из колумбийского цикла и Мабуни из пангейского цикла, которые по величине X_{PrNd} (24.3 и 24.9% соответственно) вместе с месторождением Гленовер входят в первую тройку в своем типе. При этом самое низкое среднее значение этого параметра получено для пангейского цикла (табл. 3), т.к. все его месторождения, кроме Мабуни, имеют данный показатель в интервале 15.0—18.6% (фиг. 4).

В отношении иттриевых РЗЭ данный тип мало отличается от собственно карбонатитового. Единственным объектом, который может быть выделен на общем фоне, является предварительно оцененное месторождение Кийское с $X_{Y+} = 19\%$ и $X_{LnY} = 7.5\%$.

Фоидный тип сопоставим с гипергенным типом в карбонатитах по количеству оцененных ресурсов, хотя общее число представляющих его месторождений почти вдвое меньше, и они формировались только в трех циклах (фиг. 2; табл. 3). Наиболее значительные ресурсы связаны с родинийским и пангейским циклами — 55 и 38% ресурсов в типе соответственно.

В геологии и минералогии месторождения этого типа существенно отличаются от любых месторождений в карбонатитовых комплексах, что проявлено и в обсуждаемых в данном разделе характеристиках, всегда принимаемых во внимание при определении потребительской ценности руд (табл. 3). Прежде всего, обращает на себя внимание более низкое значение C_{REO} = 0.7% для типа в целом. Даже максимальные значения этого параметра у месторождений типа более чем вдвое уступают средним значениям С_{REO} для месторождений в карбонатитовых комплексах и корах их выветривания. Средняя по фоидному типу величина X_{PrNd} также ниже, но не столь значительно. Более того, колумбийский цикл, благодаря ресурсам месторождения Нечалачо, имеет этот параметр на уровне, который заметно превосходит среднее не только по фоидному, но и по двум типам в карбонатитах (табл. 3). Феномен Нечалачо может быть связан с двухэтапным формированием его руд, включающим этап интенсивного эпигенеза первичной магматогенной минерализации гидротермами из внешнего источника (Möller, Williams-Jones, 2016), что принципиально отличает это месторождение от близких аналогов.

Особого внимания заслуживает как высокая доля тяжелых РЗЭ в месторождениях фоидного типа вообще ($X_{Y+} = 20.1\%$), так и лантаноидов этой группы в частности ($X_{I,nY} = 7.9\%$). Внутри типа существует группа месторождений (Нечалачо, Норра-Черр, Танбрез, Кипава-Лэйк и Ловозерское P39-Zr). в которых главным концентратором РЗЭ является эвдиалит или метасоматически замещающий его полиминеральный агрегат. Величина $X_{I,nY}$ в них имеет диапазон 7.3–16.8% против 1.3-6.0% в остальных месторождениях данного типа. Их руды хорошо обогащаются и имеют очень низкие содержания радиоактивных элементов. Все это позволяет рассматривать месторождения с эвдиалитовыми рудами в качестве перспективного источника получения тяжелых РЗЭ, а также Pr и Nd ($X_{PrNd} = 13.7 - 24.3\%$), без из-быточной доли других РЗЭ, имеющих и без того большое предложение на мировом рынке.

Месторождения этой группы есть в каждом из трех циклов, а колумбийский цикл представляют только такие объекты. Наиболее продвинутый среди них проект в плане готовности к освоению это Нечалачо, а особенно его Базальное рудное тело, в котором сосредоточена почти половина ресурсов всего объекта со средними показателями $X_{LnY} = 9.7\%$ и $X_{PrNd} = 22.7\%$ при средних по всему месторождению 7.3 и 24.3 соответственно (Сіuculescu et al., 2013). Другое месторождение этого цикла, Норра-Черр, значительно уступает Нечалачо по ресурсам и величине С_{REO} (фиг. 2) и пока менее детально разведано, но выделяется самыми высокими значениями по всему типу $X_{Y+} = 53.1\%$ и X_{LnY} = 16.8% (фиг. 4; табл. 3). Возможно, что причиной аномальности этих характеристик стала регенерация руд при динамометаморфизме вмещающего фоидного комплекса в конце мезопротерозоя (Sjöqvist et al., 2020). Самые же крупные ресурсы подобного типа (почти 80% от их суммы) оценены в месторождении Танбрез (X_{PrNd} = = 15.5%, X_{Y+} = 31.2% и X_{LnY} = 11.8%) из родинийского цикла, что во многом предопределило лидирующую позицию этого цикла среди всех прочих циклов, как по сумме ресурсов, так и по среднему содержанию тяжелых РЗЭ.

Сиенитовый тип является самым малопродуктивным среди эндогенных месторождений в анализируемой выборке, причем 55% его ресурсов приходится на колумбийский цикл (табл. 3). Все сравниваемые показатели качества руд у этого типа являются рядовыми относительно типов, уже описанных выше. Он значительно уступает двум типам в карбонатитовых комплексах по величине C_{REO} и немного по X_{PrNd} , но превосходит их по X_{Y+} и $X_{Ln Y}$. По отношению к фоидному типу значения C_{RFO} и X_{PrNd} выше, а доли тяжелых РЗЭ ниже.

Среди отдельных месторождений по величине Свео резко выделяется Чонджу из колумбийского цикла (2.66%). Однако данное значение из-за явной аномальности для своего типа всегда будет вызывать некоторые сомнения до тех пор, пока не появится в широком доступе детальное описание руд этого объекта. К категории объектов, заслуживающих особого упоминания в связи с высокими значениями X_{PrNd}, следует отнести только Азовское месторождение (23%) из колумбийского цикла, а по величине X_{Y+} и X_{LnY} – Пахарито-Маунтин из родинийского цикла (39 и 16.6% соответственно). Основу минерализации Пахарито-Маунтин составляет эвдиалит, чем легко объясняется сходство всех показателей качества его руд с соответствующими показателями у охарактеризованных выше месторождений фоидного типа с таким же главным минералом.

Шелочногранитный тип вдвое превосходит по сумме ресурсов сиенитовый, но его доля в общем балансе оцененных ресурсов все равно очень небольшая. Половина ресурсов связана с месторождениями родинийского цикла. Относительно других циклов в этом типе он выделяется максимальными значениями C_{REO}, но минимальными X_{Y+} и X_{LnY} (табл. 3). Однако даже эти самые низкие по типу значения X_{Y+} и X_{LnY} заметно выше их величины в любом другом типе, кроме некоторых месторождений ионно-адсорбционного типа. Максимальные значения X_{I,nY} установлены в наиболее древних представителях типа, образовавшихся в колумбийском цикле (табл. 3, фиг. 4). К сожалению, эти месторождения среди самых бедных по общему содержанию РЗЭ – параметру, который и в других объектах данного типа очень невысокий. Это же касается и среднего значения X_{PrNd}, являющегося самым низким по выборке и в общем ряду всех месторождений типа, демонстрирующего отчетливую обратную зависимость с X_{LnY} (фиг. 4).

Другим общим свойством месторождений данного типа, которое в горной промышленности чаще всего рассматривается как недостаток, является большая комплексность руд и необходимость параллельного извлечения Zr, Nb, Ta, а иногда и других компонентов (табл. 2), что существенно усложняет технологии переработки руд. Кроме того, большинство таких месторождений имеет повышенное содержание радиоактивных элементов, а в некоторых из них (Гурая, Джебель-Сайид) концентрации U рассматриваются как потенциально промышленные. Это обстоятельство дает соответствующее экологическое обременение при их возможной эксплуатации. Наименее радиоактивные руды установлены в месторождениях родинийского и амазийского циклов.

Субщелочногранитный тип — самый малочисленный: по два месторождения в колумбийском и родинийском циклах (табл. 2, табл. 3). При этом он занимает четвертое место по общему количеству ресурсов. В этом "повинен" исключительно Cu-Au-U-Ag гигант Олимпик-Дэм, послуживший главным прототипом лля вылеления железооксидного медь-золоторудного типа месторождений. Огромные ресурсы РЗЭ (43.7 млн т РЗО) сосредоточены практически в тех же контурах, что и добываемые сульфидные руды, но при обогащении вся редкоземельная минерализация уходит в хвосты. Такое положение вещей объясняется низкими содержаниями РЗЭ ($C_{REO} = 0.42\%$) при относительно малых долях наиболее ценных РЗЭ $(X_{PrNd} = 15.4\%, X_{I,nY} = 1.1\%)$ и высокой дисперсности минералов-концентраторов (<50 мкм), что пока делает их извлечение нерентабельным (Ehrig et al., 2012).

В большинстве других объектов типа значения *X*_{PrNd} и *X*_{L,n} также низкие с самой малой их величиной в рудах месторождения Мэри-Кэтлин: 13.5% и рекордно низкие для всей выборки 0.1% соответственно (табл. 3; фиг. 4). Только самое небольшое по общим ресурсам месторождение Стенкампскрал с $X_{PrNd} = 23.1\%$ и $X_{LnY} = 3.8\%$ выбивается из этого ряда. В совокупности с аномально высоким суммарным содержанием РЗО (фиг. 2) это делает данное месторождение очень вероятным кандидатом на возобновление эксплуатации для получения РЗЭ в ближайшие годы (Harmer, Nex, 2016). Не считаются для этого препятствием, согласно имеющемуся проекту, даже издержки, связанные с высокой радиоактивностью главного минерала его руд монацита (7.9-8.6% ThO₂ и 0.08% U₃O₈ по Andreoli et al., 2014), которая в этом минерале на близком уровне зафиксирована только еще в некоторых россыпных месторождениях анализируемой выборки.

Россыпной тип является заведомо недооцененным по количеству ресурсов из-за уже описанной ториевой проблемы. Если бы ее не существовало, то вне всяких сомнений, его доля в суммарных ресурсах всей выборки, и особенно в ресурсах амазийского цикла, была бы более существенной, как роль в промышленном производстве РЗЭ. Со стороны других параметров качества минерального сырья этот тип месторождений вполне конкурентен, что особенно хорошо видно по показателям X_{PrNd} и $X_{I,nY}$, которые в россыпных месторождениях в среднем даже выше, чем указано для руд в карбонатитах и корах их выветривания, включая и уже эксплуатируемые месторождения этих типов (табл. 3, фиг. 4). Россыпи с повышенным содержанием ксенотима, как например, Чарли-Крик и ВИМ-150, могут обеспечить еще более высокий, чем средний по типу, выход тяжеОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ



Фиг. 4. Относительные доли наиболее дорогостоящих легких (Pr + Nd) и тяжелых (Ln_Y) лантаноидов в рудах месторождений выборки. Ось X_{LnY} имеет логарифмическую шкалу. Нумерация месторождений и условные обозначения аналогичны фиг. 2. Остальные пояснения даны в тексте.

лых лантаноидов, сопоставимый с рудами фоидного типа (табл. 3, фиг. 4).

Низкие значения С_{REO} в россыпных месторождениях амазийского цикла (табл. 3, фиг. 2) не являются большим недостатком ввиду относительной простоты обогащения нелитифицированных песков. Для модифицированных россыпей кенорского цикла этот недостаток компенсирует высокая стоимость их главного компонента — урана.

Ионно-адсорбционный тип также характеризуется низкими значениями C_{REO} . Но и в данном случае это не является существенным недостатком ввиду очень дешевой технологии извлечения РЗЭ из недр — настолько дешевой, что рентабель-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 3 2022

но эксплуатировать даже очень мелкие месторождения, которых на территории Китая выявлено уже несколько сотен, и отрабатываются они в основном небольшими артелями (Xie et al., 2016; Wang et al., 2018). Однако проводимое ужесточение экологического законодательства Китая для этого вида деятельности должно сместить фокус интереса к относительно крупным проектам, где дополнительные стоимостные издержки при добыче РЗЭ, возникающие из-за новых природоохранных ограничений, будет легче компенсировать (Wang et al., 2018).

Таких достаточно крупных объектов на настоящий момент известно четыре, и они составляют дискретный ряд от объекта с самой большой по выборке величиной $X_{PrNd} = 35.6\%$ при умеренно низком значении $X_{LnY} = 4.8\%$ (Сюньву) до объекта с очень большой величиной $X_{LnY} = 30.6\%$ при небольшом параметре $X_{PrNd} = 8.1\%$ (Лоннань). В результате этот тип демонстрирует максимальный среди всех типов разброс значений X_{PrNd} и один из самых больших разбросов значений X_{LnY} (табл. 3; фиг. 4). Причем даже минимальное по типу значение X_{LnY} выше, чем у более половины объектов выборки (фиг. 4).

Такие большие амплитуды имеют три потенциальные причины. Во-первых, специализация данного типа месторождений по РЗЭ зависит от подвергшегося выветриванию субстрата – его геохимическая специализация по РЗЭ в принципиальных чертах наследуется латеритной корой (Li et al., 2017; Pinto-Ward, 2017; Ram et al., 2019). Во-вторых, месторождения данного типа всегда имеют отрицательную аномалию церия, т.к. значительная доля последнего окисляется в верхних частях коры выветривания до четырехвалентного состояния и связывается, как и торий, в минералах типа церианита (Borst et al., 2020). В результате значительно увеличиваются доли других РЗЭ. Относительное уменьшение доли церия рассматривается как положительная черта ионных глин в силу и без того избыточного предложения этого элемента на рынке РЗЭ. В-третьих, существует тенденция к более длительной миграции иттриевых РЗЭ в корах выветривания, что приводит к относительному обогащению верхней части минерализованных зон рассматриваемого типа легкими РЗЭ (кроме церия), а нижней части – тяжелыми (Borst et al., 2020). В зависимости от длительности формирования коры выветривания степень этого разделения может меняться, что может сказаться и на характеристиках оконтуриваемой по данным геологоразведочных работ эксплуатационной зоны.

ОБСУЖДЕНИЕ ДАННЫХ

Геохронологические особенности распространения типов месторождений

Представленные в настоящем исследовании данные однозначно указывают на большую неравномерность формирования выявленных месторождений РЗЭ с оцененными ресурсами, которые представляют промышленный интерес в настоящее время или могут получить такой статус в обозримой перспективе. Причем в самом раннем суперконтинентальном цикле, кенорском, РЗЭ вообще не имеют ни крупных, ни мелких месторождений, в которых они представляли бы главный интерес для добычи. В архее и раннем палеопротерозое единичны даже те месторождения любого масштаба, где РЗЭ – потенциальный попутный компонент Zr или U.

Тем не менее, как минимум еще один аналог рудного поля Эллиот-Лэйк. причем не меньших масштабов, вероятно, все же существует - это метаконгломераты бассейна Витватерсранд (кратон Каапваль) с общеизвестными грандиозными ресурсами золота и урана. В геологическом и металлогеническом аспектах метаконгломераты бассейнов Гурон и Витватерсранд однотипны, но последние на 0.3-0.5 млрд лет древнее, и они никогда не оценивались в качестве возможного промышленного источника РЗЭ. При этом аналитические данные по геохимии и минералогии метаконгломератов Верхнего Доминион-Рифа в нижней части разреза бассейна Витватерсранд (Duhamel, 2010) указывают на большую вероятность того, что они могут в не меньшей степени, чем их аналоги в Гуронском бассейне, представлять интерес не только как урановые, но и как редкоземельные руды. Впрочем, реальность этого предположения могут подтвердить только геологоразведочные работы.

У месторождений в палеороссыпях кенорского цикла нет полных аналогов в более поздних эпохах. Условия осадконакопления, изменившиеся в результате Великого Оксигенационного События (2.31–2.43 млрд лет), привели, начиная с этого периода и вплоть до настоящего времени, к отсутствию длительно сохраняющихся детритных минералов урана в терригенных породах (Holland, 2006). Вместе с минералами РЗЭ повышенные концентрации в них обычно имеют минералы Ті и Zr. Такие безурановые аккумуляции тяжелых детритных минералов представляют практический интерес исключительно в нелитифицированном состоянии, которое в отложениях древнее позднего мела практически не встречается. Поэтому только молодые россыпи и нашли место в анализируемой выборке.

Если сравнивать с другими редкими элементами, массово используемыми современной промышленностью, то следует обратить внимание на тот факт, что кенорский цикл, как и в случае РЗЭ, исключительно малозначим в металлогении Nb (Ткачев и др., 2020), но является одним из важнейших в металлогении Та и Li (Ткачев и др., 2019₂; Tkachev et al., 2018). В металлогении Та и Li большую роль играют эндогенные месторождения внутрикорового происхождения – гранитные пегматиты и плюмазитовые редкометалльные граниты. Все их месторождения кенорского цикла принадлежат только к пегматитовому типу. В эндогенной металлогении РЗЭ и Nb внутрикоровые магматические формации демонстрируют значимую продуктивность исключительно редко, и принципиальное значение имеют только магматические формации с решающим вкладом мантийных источников вещества: карбонатиты, фоидные и бесфоидные сиениты, щелочные граниты. Несмотря на то что их проявления известны уже с неоархея, свой рудоносный потенциал в отношении редких элементов они, как показывают это и предыдущие наши исследования, начали значимо реализовывать только с середины палеопротерозоя (Ткачев и др., 2019₂; Ткачев и др., 2020). Вероятно, это связано с необходимостью создания определенного уровня метасоматизации значительных объемов литосферной мантии в результате накопительного эффекта от коро-мантийного взаимодействия в нижних частях субдукционных зон (Коваленко и др., 2006; Когарко, 2006).

Достаточные объемы соответствующим образом метасоматизированной мантии, по-видимому, сформировались только к середине палеопротерозоя. Именно с этого времени возникавшие там магмы, пройдя по пути наверх необходимую дифференциацию, стали концентрировать в конечных камерах своей кристаллизации достаточное количество РЗЭ (±Nb, Zr, Ta, P, U и т.д.), тем самым создавая предпосылки для формирования месторождений гипогенных типов, рассмотренных в нашем исследовании.

Эти события, даже в глобальном масштабе, не происходили перманентно: на всем протяжении геологической истории Земли они имели пульсирующий характер, который в принципе присущ магматизму мантийного происхождения (Балашов, Глазнев, 2006; Белов и др., 2008; Когарко, 2006; Ernst, 2014). Притом, что практически все комплексы щелочных пород имеют геохимическую специализацию на литофильные редкие металлы, включая и РЗЭ, рудные концентрации содержат только некоторые из них. Поэтому импульсный характер распределения месторождений РЗЭ на оси геологического времени, продемонстрированный авторами (фиг. 3), необходимо воспринимать как вполне естественное следствие описанной совокупности причин.

Вместе с тем, некоторые явления, вырисовывающиеся из представленных здесь металлогени-

совпадают с глобальными минимумами интенсивности щелочного, включая карбонатиты, магматизма (Балашов, Глазнев, 2006; Когарко, 2006). Имеющиеся геохронологические обобщения по щелочному магматизму указывают на его варьирующую, но в целом нарастающую, интенсивность во всех петрохимических сегментах от щелочных гранитов до фоидных сиенитов и карбонатитов (Балашов, Глазнев, 2006; Белов и др., 2008; Когарко, 2006; Коваленко и др., 2006). В металлогенических данных полной корреляции с этой тенденцией не обнаруживается. Согласно этому нашему исследованию, а также ранее опубликованным данным по металлогении Nb (Тка-

лочных гранитов до фоидных сиенитов и карбонатитов (Балашов, Глазнев, 2006; Белов и др., 2008; Когарко, 2006; Коваленко и др., 2006). В металлогенических данных полной корреляции с этой тенденцией не обнаруживается. Согласно этому нашему исследованию, а также ранее опубликованным данным по металлогении Nb (Ткачев и др., 2020), такая тенденция четко проявлена только для месторождений, связанных с карбонатитовыми комплексами: частота формирования среди них рудоносных объектов с течением геологического времени действительно увеличивается (табл. 3; фиг. 36, в). Вместе с тем, по количеству ресурсов, сосредоточенных в карбонатитовых комплексах, лидирует родинийский цикл. Принципиального противоречия общей тенденции здесь нет: ситуация обусловлена существованием такого уникального объекта, как Баянь-Обо, который следует рассматривать как аномалию с ураганным значением. Подобные аномалии возникают в природе из-за незакономерного, но реально возможного, наложения целого ряда факторов.

ческих данных, хорошо коррелируются с глобаль-

ными данными по интенсивности щелочного

магматизма. В частности, если не брать в расчет

месторождения самого малочисленного субще-

лочного типа, материнскими для которых были магмы, выплавленные, по-видимому, из более

древних внутрикоровых пород (Basson et al., 2016; Ehrig et al., 2012; Ngo et al., 2020; Oliver et al., 1999),

то в распределении всех остальных типов, генети-

чески связанных с магматическими комплекса-

ми, присутствуют два больших временных разры-

ва на оси геологического времени в интервалах

1.55-1.75 и 0.7-1.0 млрд лет (фиг. 3). Эти разрывы

Остальные типы месторождений в щелочных комплексах, т.е. вне связи с карбонатитами, такой тенденции к росту с течением геологического времени не проявляют, а у сиенитового и, особенно, фоидного типов тенденция скорее обратная. Причина этого пока не вполне понятна. Возможно, имеет значение меньший уровень эрозионного среза у комплексов фанерозойского возраста и, особенно, у возникших в амазийском цикле: большинство месторождений РЗЭ сиенитового и все фоидного типа локализованы в абиссальных комплексах, в т.ч. расслоенных, тяготеющих к внутриплатформенных областям, которые крайне медленно эродируются.

Для установленного в данном исследовании факта формирования месторождений РЗЭ субще-

2022

лочногранитного типа только в мезопротерозое и раннем неопротерозое также пока нет явного объяснения. Не исключено, что этот тип просто мало привлекает горнодобывающие и геологоразведочные компании из-за невысоких параметров качества сырья, наблюдаемых в большинстве его представителей (фиг. 4). В пользу этого свидетельствует и тот факт, что все имеющиеся в выборке объекты данного типа изначально выявлены как носители совсем других полезных ископаемых, и только впоследствии и с разной степенью интереса было обращено внимание на их редкоземельный потенциал.

Особенности руд РЗЭ в зависимости от типа и возраста месторождений

Фактор качества руд РЗЭ достаточно важен для определения промышленных перспектив любого месторождения, и он многоаспектен: валовое содержание и спектр РЗЭ, состав минераловконцентраторов, возможность их предварительного концентрирования, радиоактивность руд, доля в сумме РЗЭ наиболее ликвидных и дорогих на рынке элементов – Pr, Nd и Ln_y. В имеющихся глобальных обобщениях на эту тему корреляция последнего из этих аспектов с типовой принадлежностью месторождений на количественной основе никем не рассматривалась. Поэтому именно на нем считаем необходимым сосредоточиться в завершение обсуждения представленной в статье информации.

Описанные выше в нашем исследовании данные показали очень широкий спектр соотношений параметров X_{PrNd} и X_{LnY} в известных месторождениях (табл. 3, фиг. 4). В публикациях и технических докладах по результатам геологоразведочных работ часто используется термин "специализация руд" на те или иные группы РЗЭ. При этом общепринятых количественных критериев такой классификации пока не существует. Проанализировав все доступные документы подобного рода в том аспекте, какие именно группы РЗЭ в каждом конкретном месторождении рассматриваются как наиболее ценные для его эксплуатации в настоящем или планируемом будущем, авторы своей экспертной оценкой в конечном итоге определили, что значения 8% для X_{LnY}и 20% для X_{PrNd} могут расцениваться в качестве граничных для выделения месторождений, чьи руды необходимо считать специализированными на тяжелые лантаноиды и празеодим-неодим соответственно.

На диаграмме, построенной в соответствующих координатах (фиг. 4), две прямые, проведенные по этим значениям, разделили все поле на четыре сектора, которые для краткости изложения названы как "Ln_γ" (левый верхний), "Ln_γ—PrNd" (правый верхний), "PrNd" (правый нижний) и "неспециализированный" (левый нижний). Внутри последнего сектора выделена область с верхними значениями $X_{PrNd} = 16\%$ и $X_{LnY} = 3\%$, названная нами "очень бедной", подразумевая обедненность соответствующих месторождений только наиболее дорогостоящими РЗЭ.

Сектор "Ln_y" вмещает точки, которые характеризуют руды, специализированные на тяжелые лантаноиды, но относительно бедные Pr и Nd. Это единственное поле диаграммы, где без специальных математических манипуляций отчетливо виден тренд обратной пропорциональности значений X_{PrNd} и X_{LnY}. В сектор попали почти все объекты щелочногранитного типа, кроме месторождения Фокстрот, оказавшегося в секторе "PrNd", но предельно близко к точке сопряжения с сектором "Ln_y". Верхняя часть последнего, т.е. область для точек, указывающих на максимальную долю тяжелых лантаноидов, оказалась "заселена" представителями щелочногранитного типа, причем только из колумбийского и пангейского циклов. Их аналоги из родинийского и амазийского циклов заняли нижнюю часть рассматриваемого сектора.

Здесь же локализованы почти все месторождения с рудами на основе минералов группы эвдиалита из фоидного и сиенитового типов. Из таких месторождений в этот сектор не попали только два. Точка одного из них, Тунги, находится сразу за линией раздела в "неспециализированном" секторе. От всех других месторождений с доминированием в рудах минералов группы эвдиалита его отличает, прежде всего, небольшая глубина формирования: кристаллизация материнского комплекса происходила не в абиссальных, а в субвулканических условиях. Кроме того, часть РЗЭ связана с гидротермальными карбонатами (бастнезит и т.п.), которые наложены на первичную ортомагматическую минерализацию (Spandler, Morris, 2016). Второе "исключение" – месторождение Нечалачо, в котором первичным минералом руд также был эвдиалит, позднее практически полностью метасоматически замещенный полиминеральным агрегатом. Этот объект попал в сектор "PrNd", но близко к его верхней границе и на явном продолжении тренда размещения месторождений-аналогов в секторе "Ln_Y" (фиг. 4). Такое смещение объекта относительно своих прямых аналогов, возможно, свидетельствует об изменении баланса рудных элементов, возникшем под воздействием гидротермальных растворов из внешних источников (Möller, Williams-Jones, 2016).

В секторе " Ln_Y " также находятся два представителя ионно-адсорбционного типа (Лоннань и Танталус) и одно месторождение россыпного типа (Чарли-Крик). Наличие последнего в этом секторе объясняется повышенным содержанием ксенотима относительно обычного для такого типа месторождений уровня.

На данный момент из всех месторождений сектора "Ln_Y" эксплуатируется только Лоннань. Освоение еще 2—3 месторождений из этой группы – один из возможных вариантов для решения проблемы снабжения рынка некоторыми тяжелыми лантаноидами.

Сектор "Ln_Y—PrNd" содержит только одну точку, что указывает на чрезвычайную, как минимум, редкость руд с соответствующим сочетанием РЗЭ. Точка принадлежит "ионным глинам" месторождения Серра-Верде, которое по соотношению X_{PrNd} и X_{LnY} является самым привлекательным в современной сырьевой базе мира, т.к. наиболее гармонично соответствует спросу на все дорогостоящие РЗЭ. Тем не менее, сведений о начале его промышленной эксплуатации еще не было, хотя детальная разведка завершилась более 5 лет назад.

В секторе "PrNd" большинство составляют точки месторождений в карбонатитовых комплексах в основном с гипогенными рудами. Обращает на себя внимание тот факт, что в суперконтинентальных циклах, по мере уменьшения их возраста, существует тенденция к снижению доли числа месторождений карбонатитового типа с рудами, специализированными на Pr–Nd: 6 из 7 в колумбийском, 1 из 2 в родинийском, 6 из 9 в пангейском и 5 из 17 в амазийском или 0.71, 0.50, 0.67 и 0.29 соответственно. Эта тенденция становится особенно отчетливой, если учесть тот факт, что среди всех карбонатитовых месторождений все три месторождения с особенно высокими значениями X_{PrNd} (Янгибана, Селигдар и Ноланс-Бор с 33.9, 26.4 и 26.4% соответственно) принадлежат колумбийскому циклу, а в "очень бедную" область соседнего "неспециализированного" сектора попало 10 из 19 карбонатитовых месторождений амазийского цикла (фиг. 4). Возможно, этот тренд отражает наличие каких-то объективных геоисторических изменений в балансе РЗЭ при генерировании карбонатитовых магм в мантии, или в условиях их дифференциации по мере продвижения к дневной поверхности.

Для месторождений с гипергенными рудами в карбонатитах аналогичная тенденция не выражена. Однако в таких объектах первичные соотношения элементов в рудах могут быть существенно изменены из-за дифференцированного поведения отдельных РЗЭ при формировании и эпигенезе рудоносных кор выветривания карбонатитов (Лапин, Толстов, 1991; Лапин и др., 2011; Borst et al., 2020). Точки, характеризующие данный тип, разделились между секторами "PrNd" и "неспециализированным" приблизительно пополам, и только у месторождений пангейского цикла отчетливо проявлено тяготение к "неспециализированному" сектору (фиг. 4). Там же разместились точки всех объектов фоидного типа с рудами не на основе эвдиалита, а также все, кроме одного, представители субщелочногранитного типа. Причем последние попали в "очень бедную" область сектора. Только месторождение Стенкампскрал в этом типе имеет Pr-Nd специализацию, и оно единственное среди них образовалось в связи с позднеорогенным магматизмом в зоне гранулитового метаморфизма высокоградиентного типа. Можно предположить, что только в таких экстремально метаморфизованных частях земной коры возможно образование внутрикоровых субщелочных гранитных магм, способных генерировать руды РЗЭ с Pr–Nd специализацией, но обладающих и высокой ториеносностью.

В сектор "PrNd" также попало большинство точек россыпных месторождений. Во всех из них монацит — единственный или резко доминирующий концентратор РЗЭ. В двух месторождениях россыпного типа, которые попали в "неспециализированный" сектор, монацит является или одним из нескольких количественно сопоставимых концентраторов РЗЭ (Эллиот-Лэйк), или даже отсутствует в их списке (Аксу-Диамас).

Месторождение Сюньву — единственный представитель "ионных глин" в секторе "PrNd", причем у него крайняя для всей выборки степень выражения Pr—Nd-специализации (фиг. 4). Оно закономерно заканчивает весь ряд объектов данного типа в нашем исследовании, т.к. все они имеют разную, но очень отчетливо выраженную специализацию по наиболее дорогостоящим P3Э. В целом все это находит четкое выражение в средневзвешенных значениях соответствующих числовых характеристик для типа в целом: X_{PrNd} данного типа — максимальное среди всех типов, а X_{LnY} уступает только щелочногранитному типу (табл. 3).

Кроме ионно-адсорбционного типа, только щелочногранитный тип, как было показано выше, также не имеет ни одного представителя в "неспециализированном" секторе. Однако руды в щелочных гранитах, при всех их достоинствах, связанных с большой долей Ln_y в составе РЗЭ, пока мало, в отличие от "ионных глин", привлекают горную промышленность из-за намного более массивного комплекса технологических, инфраструктурных и экологических проблем при их эксплуатации. Если учитывать высокий спрос на международном рынке не только на Ln_{γ} , но также на Pr и Nd, то только месторождения Стрэндж-Лэйк и Фокстрот, представляющие родинийский цикл, являются в щелочногранитном типе объектами с наиболее удачным соотношением X_{PrNd} и $X_{LnY}(фиг. 4)$. Даже несмотря на то, что установленные в них значения X_{LnY} в своем типе минимальные, они все-таки высокие на фоне всей остальной анализируемой выборки. При этом они сочетаются с высокими для типа значениями C_{REO}, а также с более низкой радиоактивностью руд, чем у большинства их аналогов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Металлогения РЗЭ имеет достаточно позднее начало в геологической летописи нашей планеты намного более позднее, чем у большинства других широко используемых промышленностью редких элементов. В кенорском суперконтинентальном цикле вообще не известно месторождений, в которых РЗЭ представляли бы главный экономический интерес. В эндогенных комплексах этого этапа геологического развития Земли установлены очень небольшие, бедные по содержаниям и при этом исключительно редкие аккумуляции РЗЭ в рудах циркония, имеющих возраст не древнее позднего неоархея. В экзогенных формациях кенорского цикла анализируемый нами вид минерального сырья получил ресурсную оценку, превышающую установленный для анализируемой выборки лимит в 100 тыс. т РЗО, только в единственном месторождении раннепалеопротерозойского возраста, являющемся представителем ураноносных модифицированных палеороссыпей.

Месторождения, в рудах которых РЗЭ представляют основную практическую ценность, известны только начиная с колумбийского цикла и выявлены во всех более поздних циклах. Параллельно увеличились количество и масштабы месторождений, в которых РЗЭ выступают в качестве важнейшего попутного вида минерального сырья для основного компонента руд (Nb, Zr, P и т.п.). Во всех четырех наиболее продуктивных на РЗЭ суперконтинентальных циклах (от колумбийского до амазийского) своих представителей имеют карбонатитовый, гипергенный в карбонатитах, сиенитовый и щелочногранитный типы месторождений. Фоидный тип представлен в колумбийском, родинийском и пангейском циклах, субщелочногранитный — в колумбийском и родинийском, а россыпной и ионно-адсорбционный — в амазийском. На оси геологического времени месторождения всех типов распределены очень неравномерно.

Карбонатитовый тип в металлогении РЗЭ является самым многообъектным в проанализированной выборке и составляет половину всех ресурсов в ней. Для типа в целом характерны высокие средневзвешенные значения C_{REO} и X_{PrNd} , но низкие X_{Y+} и X_{LnY} . При этом существует тенденция к уменьшению доли месторождений с $X_{PrNd} \ge 20\%$ от колумбийского цикла к амазийскому вплоть до появления в последнем месторождений, попадающих в число наиболее бедных по этому параметру объектов. Частота образования месторождению к увеличению

от раннего докембрия к кайнозою. Это хорошо коррелируется с общей тенденцией к интенсификации данного типа магматизма в земной коре в геологической истории.

Тип гипергенных месторождений в карбонатитах — второй по количеству месторождений и ресурсов РЗЭ. Его средневзвешенные характеристики руд принципиально схожи с собственно карбонатитовым типом с небольшими вариациями, но без эволюционной тенденции уменьшения $X_{\rm PrNd}$. У этих двух типов также идентична и тенденция в изменении количества объектов при переходе от более ранних суперконтинентальных циклов к более поздним.

Совокупные ресурсы фоидного типа количественно сопоставимы с ресурсами гипергенного типа в карбонатитах, но отличаются от них намного меньшей величиной C_{REO} и несколько уступают им в величине X_{PrNd} , одновременно превосходя их значительно по уровню значений X_{Y+} и X_{LnY} . В фоидном типе последние характеристики максимальны у месторождений с эвдиалитовыми рудами.

Сиенитовый тип имеет самое малое количество ресурсов РЗЭ по всей выборке. Числовые значения рассмотренных параметров качества руд для объектов этого типа находятся в промежутке между соответствующими параметрами карбонатитового и фоидного типов, но ближе к последнему. Наиболее сходны по параметрам сравнения эвдиалитовые руды из двух типов, но в сиенитовом типе такие руды встречаются реже.

Для месторождений щелочногранитного типа обычны низкие значения C_{REO} при маленькой величине X_{PrNd} . Вместе с тем, эти же руды характеризуются самыми большими величинами X_{Y+} и X_{LnY} по всей выборке. Особенно высоки их значения в месторождениях колумбийского и пангейского циклов. С другой стороны, эти месторождения имеют высокую комплексность и повышенную радиоактивность руд (U–Th), что, несмотря на высокую удельную стоимость каждой тонны ресурсов, очень сильно снижает к ним практический интерес.

Субщелочногранитный тип наименее выразителен в числовых показателях качества руд. Все его месторождения, за единственным исключением, имеют очень низкие, вплоть до крайне низких, значения X_{PrNd} , X_{Y+} и X_{LnY} .

Для месторождений россыпного типа характерны повышенные значения $X_{\rm PrNd}$, а в некоторых случаях, когда доля ксенотима среди тяжелых минералов больше обычной, то и величина $X_{\rm LnY}$ может вызвать соответствующий практический интерес. Тем не менее, большие экологические издержки, связанные с высокой ториеносностью монацита россыпей, препятствуют более широкому освоению месторождений данного типа в мире и заставляют в большинстве случаев игнорировать их редкоземельный потенциал не только при добыче, но и при проведении геологоразведочных работ.

Ионно-адсорбционный тип характеризуется самыми низкими значениями С_{REO} и редко создает крупные аккумуляции РЗЭ. При этом они всегла демонстрируют отчетливую специализацию, как минимум, по одной из наиболее дорогостоящих на рынке групп РЗЭ. В совокупности с простотой технологии добычи это позволяет данному типу играть в производстве РЗЭ намного более значительную роль, чем в сырьевой базе.

У некоторых типов месторождений наблюдаются эволюционные тенденции в вариациях X_{PrNd}, X_{Y+} и X_{I_nY} , но вследствие того, что в каждом из суперконтинентальных циклов, кроме кенорского, формировались месторождения сразу нескольких металлогенических типов (от 4 до 6), то каких-то ярко выраженных тенденций в специализации отдельных циклов на определенные группы РЗЭ выявить не удалось.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы глубоко признательны двум анонимным рецензентам за внимательное прочтение рукописи статьи и сделанные замечания и рекомендации. Они были максимально учтены при создании финальной версии статьи, что способствовало несомненному росту качества изложения результатов нашего исследования.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта № 0140-2019-0005 государственных работ в ФГБУН Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН (ГГМ РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архангельская В.В., Лагонский Н.Н., Усова Т.Ю., Чистов Л.Б. Руды редкоземельных металлов России. М.: ВИМС. 2006. 72 с.

Афанасьев Б.В. Минеральные ресурсы щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. СПб: Изд-во "Роза ветров", 2011.

Балашов Ю.А, Глазнев В.Н. Циклы щелочного магматизма // Геохимия. 2006. № 3. С. 309-321.

Белов С.В., Лапин А.В., Толстов А.В., Фролов А.А. Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты). Новосибирск: изд-во СО РАН. 2008. 537 c.

Быховский Л.З., Архангельская В.В., Тигунов Л.П., Ануфриева С.И. Перспективы освоения минерально-сырьевой базы и развития производства скандия в России и других странах СНГ // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2007. № 5. С. 27-32.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64

Владыкин Н.В., Котов А.Б., Борисенко А.С., Ярмолюк В.В., Похиленко Н.П., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Яковлева С.З. Возрастные рубежи формирования щелочно-ультраосновного массива Томтор: результаты геохронологических U-Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar исследований // ДАН. 2014. Т. 454. № 2. С. 195–199.

Гурский Д.С., Есипчук К.Ю., Калинин В.И., Кулиш Е.А., Нечаев С.В., Третьяков Ю.И., Шумлянский В.А. Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1: Металлические полезные ископаемые. Киев-Львов, изд-во "Центр Европы". 2005. 785 с.

Зозуля Д.Р., Лялина Л.М., Савченко Е.Э. Бритолитовые руды Zr-Y-REE месторождения Сахарйок (Кольский полуостров): геохимия, минералогия и стадийность образования // Геохимия. 2015. №10. С. 913-924.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Ханчук А.И. Вариации источников магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов (Западная Монголия) по изотопным (неодим, стронций и кислород) и геохимическим данным // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 563-585.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Андреева И.А., Ашихмина Н.А., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов В.А., Листратова Е.Н., Лыхин Д.А., Никифоров А.В. Типы магм и их источники в истории Земли. Ч. 2. Редкометальный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 280 с.

Когарко Л.Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия. 2006. № 1. С. 5-13.

Лапин А.В., Толстов А.В. Окислительный и восстановительный этапы формирования зоны гипергенеза карбонатитов и их рудоносность // Геология руд. месторождений. 1991. Т. 33. № 4. С. 81-91.

Лапин А.В., Толстов А.В., Плошко В.В., Чемизова Л.Н., Сорокина Т.И. Минерагения кор выветривания карбонатитов. М.: ГЕОС, 2011. 308 с.

Лебедев Н.И. Минерально-сырьевые ресурсы Тувы: краткая характеристика месторождений полезных ископаемых. М.: "Академия Естествознания", 2013. 408 с.

Лихникевич Е.Г., Ожогина Е.Г., Фатов А.С. Минералогические критерии выбора технологии переработки руд редких металлов // Вестник ИГ Коми НЦ УРО PAH. 2019. № 4. C. 42–48.

https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-4-42-48

Ломаев В.Г., Сердюк С.С. Чуктуконское месторождение ниобий-редкоземельных руд - приоритетный объект для модернизации редкометалльной промышленности России // Журнал Сибирского Федерального Университета. Серия: Техника и технологии. 2011. T. 4. № 2. C. 132–154.

Никифоров А.В., Öztürk Н., Altuncu S., Лебедев В.А. Рудоносный карбонатит-содержащий комплекс Кызылджаорен: время формирования и минеральный состав пород (Северо-Западная Анатолия, Турция) // Геология руд. месторождений. 2014. Т. 56. № 1. С. 41-69.

2022

Nº 3

Плюснин Г.С., Коляго Е.К., Пахольченко Ю.А., Калмычкова Т.Н., Сандимирова Г.П. Rb-Sr-возраст и генезис Кийского щелочного массива (Енисейский кряж) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 4. С. 956–960.

Родионов Н.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Капитонов И.Н., Балашова Ю.С., Беляцкий Б.В., Арзамасцев А.А., Сергеев С.А. U-Pb SHRIMP-II возраст титанита и время образования апатит-нефелиновой минерализации Хибинского и Ловозерского щелочных массивов (Кольский полуостров) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 8. С. 1195–1210.

Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В. и др. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т.1. Глобальные закономерности размещения. М.: ИГЕМ РАН, 2006.

Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Никифоров А.В., Котов А.Б., Ярмолюк В.В., Анисимова И.В., Сугоракова А.М., Плоткина Ю.В. Бастнезит — перспективный минерал-геохронометр для U-Pb геохронологических исследований // ДАН. 2010. Т. 430. № 3. С. 386–388.

Ткачев А.В., Рундквист Д.В. Глобальные тенденции в эволюции металлогенических процессов как отражение суперконтинентальной цикличности // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 4. С. 295–318.

Ткачев А.В., Рундквист Д.В., Вишневская Н.А. Сопоставление суперконтинентальных циклов в металлогении редкоземельных элементов // ДАН. 2018. Т. 480. № 6. С. 698–702.

Ткачев А.В., Булов С.В., Чесалова Е.И. Геопортал "Металлогения" // Геоинформатика. 2019₁. № 1. С. 2–11.

Ткачев А.В., Рундквист Д.В., Вишневская Н.А. Глобальная металлогения тантала в геологическом времени // Геология руд. месторождений. 2019₂. Т. 61. № 6. С. 19–37.

Ткачев А.В., Рундквист Д.В., Вишневская Н.А. Сравнение суперконтинентальных циклов в металлогении ниобия // Геология руд. месторождений. 2020. Т. 62. № 1. С. 55–75.

Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. М.: НИА-Природа, 2003. 494 с.

Чеботарев Д.А. Петрогенезис и ниобий-редкоземельная минерализация Чуктуконского щелочного ультраосновного карбонатитового массива, запад Сибирской платформы. Дисс. ... канд. геол-мин. наук. Новосибирск: 2020. 134 с.

Шеремет Е.М., Мельников В.С., Стрекозов С.Н., Козар Н.А., Возняк Д.К. Азовское редкометальное месторождение Приазовского мегаблока Украинского щита (геология, минералогия, геохимия, генезис, проблемы эксплуатации). Донецк: Ноулидж, 2012. 374 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б, Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Владыкин Н.В., Яковлева С.З. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // ДАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.

Adamas Intelligence. Rare earth elements: Market issues and outlook. Research report. 2019. 10 p. URL: https://www.adamasintel.com/ (доступ 02.12.2020). *Amores S.* Evolución metalogenética de complejos carbonatíticos en contexto hipoabisal y plutónico: Bonga y Monte Verde (Angola). PhD thesis. Universitat de Barcelona, Spain. 2017. 423 p.

Andersen A.K., Clark J.G., Larson P.B., Donovan J.J. REE fractionation, mineral speciation, and supergene enrichment of the Bear Lodge carbonatites, Wyoming, USA // Ore Geol. Rev. 2017. V. 89. P. 780–807.

Andreoli M.A.G., Smith C.B., Watkeys M., Moore J.M., Ahwal L.D., Hart R.J. The geology of the Steenkampskraal monazite deposit, South Africa: implications for REE-Th-Cu mineralization in Charnockite-granulite terrains // Econ. Geol. 1994. V. 89. P. 994–1016.

Aseri A.A. Rare-metal alkaline granite from the Arabian shield, Saudi Arabia. PhD thesis. University of Western Ontario, London, Canada. 2020. 445 p.

Audi G., Bersillon O., Blachot J., Wapstra A.H. The NUBASE evaluation of nuclear and decay properties // Nuclear Physics A. 2003. V. 729 (1). P. 3–128.

Balaram V. Rare earth elements: a review of applications, occurrence, exploration, analysis, recycling, and environmental impact // Geoscience Frontiers. 2019. V. 10 (4). P. 1285–1303.

Basson I.J., Muntingh J.A., Jellicoe B.C., Anthonissen C.J. Structural interpretation of the Steenkampskraal monazite deposit, Western Cape, South Africa // J. African Earth Sciences. 2016. V. 121. P. 301–315.

Bastos Neto A.C., Pereira V.P., Ronchi L.H., de Lima E.F., Frantz J.C. The world class Sn, Nb, Ta, F (Y, REE, Li) deposit and the massive cryolite associated with the albite-enriched facies of the Madeira A-type granite, Pitinga mining district, Amazonas state, Brazil // Canadian Mineralogist. 2009. V. 47. Pt. 6. P. 1329–1357.

Batapola N.M., Dushyantha N.P., Premasiri H.M.R., Abeysinghe A.M.K.B., Rohitha L.P.S., Ratnayake N.P., Dissanayake D.M.D.O.K., Ilankoon I.M.S.K., Dharmaratne P.G.R. A comparison of global rare earth element (REE) resources and their mineralogy with REE prospects in Sri Lanka // J. Asian Earth Sciences. 2020. V. 200. Paper 104475. P. 1–15. Bauer P.W., Pollock T.R. Compilation of Precambrian isotopic ages in New Mexico. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Open-File Report 389. Socorro, 1993.

Mineral Resources Open-File Report 389. Socorro, 1995.
128 p.
Benaouda R., Kraemer D., Sitnikova M., Goldmann S.,

Schwarz-Schampera U., Errami A., Mouttaqi A., Bau M. Discovery of high-grade REE-Nb–Fe mineralization associated with calciocarbonatite in South Morocco // Ore Geol. Rev. 2020. V. 124. Paper 103631. 17 p.

Berger M. Geology and mineralization of the Pajarita Mountain layered peralkaline syenitic pluton-hosted REE-Zr prospect, Mescalero Apache Reservation, New Mexico. MSc thesis. Colorado School of Mines, Golden, USA. 2018. 93 p.

Borst A.M., Smith M.P., Finch A.A., Estrade G., Villanovade-Benavent C., Nason P., Marquis E., Horsburgh N.J., Goodenough K.M., Xu C., Kynický J., Geraki K. Adsorption of rare earth elements in regolith-hosted clay deposits // Nature Communications. 2020. V. 11. Paper 4386. P. 1–15. Broom-Fendley S., Brady A.E., Horstwood M.S.A., Woolley A.R.,

Mtegha J., Wall F., Dawes W., Gunn G. Geology, geochem-

istry and geochronology of the Songwe Hill carbonatite, Malawi // J. African Earth Sciences. 2017. V. 134. P. 10–23.

Cahen L., Snelling N.J., Delhal J., Vail J.R. The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press, Oxford. 1984. 512 p.

Chakhmouradian A.R., Zaitsev A.N. Rare earth mineralization in igneous rocks: sources and processes // Elements. 2012. V. 8 (5). P. 347–353.

Chandler R., Spandler C. The igneous petrogenesis and rare metal potential of the peralkaline volcanic complex of the southern Peak Range, Central Queensland, Australia // Lithos. 2020. V. 358–359. Paper 105386. 18 p.

Chikanda F., Otake T., Ohtomo Y., Ito A., Yokoyama T.D., Sato T. Magmatic-hydrothermal processes associated with rare earth element enrichment in the Kangankunde carbonatite complex, Malawi // *Minerals.* 2019. V. 9 (7). Paper 442. 22 p.

Ciuculescu T., Foo P., Gowans R., Hawton K., Jacobs C., Spooner J. Technical Report disclosing the results of the feasibility study on the Nechalacho rare earth elements project. Canada, Toronto: Micon Int. Ltd, 2013. 307 p. URL: https://www.avalonadvancedmaterials.com/_resources/projects/may_2013_ni43_report.pdf (20.05.2021)

Cocker M.D. Lateritic, supergene rare earth element (REE) deposits // Arizona Geological Survey Special Paper 9. Chapter 4. Phoenix: Arizona Geological Survey. 2014. P. 1–18.

Cohen B.E., Knesel K.M., Vasconcelos P.M., Schellart W.P. Tracking the Australian plate motion through the Cenozoic: Constraints from 40Ar/39Ar geochronology // Tectonics. 2013. V. 32(5). P. 1371–1383.

Connelly N.G., Damhus T., Hartshorn R.M., Hutton A.T. Nomenclature of inorganic chemistry – IUPAC recommendations 2005. Cambridge: Royal Society of Chemistry. 2005. 377 p.

Costi H.T., Dall'agnol R., Moura C.A.V. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil // International Geology Review. 2000. V. 42 (9). P. 832–849.

Courtney-Davies L., Ciobanu C.L., Tapster S.R., Cook N.J., Ehrig K., Crowley J.L., Verdugo-Ihl M.R., Wade B.P., Condon D.J. Opening the magmatic-hydrothermal window: highprecision U–Pb geochronology of the Mesoproterozoic Olympic Dam Cu–U–Au–Ag Deposit, South Australia // Econ. Geol. 2020. V. 115. P. 1855–1870.

Crossland Uranium Mines Ltd. Charley Creek rare earths project scoping study results. ASX Release, 15th April 2013. 54 p. URL: http://www.asx.com.au/asxpdf/20130415/ pdf/42f7v06gx1svy4.pdf (16.03.2021).

Daigle P. Technical Report on the Clay-Howells Fe-REE Project, Ontario, Canada, to the Rare Earth Metals Inc. Toronto: Tetra Tech. 2011. 145 p. URL: http://www.canadarareearth.com/upload/documents/technical-reporton-the-clay-howells.pdf (15.12.2020)

Daigle P. Technical report and resource estimate of the Lavergne-Springer REE project, Ontario, Canada, to the Rare Earth Metals Inc. Toronto: Tetra Tech. 2012. 174 p. URL: http://www.canadarareearth.com/upload/documents/ springer-technical-report.pdf (20.12.2020)

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 3

Dalsin M.L. The mineralogy, geochemistry and geochronology of the Wicheeda carbonatite complex, British Columbia. MSc thesis. University of British Columbia, Vancouver, Canada. 2013. 285 p.

David J., Dion C., Goutier J., Roy P., Bandyayera D., Legault M., Rhéaume P. Datations U-Pb effectuées dans la Sous-province de l'Abitibi à la suite des travaux de 2004-2005. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec. 2006. RP 2006-04. 22 p.

Deady E., Lacinska A., Goodenough K.M., Shaw R.A., Roberts N.M.W. Volcanic-derived placers as a potential resource of rare earth elements: the Aksu Diamas case study, Turkey // Minerals. 2019. V. 9. Paper 208. 31 p.

Deng M., Xu C., Song W., Tang H., Liu Y., Zhang Q., Zhou Y., Feng M., Wei C. REE mineralization in the Bayan Obo deposit, China: Evidence from mineral paragenesis // Ore Geol. Rev. 2017. V. 91. P. 100-109.

Dostal J. Rare earth element deposits of alkaline igneous rocks // *Resources*. 2017. V. 6 (3). Paper 34. P. 1–12.

Downes H., Wall F., Demény A., Szabó C. Continuing the carbonatite controversy // Mineral. Mag. 2012. V. 76. P. 255–257.

Downes P.J., Dunkley D.J., Fletcher I.R., McNaughton N.J., Rasmussen B., Jaques A.L., Verrall M., Sweetapple M.T. Zirconolite, zircon and monazite-(Ce) U–Th–Pb age constraints on the emplacement, deformation and alteration history of the Cummins Range Carbonatite Complex, Halls Creek Orogen, Kimberley region, Western Australia // Mineral. Petrol. 2016. V. 110 (2–3). P. 199–222.

Druecker M., Simpson R.G. Technical report on the Sarfartoq project, West Greenland, prepared for Hudson Resources Inc. Vancouver: Damien Consultants GeoSim Services. 2012. 98 p. URL:

https://www.sedar.com/(20.12.2020)

Drysdall A.R., Douch C.J. Nb–Th–Zr mineralization in microgranite–microsyenite at Jabal Tawlah, Midyan region, Kingdom of Saudi Arabia // J. Afr. Earth Sciences. 1986. V. 4. P. 275–288.

Duhamel I. Caractérisation des sources d'uranium à l'Archéen: mécanismes de genèse des gisements d'uranium les plus anciens (3,0 à 2,2 Ga) et des préconcentrations uranifères paléoprotérozoïques. PhD thesis. Université Henri Poincaré, Nancy, France. 2010. 442 p.

Dushyantha N., Batapola N., Ilankoon I.M.S.K., Rohitha S., Premasiri R., Abeysinghe B., Ratnayake N., Dissanayake K. The story of rare earth elements (REEs): Occurrences, global distribution, genesis, geology, mineralogy and global production // Ore Geol. Rev. 2020. V. 122. Paper 103521. P. 1–17.

Eggert R., Wadia C., Anderson C., Bauer D., Fields F., Meinert F., Taylor P. Rare earths: Market disruption, innovation, and global supply chains // Annual Review of Environment and Resources. 2016. V. 41. P. 199–222.

Ehrig K., McPhie J., Kamenetsky V.S. Geology and mineralogical zonation of the Olympic Dam iron oxide Cu-U-AuAg deposit, South Australia // Geology and genesis of major copper deposits and districts of the world – A tribute to Richard H Sillitoe. Society of Economic Geologists Special Publication 16. *Hedenquist J.W., Harris M., Camus F.*, (eds.). 2012. P. 237–267.

2022

Elsner H. Heavy minerals of economic importance. Assessment manual. Hannover: BGR, 2010. 218 p.

Ernst R.E. Large igneous provinces. Cambridge University Press, 2014. 653 p.

Fockema P.D. The heavy mineral deposits north of Richards Bay // *Anhaeusser C.R., Maske S.* (eds.): Mineral deposits of Southern Africa. Johannesburg: Geological Society of South Africa. 1986. V. 2. P. 2301–2307.

Fosu B.R., Ghosh P., Chew D.M., Viladkar S.G. Composition and U-Pb ages of apatite in the Amba Dongar carbonatite–alkaline complex, India // Geological Journal. 2019. V. 54. P. 3438–3454.

Gambogi J. Rare Earths // Mineral Commodity Summaries. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey. 2021. P. 132–133.

Gambogi J., Ghalayini Z.T. Thorium // Minerals Yearbook 2017. U.S. Geological Survey. 2020. P. 77.1–77.5. URL: https://www.usgs.gov/centers/nmic/thorium-statistics-and-information (07.05.2021)

Gandhi S.S., Krogh T.E., Corfu F. U-Pb zircon and titanite dates on two granitic intrusions of the Makkovik orogen and a peralkaline granite of the Red Wine intrusive complex, central Labrador // Geol. Assoc. Can. Ann. Meeting, St. John's, Newfoundlend, 1988. Program with Abstracts. P. A42.

Geo-Consult International (Pty) Ltd. Geological report and resource estimate for the Glenover carbonatite project. Roodepoort. 2012. 155 p. URL: https://galileoresources.com/wp-content/uploads/Glenover-Geological-and-Resource-Report-3-August-2012.pdf (20.12.2020)

Gerel O., Majigsuren Y., Munkhtsengel B. Chapter 6: Rare earth deposits // Mineral resources of Mongolia. Gerel O., Pirajno F., Batkhishig B., Dostal J. (eds.). Springer Nature, Singapore. 2021. P. 185–210.

Giovannini A.L., Bastos Neto A.C., Porto C.G., Pereira V.P., Takehar L., Barbanson L., Bastos P.H.S. Mineralogy and geochemistry of laterites from the Morro dos Seis Lagos Nb (Ti, REE) deposit (Amazonas, Brazil) // Ore Geol. Rev. 2017. V. 88. P. 461–480.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Sklyarov E.V., Kotov A.B., Vladykin N.V., Pisarevsky S.A., Larin A.M., Salnikova E.B., Saveleva V.B., Sharygin V.V., Starikova, A.E., Tolmacheva E.V., Velikoslavinsky S.D., Mazukabzov A.M., Bazarova E.P., Kovach V.P., Zagornaya N.Yu., Alymova N.V., Khromova E.A. The unique Katugin rare-metal deposit (southern Siberia): Constraints on age and genesis // Ore Geology Reviews. 2017. V. 91. P. 246-263.

Golev A., Scott M., Erskine P.D., Ali S.H., Ballantyne G.R. Rare earths supply chains: Current status, constraints and opportunities // Resources Policy. 2014. V. 41. P. 52–59.

Goodenough K.M., Schilling J., Jonsson E., Kalvig P., Charles N., Tuduri J., Deady E.A., Sadeghi M., Schiellerup H., Müller A., Bertrand G., Arvanitidis N., Eliopoulos D.G., Shaw R.A., Thrane K., Keulen N. Europe's rare earth element resource potential: an overview of REE metallogenetic provinces and their geodynamic setting // Ore Geol. Rev. 2016. V. 72. pt. 1. P. 838–856.

Goodenough K.M., Wall F., Merriman D. The rare earth elements: Demand, global resources, and challenges for resourcing future generations // Natural Resources Research. 2018. V. 27 (2). P. 201–216.

Graham S., Lambert D., Shee S. The petrogenesis of carbonatite, melonite and kimberlite from the Eastern Gold-field Province, Yilgarn Craton // Lithos. 2004. V. 76. P. 519–533.

Gronen L.H., Sindern S., Katzmarzyk J.L., Bormann U., Hellmann A., Wotruba H., Meyer F.M. Mineralogical and chemical characterization of Zr-REE-Nb ores from Khalzan Buregtei (Mongolia) – Approaches to more efficient extraction of rare metals from alkaline granitoids // Minerals. 2019. V. 9. Paper 217. 23 p.

Guarino V., Wu F.-Y., Lustrino M., Melluso L., Brotzu P., Gomes C.d.B., Ruberti E., Tassinari C.C.G., Svisero D.P. U–Pb ages, Sr–Nd- isotope geochemistry, and petrogenesis of kimberlites, kamafugites and phlogopite-picrites of the Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil // Chem. Geol. 2013. V. 353. P. 65–82.

Guarino V., Wu F.-Y., Melluso L., de Barros Gomes C., Tassinari C.C.G., Ruberti E., Brilli M. U–Pb ages, geochemistry, C–O–Nd–Sr–Hf isotopes and petrogenesis of the Catalão II carbonatitic complex (Alto Paranaíba igneous province, Brazil): implications for regional-scale heterogeneities in the Brazilian carbonatite associations // Inter. J. Earth Sciences (Geol. Rundsch.). 2017. V. 106. P. 1963–1989.

Gupta C.K., Krishnamurthy N. Extractive metallurgy of the rare earths. CRC Press, 2005. 508 p.

Gysi A.P., Williams-Jones A.E., Collins P. Lithogeochemical vectors for hydrothermal processes in the Strange Lake peralkaline granitic REE-Zr–Nb deposit // Econ. Geol. 2016. V. 111. P. 1241–1276.

Haley J.T. 1.3 Ga bimodal volcanism in southeastern Labrador: Fox Harbour. MSc thesis. Memorial University of Newfoundland, St. John's, Canada. 2014. 204 p.

Harmer R.E., Nex P.A.M. Rare earth deposits of Africa // Episodes. 2016. V. 39 (2). P. 381–406.

Harper F., Wiid G., Siegfried P., Brown J., Hall M., Njowa G, Vivier J., Zietsman R., Duke V. NI 43-101 independent technical report on the results of a preliminary feasibility study on the Zandkopsdrift rare earth element and manganese byproduct project in the Northern Cape Province of South Africa for Frontier Rare Earths Ltd. RSA: Venmyn Deloitte Ltd., 2015. 226 p. URL: https://frontierrareearths.com/wp-content/uploads/2015/06/June15-ITR-PFS-Zkd-SEDAR.pdf. (17.03.2021).

Hastings Technology Metals Ltd. Yangibana project: definitive feasibility study executive summary. Perth, 2017. 66 p. URL: https://hastingstechmetals.com/projects/yangibana (14.12.2020)

Hedrick J.B. Rare Earths // Mineral Commodity Summaries. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey. 2001. P. 130–131.

Hoatson D.M., Jaireth S., Miezitis Y. The major rare-earthelement deposits of Australia: geological setting, exploration, and resources. Canberra: Geoscience Australia. 2011. 204 p.

Holland H.D. The oxygenation of the atmosphere and oceans // Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences. 2006. V. 361. P. 903–915.

Hughes J., Christiansen O. Rare earth mineralization of the Qeqertaasaq carbonatite complex, West Greenland //
Trans. Inst. Mining and Metallurgy, Section B. 2011. V. 120 (2). P. 67–68.

Huston D.L., Maas R., Cross A., Hussey K.J., Mernagh T.P., Fraser G., Champion D.C. The Nolans Bore rare-earth element-phosphorus-uranium mineral system: geology, origin and post-depositional modifications // Mineral. Deposita. 2016. V. 51. P. 797–822.

Jackson N.J., Douch C.J. Jabal Hamra REE-mineralized silexite, Hijaz region, Kingdom of Saudi Arabia // J. African Earth Sciences. 1986. V. 4. 269–274.

Jaireth S., Hoatson D., Miezitis Y. Geological setting and resources of the major rare-earth element deposits in Australia // Ore Geol. Rev. 2014. V. 62. P. 72–128.

Kalashnikov A.O., Konopleva N.G., Pakhomovsky Ya.A., *Ivanyuk G.Yu.* Rare earth deposits of the Murmansk region, Russia – a review // Econ. Geol. 2016. V. 111. P. 1529– 1559.

Kamo S.L., Krogh T.E., Kumarapeli P.S. Age of the Grenville dyke swarm, Ontario – Quebec: Implications for the timing of lapetan rifting // Can. J. Earth Sci. 1995. V. 32. P. 273–280.

Kim J.N., Han R.Y., Zhao L., Li Q.L., Kim S.S. Study on the petrographic and SIMS zircon U-Pb geochronological characteristics of the magmatic rocks associated with the Jongju and Cholsan REE deposits in Nothern Korean Peninsula // Acta Petrologica Sinica. 2016. V. 32 (10). P. 3123–3138. (in Chinese with English abstract)

Knoper M.W. The Mesoproterozoic Steenkampskraal rareearth element deposit in Namaqualand, South Africa // 2010 GSA Denver Annual Meeting (31 October–3 November 2010). Paper No. 132–134.

Krogh T.E., Davis D.W., Corfu F. Precise U–Pb zircon and baddeleyite ages from the Sudbury area // *Pye E.G., Naldrett A.J., Giblin P.E.* (eds.): The geology and ore deposits of the Sudbury Structure. Ontario Geological Survey, Toronto. 1984. P. 431–446.

Krumrei T.V., Villa I.M., Marks M.A.W., Markl G. A ⁴⁰Ar/³⁹Ar and U/Pb isotopic study of the Ilímaussaq complex, South Greenland: Implications for the 40K decay constant and for the duration of magmatic activity in a peralkaline complex // Chem. Geol. 2006. V. 227. P. 258–273.

Laval M., Johan V., Tourlière B. La carbonatite de Mabounié: exemple de formation d'un gîte résiduel à pyrochlore // Chronique de la Recherche Minière. 1988. $N_{\rm P}$ 491. P. 125-36.

Li Y.H.M., Zhao W.W., Zhou M.F. Nature of parent rocks, mineralization styles and ore genesis of regolith-hosted REE deposits in South China: an integrated genetic model // J. Asian Earth Sciences. 2017. V. 148. P. 65–95.

Ling X., Li Q., Liu Y., Yang Y., Liu Y., Tang G., Li X. In situ SIMS Th–Pb dating of bastnaesite: constraint on the mineralization time of the Himalayan Mianning–Dechang rare earth element deposits // J. Analytical Atomic Spectrometry. 2016. V. 31. P. 1680–1687.

Linnen R.L., Samson I.M., Williams-Jones A.E., Chakhmouradian A.R. Chapter 13.21 – Geochemistry of the rareearth element, Nb, Ta, Hf, and Zr deposits // *H.D. Holland, K.K. Turekian* (eds.): Treatise on Geochemistry (2nd Edition). Amsterdam: Elsevier. 2014. P. 543–568. *Liu Y., Hou Z.* A synthesis of mineralization styles with an integrated genetic model of carbonatite-syenite-hosted REE deposits in the Cenozoic Mianning–Dechang REE metallogenic belt, the eastern Tibetan Plateau, southwestern China // J. Asian Earth Sciences. 2017. V. 137. P. 35–79.

Machado N., Clark T., David J., Goulet N. U-Pb ages for magmatism and deformation in the New Québec Orogen // Can. J. Earth Sciences. 1997. V. 34. P. 716–723.

Makanga J.F., Edou-Minko A. Etude petrographique et geochimique du complexe annulaire de Mabounie (Gabon) // African J. Science and Technology. 2003. V. 4 (1). P. 67–77.

Marien C., Dijkstra A.H., Wilkins C. The hydrothermal alteration of carbonatite in the Fen Complex, Norway: mineralogy, geochemistry, and implications for rare-earth element resource formation // Mineralogical Magazine. 2018. V. 82 (S1). P. S115–S131.

McCreath J.A., Finch A.A., Simonsen S.L., Donaldson C.H., Armour-Brown A. Independent ages of magmatic and hydrothermal activity in alkaline igneous rocks: The Motzfeldt Centre, Gardar Province, South Greenland // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. V. 163 (6). P. 967–982.

Meakin N.S., Morgan E.J. Dubbo 1 : 250000 geological sheet SI/55-4. Explanatory Notes (2nd ed.). Geol. Surv. New South Wales, Sydney, 1999. 504 p.

Meert J.G., Torsvik T.H., Eide, E.A., Dahlgren S. Tectonic significance of the Fen Province, S. Norway: Constraints from geochronology and paleomagnetism // J. Geology. 1998. V. 106. P. 553–564.

Miller R.R. Pantellerite-hosted rare earth element mineralization in southeast Labrador: The Foxtrot deposit // Symposium on Strategic and Critical Materials Proceedings, November 13–14, 2015, Victoria, British Columbia. British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey Paper 2015-3. P. 109–117.

Miller R.R., Heaman L.M., Birkett T.C. U-Pb zircon age of the Strange Lake peralkaline complex: implications for the Mesoproterozoic peralkaline magmatism in north-central Labrador // Precambrian Research. 1997. V. 81. P. 67–82.

Mitchell R.H., Smith D.L. Geology and mineralogy of the Ashram Zone carbonatite, Eldor Complex, Quebec // Ore Geol. Rev. 2017. V. 86. P. 784–806.

Moghazi A.-K.M., Iaccheri L.M., Bakhsh R.A., Kotov A.B., Ali K.A. Sources of rare-metal-bearing A-type granites from Jabel Sayed complex, Northern Arabian Shield, Saudi Arabia // J. Asian Earth Sciences. V.107. P. 244–258.

Möller V., Williams-Jones A.E. Stable and radiogenic isotope constraints on the magmatic and hydrothermal evolution of the Nechalacho Layered Suite, northwest Canada // Chem. Geol. 2016. V. 440. P. 248–274.

Montero P., Haissen F., Mouttaqi A., Molina J.F., Errami A., Sadki O., Cambeses A., Bea F. Contrasting SHRIMP U-Pb zircon ages of two carbonatite complexes from the peri-cratonic terranes of the Reguibat Shield: Implications for the lateral extension of the West African Craton // Gondwana Research. 2016. V. 38. P. 238–250.

Mott A.V., Bird D.K., Grove M., Rose N., Bernstein S., Mackay H., Krebs J. Karrat Isfjord: a newly discovered Paleoproterozoic carbonatite-sourced REE deposit, Central West Greenland // Econ. Geol. 2013, V. 108. P. 1471–1488.

2022

Nadeau O., Cayer A., Pelletier M., Stevenson R., Jébrak M. The Paleoproterozoic Montviel carbonatite-hosted REE-Nb deposit, Abitibi, Canada: Geology, mineralogy, geochemistry and genesis // Ore Geol. Rev. 2015. V. 67. P. 314–335.

Néron A., Bédard L.P., Gaboury D. The Saint-Honoré carbonatite REE zone, Québec, Canada: combined magmatic and hydrothermal processes // Minerals. 2018. V. 8 (9). Art. 397.

Neumann R., Medeiros E.B. Comprehensive mineralogical and technological characterisation of the Araxá (SE Brazil) complex REE (Nb-P) ore, and the fate of its processing // International J. Mineral Processing, 2015, V. 144, P. 1–10.

Ngo X.D., Zhao X.-F., Tran T.H., Deng X.-D., Li J.-W. Two episodes of REEs mineralization at the Sin Quyen IOCG deposit, NW Vietnam // Ore Geol. Rev. 2020. V. 125. Paper 103676. 21 p.

Nguyen T.T., Wada H., Ishikawa T. Shimano T. Geochemistry and petrogenesis of carbonatites from South Nam Xe, Lai Chau area, northwest Vietnam // Mineral. Petrol. 2014. V. 108. P. 371–390.

Nguyen D.C., Pieczonka J., Piestrzynski A., Duong V.H., Le K.P., Jodlowski P. General characteristics of rare earth and radioactive elements in Dong Pao deposit, Lai Chau, Vietnam // Vietnam J. Earth Sciences. 2017. V. 39 (1). P. 14–26.

Nikolenko A.M., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Redina A.A., Prokopyev I.R., Vladykin N.V., Nikolaeva I.V. Ar-Ar geochronology and petrogenesis of the Mushgai–Khudag alkaline-carbonatite complex (southern Mongolia) // Lithos. 2020. V. 372–373. Paper 105675. 15 p.

Oliver N.H.S., Pearson P.J., Holcombe R.J., Ord A. Mary Kathleen metamorphic-hydrothermal uranium-rare-earth element deposit: ore genesis and numerical model of coupled deformation and fluid flow // Australian J. Earth Sci. 1999. V. 46. P. 467–484.

ONHYM. Annular structure of Lahjeyra (REE, Nb, Fe, Mo, Au, V) (Southern Provinces, Morocco). 2020₁. 2 p. URL: http://www.onhym.com/pdf/en/MiningOpportunities_Eng_2020/03_Lahjeyra_2020_Eng.pdf (20.12.2020)

ONHYM. Twihinate and Lamlaga annular structures (REE, Nb, Fe, U) (Southern Provinces, Morocco). 2020₂. 2 p. URL: http://www.onhym.com/pdf/en/MiningOpportunities_Eng_2020/02_Twihinate_2020_Eng.pdf (20.12.2020)

Palmieri M. Modelo geológico e avaliação de recursos minerais do depósito de nióbio do Morro do Padre, Complexo alcalino carbonatítico de Catalão II, GO. MSc thesis. University of Brasília, Brazil. 2011. 96 p.

Paulick H., Machacek E. The global rare earth element exploration boom: An analysis of resources outside of China and discussion of development perspectives // Resources Policy. 2017. V. 52. P. 134–153.

Paulick H., Rosa D., Kalvig P. Rare Earth Element projects and exploration potential in Greenland. MiMa Rapport 2015/2. Copenhagen: GEUS. 2015. 51 p. URL: https://www.geus.dk/om-geus/nyheder/nyhedsarkiv/ 2015/maj/rare-earth-element-ree-exploration-in-greenland (015.12.2020)

Pensana Metals Ltd. Preliminary feasibility study for the Longonjo NdPr project. ASX Release 15 November 2019.

82 p. URL: https://pensana.co.uk/wp-content/uploads/ 2020/09/PFS-15.11.2019-1.pdf (11.03.2021).

Pinto-Ward C. Controls on the enrichment of the Serra Verde rare earth deposit, Brazil. PhD thesis. Imperial College, London, England. 2017. 442 p.

Poletti J.E., Cottle J.M., Hagen-Peter G.A., Lackey J.S. Petrochronological constraints on the origin of the Mountain Pass ultrapotassic and carbonatite intrusive suite, California // J. Petrology. 2016. V. 57 (8). P. 1555–1598.

Pollard B., Mapleson D. NI 43-101 Technical report for the Mrima Hill niobium and rare earth project, Kwale District, Kenya. Prepared for Pacific Wildcat Resources Corp. Perth: BMGS. 2013. 169 p. URL: https://www.sedar.com (17.03.2021).

Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Sergeev S.A. Mineralogy, age and genesis of apatite-dolomite ores at the Seligdar apatite deposit (Central Aldan, Russia) // Ore Geol. Rev. 2017. V. 81. P. 296–308.

Qadhi T.M. Origin and hydrothermal alteration of raremetal granites in the Al-Hamra area, northeastern Arabian Shield, Saudi Arabia // Central European Geology. 2007. V. 50 (3). P. 259–282.

Qiu K., Yu H., Wu M., Geng J., Ge X., Gou Z., Taylor R.D. Discrete Zr and REE mineralization of the Baerzhe raremetal deposit, China // Amer. Mineral. 2019. V. 104. P. 1487–1502.

Ram R., Becker M., Brugger J., Etschmann B., Burcher-Jones C., Howard D., Kooyman P.J., Petersen J. Characterization of a rare earth element- and zirconium-bearing ion-adsorption clay deposit in Madagascar // Chem. Geol. 2019. V. 522. P. 93–107.

Ramsden A.R., French D.H., Chalmers D.I. Volcanic-hosted rare-metals deposit at Brockman, Western Australia: mineralogy and geochemistry of the Niobium Tuff // Mineral. Deposita. 1993. V. 28. P. 1–12.

Ribeiro C.C. Geologia, geometalurgia, controles e gênese dos depósitos de fósforo, terras raras e titânio do complexo carbonatítico Catalao I, GO. PhD thesis. Universidade de Brasilia, Brazil. 2008. 473 p.

Richards M. Rare-earth element-niobium mineralized carbonatite, Clay Howells Alkalic Complex, Kapuskasing, Ontario: significance of magnetite saturation and fractionation // Atlantic Geology. 2011. V. 47 (1). P. 208–209.

Rossoni M.B., Bastos Neto A.C., Souza V.S., Marques J.C., Dantas E., Botelho N.F., Giovannini A.L., Pereira V.P. U-Pb zircon geochronologycal investigation on the Morro dos Seis Lagos Carbonatite Complex and associated Nb deposit (Amazonas, Brazil) // J. South American Earth Sciences, 2017. V. 80. P. 1–17.

Rukhlov A.S., Bell K. Geochronology of carbonatites from the Canadian and Baltic Shields, and the Canadian Cordillera: clues to mantle evolution // Mineral. Petrol. 2010. V. 98. P. 11–54.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. V. 3. Crust. Chap. 3.01 / *Rudnick R.L., Holland H.D., Turekian K.K.* (eds.), Oxford: Elsevier and Pergamon, 2003. P. 1–64.

Schønwandt H.K., Barnes G.B., Ulrich T. A description of the world-class rare earth element deposit, Tanbreez, South Greenland // Rare Earths Industry: Technological, Eco-

nomic and Environmental Implications / *I.B. De Lima & W.L. Filho* (eds.), London: Elsevier, 2016. P. 73–85.

Secher K., Heaman L.M., Nielsen T.F.D., Jensen S.M., Schjoth F., Creaser R.A. Timing of kimberlite, carbonatite, and ultramafic lamprophyre emplacement in the alkaline province located 64° - 67° N in southern West Greenland // Lithos. 2009. V. 112S. P. 400–406.

Serdyuk S.S., Lomayev V.G., Kuzmin V.I., Flett D.S., Gudkova N.V. Kuzmin D.V., Mulagaleeva M.A., Kuzmina V.N., Kalyakin S.N., Logutenko O.A. The Chuktukon niobiumrare earth metals deposit: Geology and investigation into the processing options of the ores // Minerals Engineering. 2017. V. 113. P. 8–14.

Shea M.E. Isotopic geochemical characterization of selected nepheline syenites and phonolites from the Poços de Caldas alkaline complex, Minas Gerais, Brazil // J. Geochemical Exploration. 1992. V. 45. P. 173–214.

Sheth H., Pande K., Vijayan A., Sharma K.K., Cucciniello C. Recurrent Early Cretaceous Indo-Madagascar (89-86 Ma) and Deccan (66 Ma) alkaline magmatism in the Sarnu-Dandali complex Rajasthan: 40Ar/39Ar age evidence and geodynamic significance // Lithos. 2017. V. 284–285. P. 512–524.

Simandl G.J. Geology and market-dependent significance of rare earth element resources // Mineral. Deposita. 2014. V. 49. P. 889–904.

Singh Y. Rare earth element resources: Indian context. Springer Nature Switzerland, 2020. 395 p.

Sjöqvist A.S.L., Zack T., Honn D.K., Baxter E.F. Modification of a rare-earth element deposit by low-temperature partial melting during metamorphic overprinting: Norra Kärr alkaline complex, southern Sweden // Chem. Geol. 2020. V. 545. Paper 119640. 13 p.

Slezak P., Spandler C. Carbonatites as recorders of mantlederived magmatism and subsequent tectonic events: An example of the Gifford Creek Carbonatite Complex, Western Australia // Lithos. 2019. V. 328–329. P. 212–227.

Smith M.P., Moore K., Kavecsánszki D., Finch A.A., Kynicky J., Wall F. From mantle to critical zone: a review of large and giant sized deposits of the rare earth elements // Geoscience Frontiers. 2016. V 7 (3). P. 315–334.

Snelling N.J. Age determinations on three African carbonatites // Nature. 1965. V. 30. P. 491.

Sonoki I.K., Garda G.M. Idades K/Ar de rochas alcalinas do Brasil meridional e Paraguai oriental: Compilacao e adaptacao as novas constantes de decaimento // Boletim do Inetituto de Geociencias, Universidade da Sao Paulo, Serie Científica. 1988. V. 19. P. 63–85.

Sørensen L.L., Kalvig P., Rosa D. The rare earth element potential in Greenland. Exploration and mining in Greenland: geology and ore. № 29. Copenhagen: GEUS. 2018. 12 p.

Spandler C., Morris C. Geology and genesis of the Toongi rare metal (Zr, Hf, Nb, Ta, Y and REE) deposit, NSW, Australia, and implications for rare metal mineralization in peralkaline igneous rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 2016. V. 171. P. 104–127.

Spandler C., Hammerli J., Sha P., Hilbert-Wolf H., Hu Y., Roberts E., Schmitz M. MKED1: A new titanite standard for in situ analysis of Sm–Nd isotopes and U–Pb geochronology // Chem. Geol. 2016. V. 425. P. 110–126. *Su J.-H., Zhao X.-F., Li X.-C., Hu W., Chen M., Xiong Y.-L.* Geological and geochemical characteristics of the Miaoya syenite-carbonatite complex, Central China: Implications for the origin of REE-Nb-enriched carbonatite // Ore Geol. Rev. 2019. V.113. Paper 103101. 20 p.

Takehara L., Silveira F.V., Santos R.V. Chapter 4 – Potentiality of rare earth elements in Brazil // I.B. De Lima, W.L. Filho (eds.): Rare Earths Industry. Elsevier. 2016. P. 57–72.

Taylor W.R., Page R.W., Esslemont G., Rock N.M.S., Chalmers D.I. Geology of the volcanic-hosted Brockman raremetals deposit, Halls Cree Mobile Zone, northwest Australia. Part. I. Volcanic environment, geochronology and petrography the Brockman volcanics // Mineral. Petrol. 1995. V. 52. P. 209–230.

Tkachev A.V., Rundqvist D.V., Vishnevskaya N.A. Metallogeny of lithium through geological time // Russian J. Earth Sciences. 2018. V. 18. \mathbb{N} 6. Paper ES6002. P. 1–13.

Tran T.-H., Polyakov G.V., Tran T.-A., Borisenko A.S., Izokh A.E., Balykin P.A., Ngo T.-P., Pham T.-D. Intraplate magmatism and metallogeny of North Vietnam. Springer International Publishing Switzerland, 2016. 372 p.

Trofanenko J., Williams-Jones A.E., Simandl G.J., Migdisov A.A. The nature and origin of the REE mineralization in the Wicheeda carbonatite, British Columbia, Canada // Econ. Geol. 2016. V. 111. P. 199–223.

Tucker R.D., Belkin H.E., Schulz K.J., Peters S.G., Horton F, Buttleman K., Scott E.R. A major light rare-earth element (LREE) resources in the Khanneshin carbonatite complex, southern Afghanistan // Econ. Geol. 2012. V. 107. P. 197–208.

Van H.D., Lantoarindriaka A., Piestrzynski A., Trinh P.T. Fort-Dauphin beach sands, south Madagascar: Natural radionuclides and mineralogical studies // Vietnam J. Earth Sciences. 2020. V. 42 (2). P. 118–129.

Van Breemen O., Currie K.L. Geology and U–Pb geochronology of the Kipawa Syenite Complex – a thrust related alkaline pluton – and adjacent rocks in the Grenville Province of western Quebec // Canadian J. Earth Sciences. 2004. V. 41 (4). P. 431–455.

Verplanck P.L., Mariano A.N., Mariano A. Jr. Rare earth element ore geology of carbonatites // Rare earth and critical elements in ore deposits. Reviews in Economic Geology 18. Littleton, Colorado: SEG. 2016. P. 5–32.

Verwoerd W.J. The carbonatites of South Africa and South West Africa. South Africa Geological Survey Handbook. 1967. V. 6. 452p.

Waber N. The supergene thorium and rare-earth element deposit at Morro do Ferro, Poços de Caldas, Minas Gerais, Brazil // J. Geochemical Exploration. 1992. V. 45. P. 113–157.

Wall F. Rare earth elements // *G. Gunn*, ed.: Critical metals handbook. London: Wiley, 2014. P. 312–339.

Wall F., Barreiro B.A., Spiro B. Isotopic evidence for latestage processes in carbonatites: rare earth mineralization in carbonatites and quartz rocks at Kangankunde, Malawi // Mineral. Magazine. 1994. V. 58A. P. 951–952.

Wang D., Zhao Z., Yu Y., Dai J., Deng M., Zhao T., Liu L. Exploration and research progress on ion-adsorption type

REE deposit in South China // China Geology. 2018. V. 1 (3). P. 415–424.

Wang C., Liu J., Zhang H., Zhang X., Zhang D., Xi Z., Wang Z. Geochronology and mineralogy of the Weishan carbonatite in Shandong province, eastern China // Geoscience Frontiers. 2019. V. 10 (2). P. 769–785.

Wang Z., Fan H., Zhou L., Yang K., She H. Carbonatite-related REE deposits: an overview // Minerals. 2020. V. 10 (11). Paper 965. P. 1–26.

Wang Z., Li M.Y.H., Liu Z.-R. R., Zhou M.-F. Scandium: Ore deposits, the pivotal role of magmatic enrichment and future exploration // Ore Geol. Rev. 2021. V. 128. Paper 103906. P. 1–16.

Weng Z.H., Jowitt S.M., Mudd G.M., Haque N. A detailed assessment of global rare earth element resources: Opportunities and challenges // Econ. Geol. 2015. V. 110. P. 1925–1952.

Witt W.K., Hammond D.P., Hughes M. Geology of the Ngualla carbonatite complex, Tanzania, and origin of the Weathered Bastnaesite Zone REE ore // Ore Geol. Rev. 2019. V. 105. P. 28–54.

Workman A., Breede K., Goode J. Update report on the Appia Energy Corp. uranium-rare earth property, Elliot Lake district, North-Central Ontario, Canada. Watts, Griffis and McOuat Ltd., Toronto. 2013. 394 p. URL: http://www.se-dar.com (14.12.2020).

Wu F.Y., Yang Y.H., Mitchell R.H., Bellatreccia F., Li Q.L., Zhao Z.F. In situ U–Pb and Nd–Hf–(Sr) isotopic investigations of zirconolite and calzirtite // Chem. Geol. 2010. V. 277. P. 178–195.

Xie Y., Hou Z., Goldfarb R.J., Guo X., Wang L. Rare earth element deposits in China // Rare earth and critical elements in ore deposits. Reviews in Economic Geology 18. Littleton, Colorado: SEG, 2016. P. 115–136.

Yang X., Laukkanen J., Torppa A., Enkhzul B., Lkhagvasuren B., Margai D. Mineralogy and beneficiation of veintype apatite rare earth element ore from Mushgia Khudag, Mongolia // I.B. de Lima, W.L. Filho (eds.): Rare earths industry. technical, economic, and environmental implications. Elsevier, 2015. P. 377–392.

Zhang S.-H., Zhao Y., Liu Y. A precise zircon Th-Pb age of carbonatite sills from the world's largest Bayan Obo deposit: Implications for timing and genesis of REE-Nb mineralization // Precambrian Research, 2017. P. 202–219.

Zhang W., Chen W.T., Gao J.F., Chen H.K., Li J.H. Two episodes of REE mineralization in the Qinling Orogenic Belt, Central China: in-situ U–Th–Pb dating of bastnäsite and monazite // Mineralium Deposita. 2019. V. 54. P. 1265– 1280.

Zhou B., Li Z., Chen C. Global potential of rare earth resources and rare earth demand from clean technologies // Minerals. 2017. V. 7. Paper 203. P. 1–14.

УДК 553.065.1

ГЕНЕЗИС БАРИТ-ГАЛЕНИТОВЫХ РУД КОМПЛЕКСНОГО (Fe, Mn, Pb, BaSO₄) МЕСТОРОЖДЕНИЯ УШКАТЫН-III, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН: АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ (δ³⁴S, δ¹³C, δ¹⁸O) ДАННЫХ

© 2022 г. А. И. Брусницын^{а, *}, С. А. Садыков^b, Е. Н. Перова^a, О. С. Верещагин^a

^аСанкт-Петербургский государственный университет, кафедра минералогии, пер. Декабристов, 16, Санкт-Петербург, 199155 Россия

^bИнститут минералогии Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН, Миасс, Челябинская область, 456304 Россия

> *e-mail: brusspb@yandex.ru Поступила в редакцию 16.04.2021 г. После доработки 14.09.2021 г. Принята к публикации 29.09.2021 г.

Месторождение Ушкатын-III находится в Центральном Казахстане, в 300 км к западу от г. Караганда. Рудоносная пачка представлена карбонатными породами верхнедевонского возраста, содержащими стратиформные залежи гидротермально-осадочных железо-марганцевых и гидротермальных барит-свинцовых руд. Были исследованы барит-свинцовые (барит-галенитовые) руды, локализованные в пределах пачки рифовых известняков. Главными минералами руд являются кальцит, барит и галенит, типичными второстепенными – кварц, гематит, сфалерит, пирит, мусковит-фенгит, шамозит, калиевый полевой шпат, альбит, флюорит, доломит, родохрозит и сидерит, акцессорными – самородное серебро, рутил, ильменит, халькозин, акантит, халькопирит, пираргирит, тетраэдрит, циркон, пирофиллит и апатит. В качестве гипергенных минералов установлены церуссит, пироморфит, каолинит, монтмориллонит, малахит. В зоне окисления церуссит является одним из главных минералов. По текстурам выделяются три главные разновидности руд, между которыми существуют взаимные переходы: послойно-полосчатые, гнездовидно-сетчатые и сплошные пятнистые. Строение руд свидетельствует о том, что осаждение основной массы барита и галенита происходило в открытом поровом и трещинном пространстве неполностью литифицированных карбонатных отложений. Значения $\delta^{34}S_{\text{барит}}$ от 10.9 до 15.3% указывают на образование барита при участии изотопно-тяжелой серы растворенного в морской воде сульфат-иона, а значения $\delta^{34}S_{\text{сульфиды}}$ от -25.7 до -12.6‰ отражают участие в образовании галенита, обогащенного легким изотопом ³²S сероводорода, генерирующегося в осадке в ходе бактериальной сульфат-редукции. Предложена модель образования месторождения. Согласно ей, барит-галенитовые, железные и марганцевые руды месторождения являлись продуктами развития единой гидротермальной системы, развивавшейся в мощной осадочной толще. Барит-галенитовые руды формировались вблизи поверхности морского дна в результате разгрузки гидротермальных растворов во внутренних зонах еще формирующегося рифа. Отложение рудного вещества происходило в области смешения гидротермальных растворов, несущих Ba, Pb, Zn, Fe, Mn и другие элементы, с заполняющими поровое и трещинное пространство внутри рифа приповерхностными водами, в которых происходило бактериальное восстановление сульфат-иона морской воды до сероводорода. Просачиваясь сквозь риф, гидротермы теряли большую часть Ва и Рb, которые осаждались в форме барита и галенита, но сохраняли в растворенном виде Zn, Fe и Mn. В дальнейшем Fe и Mn осаждались в оксидной форме: Fe – на поверхности рифа или на некотором удалении от него, а Mn – на значительном расстоянии. Цинк же рассеивался в окружающем пространстве, не образуя рудных скоплений.

Ключевые слова: месторождения барита и свинца, гидротермальный процесс, Центральный Казахстан

DOI: 10.31857/S0016777022030029

введение

Месторождение Ушкатын-III находится в Центральном Казахстане в 300 км юго-западней г. Караганда, в 15 км к северо-востоку от поселка Жайрем. Оно относится к специфической атасуйской группе месторождений, отличительной чертой которых является сочетание в пределах единой геологической структуры в осадочных породах близкого возраста и состава стратиформных залежей железных, марганцевых, баритовых, барит-свинцовых и свинцово-цинковых руд (Щерба, 1964, 1967; Рожнов, 1967). Эти объекты являются прекрасным полигоном для изучения взаимодействия процессов формирования разного по составу оруденения в осадочных комплексах.

Месторождение Ушкатын-III объединяет залежи железных, марганцевых и барит-свинцовых (барит-галенитовых) руд. Оно было открыто в 1962 г., начиная с 1982 г. разрабатывается на марганцевые руды, а с 2015 г., – и на барит-галенитовые. Изучение месторождения активно проводилось в 1960-1980-х годах, и тогда же были сформулированы основные гипотезы о его генезисе (Щерба, 1964, 1967; Рожнов, 1967, 1982; Каюпова, 1974; Бузмаков и др., 1975; Митряева, 1979; Веймарн, 1982; Калинин, 1982, 1985; Калинин и др., 1984; Скрипченко, 1989; Варенцов и др., 1993). Пласты железных и марганцевых руд всеми исследователями отнесены к гидротермально-осадочным образованиям. Взгляды же на происхождение барит-галенитовых руд со временем изменялись. Гидротермальное, наложенное на осалочные породы, происхождение этих руд не вызывает сомнений. Но дискуссионными остаются возраст и геологическая обстановка развития гидротермальных процессов. В первые годы исследований барит-галенитовые руды, развивающиеся на стадии складчатых деформаций осадочных толщ, рассматривались как более поздние по отношению к железным и марганцевым отложениям (Каюпова, 1974; Митряева, 1979; Рожнов, 1982; Калинин, 1985). Эти взгляды сформировались как результат обобщения данных по месторождениям Атасуйского района в целом. Непосредственно же барит-галенитовым рудам месторождения Ушкатын-III в ранних работах уделено мало внимания. Позднее, при изучении собственно месторождения Ушкатын-III, появились представления о том, что все установленные здесь типы руд образуются одновременно, но в разных частях морского бассейна: барит-галенитовые – внутри карбонатных построек берегового рифа, а железные и марганцевые – на поверхности дна на некотором удалении от берега (Скрипченко, 1989). Но детально механизмы формирования барит-галенитовых руд и их генетические взаимоотношения с железными и марганцевыми рудами до недавнего времени не изучались.

Отличительной чертой барит-галенитовых руд месторождения Ушкатын-III являются очень низкие содержания в них цинка. Как известно, в рудах цветных металлов, локализованных в осадочных толщах, свинец и цинк, как правило, присутствуют в сопоставимых количествах или даже цинк преобладает (Wilkinson, 2014; Emsbo et al., 2016). В частности, в рудах месторождений Жайремской группы, расположенных в пределах той же геологической структуры и в непосредственной близости от Ушкатына-III, средние значения отношения Zn : Pb варьируют от 2 : 1 до 5 : 1 (Жайремский ГОК, 2015). В то же время барит-галенитовые руды месторождения Ушкатын-III имеют ярко выраженную свинцовую специализацию: отношение Zn : Pb в них составляет от 1 : 50 до 1 : 3000 (Жайремский ГОК, 2015; наши данные). Это требует особого генетического объяснения, чего до сих пор не было сделано.

Начатые нами в 2016 г. исследования направлены на построение модели генезиса месторождения Ушкатын-III, учитывающей комплексный характер его оруденения и современные представления о процессах рудогенеза в осадочных бассейнах. Результаты изучения железных и марганцевых руд представлены в предыдущих публикациях (Брусницын и др., 2020, 2021а, б). Настоящая статья посвящена барит-галенитовым рудам. Для них, в частности, получены новые данные по изотопному составу серы, углерода и кислорода в барите, галените и карбонатах. Ранее для ушкатынских руд были опубликованы лишь усредненные результаты по пяти анализам изотопного состава серы галенита (δ^{34} S от -13.7 до -0.8%, в среднем -7.1%), но и они детально не обсуждались (Митряева, 1979). Наши исследования направлены на восполнение, в том числе, и этого пробела.

ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ РЕГИОНА

Месторождение Ушкатын-III входит в состав Атасуйского рудного района, объединяющего около тридцати железо- и марганцеворудных, баритсвинцовых и свинцово-цинковых месторождений и рудопроявлений. Все рудные объекты приурочены к Жаильминской рифтогенной структуре (грабен-синклинали) (фиг. 1), образовавшейся в позднем девоне при деструкции эпикаледонского Центрально-Казахстанского континентального блока (Щерба, 1967; Бузмаков и др., 1975; Бузмаков, Шибрик, 1976; Митряева, 1979; Веймарн, 1982; Веймарн, Милановский, 1990; Варенцов и др., 1993; Коробкин, Буслов, 2011). Фундамент грабен-синклинали в восточной ее части сложен метаморфизованными вулканогенно-терригенными отложениями раннего палеозоя, а в центральной и западной частях - окраинно-континентальными вулканитами нижнего-среднего девона. Основной объем палеорифта выполнен терригенно-кремнисто-карбонатными отложениями верхнего девона – нижнего карбона (Бузмаков и др., 1975; Митряева, 1979). Осадочная толща характеризуется трансгрессивным строением. Ее основание



Фиг. 1. Схемы расположения (а) и геологического строения (б) Жаильминской мульды, по А.А. Рожнову (Рожнов, 1967; Справочное ..., 1990), Е.И. Бузмакову и В.И. Шибрику (1976). 1 – известняки, аргиллиты (C₁); 2 – известняки, глинисто-карбонатные породы с линзами туффитов, железо-марганцевых и полиметаллических руд (D₃fm); 3 – красноцветные конгломераты, алевролиты, песчаники с линзами трахидацитов (D₃fr); 4 – вулканиты (D₁₋₂); 5 – метаморфизованные вулканогенно-терригенные отложения (PZ₁); 6 – граниты (C₂₋₃); 7 – граниты (D₂₋₃); 8 – разломы; 9 – месторождения; 10 – города. Месторождения: 1 – Ушкатын-I, 2 – Ушкатын-III, 3 – Северный Жайрем, 4 – Восточный Жайрем, 5 – Западный Жайрем, 6 – Дальнезападный Жайрем, 7 – Веерный, 8 – Баир-Переезд, 9 – Гораба, 16 – Таскудук, 17 – Бестау, 18 – Бектау, 19 – Дальнезападный Каражал, 20 – Западный Каражал, 21 – Восточный Каражал, 22 – Южный Каражал, 23 – Ащилы, 24 – Карашокы, 25 – Южный Ктай, 26 – Большой Ктай, 27 – Юж-ный Клыч, 28 – Бестюбе.

сложено красноцветными алевролитами, песчаниками и конгломератами (D₃fr) мощностью более 200 м, сформированными в субаэральных континентальных и мелководных морских обстановках. Выше залегают осадочные породы (D₃fm), накопление которых происходило в морском бассейне с извилистой береговой линией и расчлененным рельефом дна. В нижней части разреза верхнего девона (D₃fm₁) в сопоставимых количествах присутствуют углеродистые глинисто-кремнисто-карбонатные породы и известняки (общая мощность пород 300-580 м), а в верхней (D₃fm₂) – преобладают известняки (мощность 150-190 м). В углеродистых сланцах нижнефаменского подъяруса локализованы барит-свинцово-цинковые месторождения (Западный Жайрем, Дальнезападный Жайрем и др.), а в известняках верхнефаменского подъяруса — барит-свинцовые и железо-марганцевые месторождения, в частности Ушкатын-III. Завершают разрез осадочной толщи известняки нижнего карбона (C_1 t) мощностью более 200 м.

Магматические породы в пределах Жаильминской рифтогенной системы имеют ограниченное распространение и представлены, главным образом, вулканитами семейства трахибазальтов—трахириолитов. Линзовидные, пластовые и куполообразные тела этих пород приурочены к зонам конседиментационных разломов в фундаменте палеорифта и залегают на разных стратиграфических уровнях девонских осадочных отложений. К зонам конседиментационных разломов глубокого заложения тяготеют полиметаллические и железо-марганцевые месторождения и рудопроявления, в том числе Ушкатын-III.

2022

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геологическое строение месторождения Ушкатын-III рассмотрено в большом количестве специальных публикаций (Бузмаков и др., 1975; Каюпова, 1974; Митряева, 1979; Рожнов, 1982; Скрипченко, 1989; Atlas..., 2004). Опираясь на эти материалы, а также на результаты геолого-разведочных и эксплутационных работ последних лет и собственные полевые исследования 2016—2019 гг., охарактеризуем условия залегания рудоносных отложений.

Структура месторождения

Месторожление Ушкатын-III расположено в северо-западном борту Жальминского палеорифта, в пределах синклиналь-грабеновой структуры второго порядка. Месторождение приурочено к зоне фациального перехода от континентальных терригенных отложений к морским карбонатными. На участке месторождения развиты породы верхнего девона-нижнего карбона ($D_3 fr - C_1 t$): красноцветные полимиктовые песчаники и алевролиты. рифогенные известняки, известковые алевролиты, песчаники и брекчии, органогенно-детритовые известняки, эффузивные породы кислого и основного состава (фиг. 2). Все отложения собраны в синклинальную складку субмеридиональной ориентировки, протяженностью более 2 км, при ширине 100-500 м и глубине от 800 до 1000 м, углы падения пород на крыльях складки достигают 70°-90°. Строение синклинали осложнено многочисленными разломами, наиболее крупный из которых ограничивает рудоносную структуру с севера и северо-востока.

Рудоносными являются карбонатные отложения верхнего девона $(D_3 fm_2)$, которые на восточном и западном крыльях синклинали (соответственно на разных участках месторождения) представлены разными породами, вмещающими разное оруденение (фиг. 3). В восточном крыле синклинали на полимиктовых песчаниках залегают линзы рифовых органогенно-водорослевых известняков, оконтуренные продуктами их разрушения – ареалами известковых алевролитов, песчаников и седиментогенных брекчий. В рифовых известняках локализовано барит-галенитовое оруденение. В западном и юго-западном направлениях, а также вверх по разрезу рифогенный комплекс вытесняется слоистыми органогеннодетритовыми известняками, содержащими пласты железных и марганцевых руд. К оси синклинали рифогенные известняки и соответственно барит-галенитовые руды исчезают полностью, а далее замок складки и ее западное крыло нацело сложены пачкой ритмичного чередования пластов органогенно-детритовых известняков с

пластами железных (гематитовых) и марганцевых руд (гаусманнитовых и браунитовых).

Таким образом, по отношению к барит-галенитовому оруденению железо- и марганценосные отложения смещены по простиранию, а в разрезе начинаются на одном с ними стратиграфическом уровне, но в основном залегают на более высоких горизонтах. В целом же переход от северо-восточной части месторождения к юго-западной со сменой красноцветных песчаников рифовым комплексом и далее слоистыми марганценосными известняками соответствует фациальному ряду от береговых отложений к шельфовым. Разрез имеет трансгрессивный характер, в результате чего рифовый комплекс перекрывается железо- и марганценосными органогенно-детритовыми известняками.

В рудоносных отложениях в небольшом количестве присутствуют эффузивные породы. Линзовидное тело трахириолитов установлено в красноцветных песчаниках к северо-востоку от месторождения. Два покрова щелочных базальтов, преобразованных низкотемпературными метаморфогенными процессами в мусковит-кварц-кальцит-хлорит-альбитовые породы, залегают среди марганценосных известняков западной части месторождения. Наиболее крупный из них (мощностью до 10 м) расположен в средней части рудоносной пачки, более мелкий (мощностью до 2 м) – в верхней. Из этого следует, что магматические процессы развивались в короткие периоды на протяжении всего интервала формирования рудоносных отложений, начиная от момента образования подстилающих руды терригенных осадков до времени накопления карбонатных пластов, завершающих разрез верхнедевонской толщи.

На месторождении развита мезо-кайнозойская латеритная кора выветривания линейно-площадного типа. Ее средняя мощность составляет от 30 до 40 м, в зонах тектонических нарушений достигает 100—120 м. Образующиеся в зоне окисления баритгаленитовых залежей церусситовые руды представляют экономический интерес и разрабатываются.

Условия залегания барит-галенитовых руд

Вмещающий барит-галенитовое оруденение органогенно-осадочный комплекс представляет собой реликты берегового рифа, состоящего из фрагментов органогенных построек и разделяющего их обломочного материала (Митряева, 1979; Рожнов, 1982; Скрипченко, 1989). Комплекс слагает линзовидное тело протяженностью 500 м, мощностью до 100 м, прослеживающееся на глубину до 600 м. Оно имеет хорошо выраженное цикличное строение. В его разрезе, по данным геолого-разведочных работ, выделяются, как ми-



Фиг. 2. Геологическая карта Ушкатынского рудного поля (по данным АО "Жайремский ГОК" (2015) с упрощениями). 1 – известняки серые органогенно-детритовые, волнисто-слоистые (C_1t_1); 2–5 – пачка красноцветная (D_3fm_2b): 2 – известняки рифогенные органогенно-водорослевые, 3 – известняки органогенно-детритовые тонко-слоистые, 4 – барит-свинцовые руды, 5 – железные и марганцевые руды; 6 – пачка сероцветная (D_3fm_2a): известняки органогеннодетритовые линзовидно-слоистые; 7 – пачка флишоидная (D_3fm_1): ритмичное чередование органогенно-детритовых известняков, известковистых песчаников и углеродистых глинисто-кремнисто-карбонатных пелитов; 8 – пачка ритмично-слоистая (D_3fm_1): чередование глинисто-керемнисто-карбонатных пород массивной и ленточно-слоистой текстур; 9 – пачка невыдержанно-слоистая (D_3fm_1): кремнистые известняки, глинисто-карбонатные породы, ракушняки; 10 – Дарьинская свита (D_3fr): полимиктовые алевролиты и песчаники; 11 – трахириолиты; 12 – разломы; 13 – линия разреза на фиг. 3.

нимум, восемь ритмов слоистых строматолитовых известняков, разделенных обломочным шлейфом. Мощность отдельных ритмов изменчива, варьирует от 10 до 50 м, причем наиболее крупные слои известняков расположены в нижней части разреза. Обращенная к борту Жальминского грабена северо-восточная часть рифового комплекса сорвана по тектоническому контакту и прислонена к толще прибрежных красноцветных песчаников. Другой разлом установлен на противоположной, юго-западной стороне рифогенного комплекса, ориентированной в сторону глубоководной части палеобассейна. Этот разлом имеет конседиментационную природу, на что указывает резкое увеличение мощностей пачек алевролитов, песчаников и брекчий на примыкающих к нему участках. Кроме того, обломочный материал интенсивно накапливался в депрессиях, которые Н.С. Скрипченко (1989) реконструируются как приливно-отливные каналы внутри самой рифовой постройки. Во всех случаях обломочные фации представляют собой типичные интракласты, где крупные (2–50 см в поперечнике) фрагменты рифовых известняков скреплены песчаниками или алевролитами преимущественно кварц-полевошпатового состава. При этом количество и величина обломков, а также зернистость цемента закономерно уменьшается по мере удаления от массивных рифовых построек. Элементы интракластового строения характерны также и для собственно рифогенных известняков.



Фиг. 3. Геологический разрез месторождения Ушкатын-III (по данным АО "Жайремский ГОК", (2015) с упрощениями). 1 – рыхлые отложения, пески, глины, суглинки (KZ); 2 – известняки серые волнисто-слоистые и узловато-слоистые (C₁t); 3 – известняки серые и красные органогенно-детритовые, тонкослоистые (D₃fm₂); 4 – известковистые алевролиты и песчаники, седиментогенные известняковые брекчии (D₃fm₂); 5 – рифовые органогенно-водорослевые известняки с прожилково-вкрапленным барит-свинцовым оруденением; 6 – железные руды; 7 – марганцевые руды; 8 – известняки с тонкими прослоями марганцевых руд; 9 – алевролиты и песчаники вишневые (D₃fr); 10 – разрывные нарушения; 11 – нижняя граница зоны окисления; 12 – профиль карьера (2010 г.); 13 – проекции буровых скважин.

Они проявлены в том, что слои известняков местами разрушаются на отдельные блоки, которые немного смещаются друг относительно друга и цементируются алевролитовой массой.

Строение рифогенных отложений свидетельствует о формировании их в зоне активной приливно-отливной и штормовой деятельности. Периодически повторяющиеся штормы и, вполне вероятно, тектонические подвижки приводили к частичному разрушению рифовых построек и образованию шлейфа обломочных отложений.

Барит-галенитовое оруденение почти полностью сосредоточено в рифогенных известняках и очень редко в виде незначительной примеси наблюдается в обломочных породах, главным образом, в седиметогенных брекчиях. В соответствии с цикличным строением рифогенного комплекса, руды расположены на нескольких стратиграфических уровнях. Каждое рудное тело в первом приближении имеет линзовидно-плитообразную форму, с многочисленными ответвлениями и сложным очертанием внешних границ. Совокупность всех рудных линз объединяется в единую залежь, мощность которой варьирует от 3 до 40 м, а протяженность сопоставима с размерами рудовмещающего рифогенного комплекса. Внутри рудных тел барит-галенитовая минерализация имеет неравномерное развитие, контролируемое сложной геометрией проницаемого пространства в известняках: распределением пористых участков, границ между интракластовыми блоками, трещиноватых и брекчированных зон. Поэтому границы экономически значимой части залежи определяются по результатам химического опробования. В целом же рудная залежь представляет собой сложно построенное стратиформное тело, локализованное в контурах серии линз рифогенных известняков. Вместе с тем, распределение барит-галенитовой минерализации в пределах залежи отчетливо свидетельствует о более позднем по отношению к вмещающим породам гидротермальном происхождении оруденения. Важно также отметить, что рудная залежь подвержена тем же тектоническим деформациям, что и осадочная толща в целом.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы для работы были отобраны авторами в 2016—2019 гг. Опробование производилось по нижним горизонтам северо-восточной части карьера Ушкатын-III, максимально полно вскрывающим залежь барит-галенитовых руд. Минералогические исследования и термодинамические расчеты проведены на кафедре Минералогии и в ресурсных центрах Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ). Всего изучено более 50 образцов руд и известняков. Анализы изотопного состава серы, углерода и кислорода выполнены в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс), проанализировано 19 образцов руд.

Изучение минерального состава пород

Использован комплекс традиционных методов исследования вещества: оптическая микроскопия в проходящем и отраженном свете, рентгенофазовый анализ, электронная микроскопия, сопряженная с энергодисперсионным спектральным анализом. Первичная диагностика минералов проведена на Кафедре минералогии СПбГУ с использованием оптического микроскопа Leica DM2500P. Изучение аншлифов методом электронной микроскопии осуществлено в ресурсном центре СПбГУ "Микроскопии и микроанализа", с помощью РЭМ НІТАСНІ ТМ 3000, оснащенного приставкой для энерго-дисперсионного микроанализа OXFORD; съемка энерго-дисперсионных спектров велась при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе пучка 2 нА, времени экспозиции 60 секунд. Рентгенофазовые анализы выполнены в ресурсном центре СПбГУ "Рентгенодифракционные методы исследования" порошковым методом с помощью рентгеновского дифрактометра Rigaku Mini Flex II с Си*К* α излучением Си. Съемка образцов проводилась в интервале углов 2 θ от 5° до 60°, при скорости вращения гониометра 2 град/мин (аналитики А.И. Брусницын и О.С. Верещагин).

Анализы изотопного состава серы ($\delta^{34}S_{6apum}$ и $\delta^{34}S_{сульфиды}$), кислорода ($\delta^{18}O_{6apum}$ и $\delta^{18}O_{карбонат}$) и углерода ($\delta^{13}C_{карбонат}$)

Пробы отбирались алмазным буром с объема, затем проводилось взвешивание порошка и упаковка его в оловянные капсулы, масса навески для проведения исследования составляла в среднем 0.2 мг. К сожалению, мелкозернистая структура руд не позволяет гарантировать полностью мономинеральный состав пробы, что необходимо учитывать при интерпретации полученных данных. Разложение вещества проводилось методом высокотемпературной конверсии при температуре 1450°С, это позволяет анализировать изотопный состав кислорода всех минералов изученных пород. Изотопный состав элементов определялся на масс-спектрометре Delta^{Plus} Advantage производства фирмы Thermo Finnigan, сопряженном с элементным анализатором EA Flash 1112 и высокотемпературным конвектором ТС/ЕА интерфейсом ConFlo III. Для определения изотопного состава серы использовался стандарт NBS-123 по методике (Giesemann et al., 1994, 2001), углерода – стандарт NBS-18 по методике (Fry et al., 1992), кислорода - стандарт NBS-18 по методике (Werner, Brand, 2001). Аналитик С.А. Садыков.

Расчеты минеральных равновесий

Использованные в генетических построениях физико-химические диаграммы построены с использованием программного пакета Geochemist's Warkbench Essentials (GWB) 6.0, включающего встроенную базу термодинамических данных thermo.dat., (Bethke, 1999; https://www.gwb.com/ essentials.php). Расчеты проводились для широко диапазона температур, давлений, Eh, pH и концентраций растворенных компонентов. Изменение каждого из этих параметров смещает линии моновариантых равновесий реакций, но общая топология диаграмм, то есть относительные расположения на них полей устойчивости различных минералов, изменяется мало. Поэтому для упрощения подачи

2022

материала в статье приведены диаграммы, отражающие условия максимального полного смешения гидротермальных растворов с морской водой: $T = 25^{\circ}$ С, P = 1 бар, активности растворенного бария — 10^{-4} , других металлов — 10^{-6} , общей активности растворенных соединений серы — 10^{-10} и 10^{-6} , общей активности растворенных углекислоты и метана — 10^{-6} и 10^{-4} . Расчеты выполнены Е.Н. Перовой и А.И. Брусницыным.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Характеристика пород рудоносной пачки

Главными составляющими рудоносной залежи являются рифовые органогенно-водорослевые известняки и собственно барит-галенитовые руды.

Вмещающие известняки. Пласты рифогенных строматолитовых известняков имеют хорошо выраженное ритмично-полосчатое строение с чередованием слоев (мощностью от 2 до 30 см) светлого зеленовато-серого и насыщенного кирпичнокрасного цветов (фиг. 4а). Значительно реже в известняках встречаются небольшие слои и линзы темно-серого цвета, обогащенные тонкодисперсным органическим веществом. Слои разноокрашенных известняков разделены извилисто-волнистыми границами (фиг. 4б), которые могут быть как резкими (чаще всего), так и постепенными, когда смена пород происходит в пределах зоны толщиной от 5 до 20 мм.

Серые известняки сложены относительно однородной массой микрозернистого кальцита (микритом), в которой местами наблюдаются округлые или удлиненные комковато-сгустковые обособления размером 0.1-0.2 мм в поперечнике, вероятнее всего, представляющие собой плохо сохранившиеся ("теневые") реликты чехлов бактериальных и водорослевых организмов. Текстура породы массивная, неясно-слоистая, линзовидно-слоистая. Слоистость обусловлена присутствием тонких (мощностью 0.1-0.5 мм) слойков алевролита, нередко имеющих извилистую бугристую форму, отражающую неровный рельеф изначально подстилавших их карбонатных поверхностей. Слойки алевролита разделяют небольшие линзы известняков, а кроме того, алевролитовый материал заполняет щелевидное пространство между угловатыми фрагментами (размером 1-5 см в поперечнике) известняков (микроинтракластами). При этом наличие слабо перемещенных линзовидных и неправильных по форме участков почти не нарушает целостного плотного строения всего известнякового слоя. Значительно реже в известняках отмечаются типичные стилолитовые швы, также заполненные алевролитовым материалом.

Слои красных известняков представляют собой органогенно-детритовые сегменты строматолитовых ритмитов (фиг. 4в). Основная микрозернистая масса породы здесь содержит комковатые и глобулярные скопления водорослевой (?) природы, а также многочисленные включения более или менее хорошо сохранившихся раковин микроорганизмов (криноидей, фораминифер, остракод и др.). С поверхности частицы органогенного детрита покрыты скрытокристаллическими пленками и пластинчатыми индивидами гематита. Кроме того, мельчайшие включения гематита постоянно присутствуют внутри водорослевых (?) глобулей, из-за чего последние лучше видны на фоне кальцитового матрикса (фиг. 4д). Характерной особенностью красных известняков является более высокая, чем в зеленовато-серых известняках, концентрация алевролитового материала. Причем основная его часть в красных известняках цементирует слабо смещенные друг относительно друга относительно небольшие (размером 0.5-1 см в поперечнике) обломки породы (микроинтракласты). Это придает породам своеобразную пятнисто-сетчатую (брекчиевидную) текстуру, которая эффективно подчеркивается благодаря скоплениям в алевролитовом цементе тонкодисперсного гематита. Реже алевролит слагает в известняках серии волнистых слойков (мощностью 0.1-0.5 мм), покрывавших бугристый карбонатный субстрат. Иногда между алевролитовыми слойками и кальцитовой массой наблюдаются постепенные переходы, свидетельствующие о накоплении обломочного материала на фоне не полностью литифицированного карбонатного осадка (фиг. 4г).

По минеральному составу зеленовато-серые и красные известняки почти идентичны. Основная масса пород сложена кальцитом, содержащим небольшие концентрации элементовпримесей – Fe, Mn и Mg – не более 0.01 к.ф. (коэффициента в стандартной формуле карбонатов (Ca,Fe,Mn,Mg)CO₃). В качестве второстепенных минералов в известняках установлены альбит и кварц, акцессорных – рутил, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, шамозит, мусковит-фенгит, апатит и барит. Алевролитовый материал представлен тонкозернистыми продуктами разрушения кислых магматических пород - кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом, единичными зернами биотита, рутила, ильменита, а также аутигенными минералами - кальцитом, шамозитом и мусковит-фенгитом с вкрапленниками пирита и, намного реже, халькозина, халькопирита, галенита, сфалерита, и барита. Характерной чертой алевролитов является большая концентрация микропор (фиг. 4е). Главное различие между зеленовато-серыми и красными известняками заключается в высоком содержании в последних тонкодисперсного гематита, придающего породе красный цвет. В зеленовато-серых известняках главным носителем железа является силикат Fe²⁺ из группы хлорита – шамозит. Именно этот минерал придает



Фиг. 4. Рудоносные известняки месторождения Ушкатын-III. Фотографии: а – образца, б–г – шлифов без анализатора, д и е – аншлифов в обратно-отраженных электронах. а – ритмично-полосчатое строение рифовых органогенноводорослевых известняков: светлые зеленовато-серые слои – массивный микрозернистый кальцит, темно-красные слои – органогенно-детритовый агрегат кальцита с гематитовым пигментом, белые жилы – кальцит, в левой нижней части кадра видны брекчиевидные скопления барит-галенитовой руды (насыщенно-серые); б – контакт слоев, сложенных кальцитовыми агрегатами массивной и органогенно-детрировой структур – светло- и темно-серые участки в нижней и верхней частях кадра соответственно, в органогенно-детритовых известняках видны изогнутые микрослойки гематитсодержащего алевролита (черные), черные участки – скопления гематита; в – органогенно-детритовый известняк: "теневые" реликты водорослей (?) и микроорганизмов в микритовой гематит-кальцитовой массе (светлые участки на пятнистом фоне кальцита с тонкодисперсным гематитом), черные участки – скопления и пленки гематита вокруг микроблоков известняка; г – микрослои алевролита с тонкодисперсным гематитом (темные), обволакивающие микроблоки известняка; д – комковатая структура основной массы органогенно-детритового известняка; более светлые участки – кальцит с микроскопическими включениями гематита, реликты микроорганизмов (?); е – микрозернистое строение основной массы алевролитовых слойков с большой концентраций микроорганизмов (?); е – микрозернистое строение основной массы алевролитовых слойков с большой концентраций микроорганизмов (?); е – микрозернистое строение основной массы алевролитовых слойков с большой концентраций микроорганизмов (?); е – микрозернистое строение основной массы алевролитовых слойков с большой концентраций микроорганизмов и?); е – манералы: Q – кварц, Hm – гематит, Gn – галенит, Ру – пирит, Fsp – калиевый полевой шпат, Са – кальцит, Ba – барит.

данной разновидности известняков зеленоватый оттенок.

Состав и строение рифовых известняков указывают на периодически изменяющуюся обстановку накопления исходных отложений. Слои серых известняков формировались при спокойном гидродинамическом режиме в ходе седиментации микрозернистого карбонатного вешества с примесью терригенного и реакционноспособного органического вещества (ОВ). Диагенез таких осадков протекал в восстановительных условиях, индикатором которых служат минералы двухвалентного железа – пирит и шамозит. Приуроченность пирита и шамозита, главным образом, к алевролитовым слойкам указывает на то, что основная масса ОВ привносилась в осадок вместе с обломочным материалом. Вместе с тем образование красных известняков происходило при повышенной гидродинамической активности. В результате штормовой деятельности слои слабо литифицированных карбонатных отложений разрушались на отдельные фрагменты, которые немного сдвигались, а пространство между ними заполнялось тонкообломочным веществом. Постоянная "промывка" такого осадка насыщенными кислородом водами приводила к окислению захороненного ОВ и накоплению железа преимущественно в окисленной форме – в виде гематита. Вполне вероятно, что изменение условий седиментации связано с колебаниями уровня моря. Соответственно, сероцветные отложения формировались в относительно глубоководных условиях в периоды временной трансгрессии моря, а красноцветные – в мелководной обстановке на стадии отступания моря. Но в любом случае глубина бассейна не должна была превышать уровня фотической зоны (порядка 100 м), поскольку солнечный свет и растворенный в морской воде кислород жизненно необходимы для сушествования водорослевого сообщества рифов (Крылов, 1975). Микрозернистое строение известняков и хорошая сохранность реликтов микроорганизмов указывают на отсутствие метаморфогенных преобразований карбонатных отложений.

Барит-галенитовые руды развиваются по всем разновидностям рифогенных известняков. Причем при образовании барит-галенитовой минерализации в красных известняках последние заметно светлеют, становятся светло-розовыми, вплоть до полного обесцвечивания за счет растворения тонкодисперсного гематита.

Изученные руды — это мелкозернистые породы (средний размер зерен минералов 10—30 мкм, редко до 100—500 мкм) светло-серого или розового цветов. Руды имеют простой минеральный состав (табл. 1). Главными минералами являются кальцит, барит и галенит. Кальцит представляет собой фрагменты вмещающих известняков, а барит и галенит – новообразованные собственно рудные минералы. Количественные соотношения рудных минералов изменяются в широком диапазоне, но в среднем барит преобладает. К типичным второстепенным минералам относятся кварц, пирит, мусковит-фенгит, калиевый полевой шпат, альбит и флюорит, менее характерны гематит, сфалерит, шамозит, доломит, родохрозит и сидерит. Акцессорные минералы представлены самородным серебром, рутилом, ильменитом, халькозином, акантитом, халькопиритом, пираргиритом, тетраэдритом, цирконом, пирофиллитом и апатитом. В качестве гипергенных минералов установлены церуссит, пироморфит, и в существенно меньших количествах каолинит, монтмориллонит, малахит. В зоне окисления церуссит является одним из главных минералов.

По текстурам выделяются три главные разновидности руд, между которыми существуют взаимные переходы: послойно-полосчатые, гнездовидно-сетчатые и сплошные пятнистые (фиг. 5). Реже встречаются брекчиевидные, брекчиевые и прожилковые текстуры. Преобладают на месторождении послойно-полосчатые руды. Барит, галенит и другие минералы в них развиваются по алевролитовым слойкам в известняках, заполняя поровое пространство и цементируя зерна кварца. полевых шпатов, слюды и хлорита (фиг. 6а–г). Одновременно в алевролитовых слойках и на их границе с известняками происходит частичное растворение кальцита. Изредка этот процесс приводит к образованию уплощенно-вытянутых каверн, инкрустированных кристаллами галенита, пирита и родохрозита (фиг. 7в-е). В соответствии с линзовидно-слоистым распределением алевролита в известняках полосчатые руды также характеризуются субпараллельной ориентировкой рудных агрегатов. Поэтому такие руды в первом приближении похожи на исходно-слоистые отложения. Однако во всех изученных образцах рудные минералы сконцентрированы почти исключительно в пористых алевролитовых прослоях и крайне редко, лишь в виде единичных зерен, встречаются в плотной карбонатной массе. Такое распределение вещества маловероятно для седиментогенных руд и свидетельствует о более позднем по отношению к вмещающим породам наложенном характере барит-галенитовой минерализации.

В гнездовидно-сетчатых разновидностях рудные минералы наблюдаются в виде неравномерно рассеянных в известняках небольших (2–20 мм в поперечнике) неправильных по форме гнезд и вытянутых, сложно ветвящихся (дентритовидных) скоплений толщиной 1–5 мм и длиной 3–7 см. Такие текстуры образуются за счет отложения рудных минералов по границам немного смещенных относительно друг друга фрагментов известняков (интракластов), вокруг частиц более мелкого органогенного детрита, в кавернах и порах извест-

ГЕНЕЗИС БАРИТ-ГАЛЕНИТОВЫХ РУД КОМПЛЕКСНОГО

Ne п/п Минерал Формула Ме юды 1 Самородное серебро** Ag 1 1 2 Кварц SiO2 1, 2, 3 1 3 Рутил* TiO2 2 2 4 Гематит Fe2O3 1, 2 2 5 Ильменит* FeTiO3 2 2 6 Халькозин* Cu2S 2 2 7 Акантит* Ag2S 2 2 8 Галенит PbS 1, 2, 3 X 2 9 Сфалерит ZnS 1, 2 X 2 10 Халькопирит CuFeS2 1, 2 X 2 11 Пираргирит** Ag3(SbS3) 1 1 12 Пираргирит** Ag3(SbS3) 1 1 13 Блеклая руда (тетраэдрит)** Cu12[(Sb,As)S3]4S 1 2 2 14 Циркон* Zr(SiO4) 2 2 2	Породы		
1 Самородное серебро** Ag 1 2 Кварц SiO2 1, 2, 3 I 3 Ругил* TiO2 2 D 4 Гематит Fe2O3 1, 2 D 5 Ильменит* FeTiO3 2 D 6 Халькозин* Cu2S 2 D 7 Акантит* Ag2S 2 D 8 Галенит PbS 1, 2, 3 X D 9 Сфалерит ZnS 1, 2 X D 10 Халькопирит CuFeS2 1, 2 X D 11 Пираргирит** Ag3(SbS3) 1 I I 13 Блеклая руда (тетраэдрит)** Cu12[(ShAs)S3]4S 1 I I 14 Циркон* Zr(SiO4) 2 D D	A P		
2 Кварц SiO2 1, 2, 3 1 3 Рутил* TiO2 2 2 4 Гематит Fe2O3 1, 2 2 5 Ильменит* FeTiO3 2 2 6 Халькозин* Cu2S 2 2 7 Акантит* Ag2S 2 2 8 Галенит PbS 1, 2, 3 X 2 9 Сфалерит ZnS 1, 2 X 2 10 Халькопирит CuFeS2 1, 2 X 2 11 Пирит FeS2 1, 2 X 2 13 Блеклая руда (тетраэдрит)** Cu2[(Sb,As)S3]4S 1 1 14 Циркон* Zr(SiO4) 2 2 2	Х		
3 Рутил* TiO_2 2 2 2 4 Гематит Fe_2O_3 1, 2 • • 5 Ильменит* $FeTiO_3$ 2 2 2 6 Халькозин* Cu_2S 2 2 2 7 Акантит* Ag_2S 2 2 2 8 Галенит PbS 1, 2, 3 X 2 9 Сфалерит ZnS 1, 2 X 2 10 Халькопирит CuFeS2 1, 2 X 2 11 Пираргирит** $Ag_3(SbS_3)$ 1 1 13 Блеклая руда (тетраэдрит)** $Cu_{12}[(Sb,As)S_3]_4S$ 1 1 14 Циркон* $Zr(SiO_4)$ 2 2 2	•		
4 Гематит Fe_2O_3 1, 2 • 5 Ильменит* $FeTiO_3$ 2 2 6 Халькозин* Cu_2S 2 2 7 Акантит* Ag_2S 2 2 8 Галенит PbS 1, 2, 3 X 2 9 Сфалерит ZnS 1, 2 X 2 10 Халькопирит CuFeS2 1, 2 X 2 11 Пираргирит** Ag3(SbS3) 1 1 13 Блеклая руда (тетраэдрит)** Cu12[(Sb,As)S3]4S 1 1 14 Циркон* Zr(SiO4) 2 2 2	X X		
5Ильменит*FeTiO3226Халькозин*Cu2S227Акантит*Ag2S228ГаленитPbS1, 2, 3X9СфалеритZnS1, 2X10ХалькопиритCuFeS21, 2X11ПиритFeS21, 2X12Пираргирит**Ag3(SbS3)1113Блеклая руда (тетраэдрит)**Cu12[(Sb,As)S3]4S1215ИИ1022	•		
6Халькозин* Cu_2S 227Акантит* Ag_2S 218ГаленитPbS1, 2, 3X29СфалеритZnS1, 2X210ХалькопиритCuFeS21, 2X211ПиритFeS21, 2X212Пираргирит** $Ag_3(SbS_3)$ 1113Блеклая руда (тетраэдрит)** $Cu_{12}[(Sb,As)S_3]_4S$ 1114Циркон* $Zr(SiO_4)$ 22	X X		
7 Акантит* Ag_2S 2 2 8 Галенит PbS 1, 2, 3 X 2 9 Сфалерит ZnS 1, 2 X 2 10 Халькопирит CuFeS2 1, 2 X 2 11 Пираргирит** Ag_3(SbS_3) 1 1 12 Пираргирит** Ag_3(SbS_3) 1 1 13 Блеклая руда (тетраэдрит)** Cu ₁₂ [(Sb,As)S_3] ₄ S 1 1 14 Циркон* Zr(SiO4) 2 2 2	X X		
8 Галенит PbS 1, 2, 3 X Z 9 Сфалерит ZnS 1, 2 X Z 10 Халькопирит CuFeS2 1, 2 X Z 11 Пирит FeS2 1, 2 X Z 12 Пираргирит** Ag3(SbS3) 1 I 13 Блеклая руда (тетраэдрит)** Cu12[(Sb,As)S3]4S 1 I 14 Циркон* Zr(SiO4) 2 Z Z	X		
9 Сфалерит ZnS 1, 2 X Z 10 Халькопирит CuFeS2 1, 2 X Z 11 Пирит FeS2 1, 2 X Z 12 Пираргирит** Ag ₃ (SbS ₃) 1 I 13 Блеклая руда (тетраэдрит)** Cu ₁₂ [(Sb,As)S ₃] ₄ S 1 I 14 Циркон* Zr(SiO ₄) 2 Z	κ 🔳		
10 Халькопирит CuFeS2 1, 2 X X 11 Пирит FeS2 1, 2 X 0 12 Пираргирит** Ag ₃ (SbS ₃) 1 1 13 Блеклая руда (тетраэдрит)** Cu ₁₂ [(Sb,As)S ₃] ₄ S 1 1 14 Циркон* Zr(SiO ₄) 2 2	< •		
11 Пирит FeS2 1, 2 X Q 12 Пираргирит** Ag3(SbS3) 1 1 1 13 Блеклая руда (тетраэдрит)** $Cu_{12}[(Sb,As)S_3]_4S$ 1 1 14 Циркон* $Zr(SiO_4)$ 2 2 2	K X		
12 Пираргирит** Ag ₃ (SbS ₃) 1 13 Блеклая руда (тетраэдрит)** $Cu_{12}[(Sb,As)S_3]_4S$ 1 14 Циркон* $Zr(SiO_4)$ 2 2	•		
13 Блеклая руда (тетраэдрит)** Cu ₁₂ [(Sb,As)S ₃] ₄ S 1 14 Циркон* Zr(SiO ₄) 2 2	X		
14 Циркон* Zr(SiO ₄) 2 2 15 К * 41 (0: 0.) (0.11) 2 2	Х		
	X X		
15 $Kaonuhum^*$ $Al_2(Sl_2O_5)(OH)_4$ 3	Х		
16 Пирофиллит* Al ₂ (Si ₄ O ₁₀)(OH) ₂ 2	X		
17 Мусковит K(Al,Mg) ₂ [(Al,Si) ₄ O ₁₀](OH) ₂ 2, 3	• •		
18 Биотит* K(Fe,Al,Mg) ₃ [(Al,Si) ₄ O ₁₀](OH) ₂ 2 2	K		
19 Монтмориллонит* (Na _{0.33} ·nH ₂ O)(Al _{1.67} Mg _{0.33})(Si ₄ O ₁₀)(OH) ₂ 2 2	K X		
20 Шамозит [*] (Fe,Mg) ₅ Al(AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₈ 1, 2, 3 ●	• •		
21 Калиевый полевой шпат* К(AlSi ₃ O ₈) 2, 3 1	• •		
22 Альбит* Na(AlSi ₃ O ₈) 2, 3 ●	• •		
23 Апатит* Са ₅ (РО ₄) ₃ (F,OH) 2 Х 2	K X		
24 Пироморфит Рь ₅ (PO ₄) ₃ Cl 1, 2	Х		
25 Кальцит СаСО ₃ 1, 2, 3 в	• •		
26 Родохрозит* МпСО3 1, 2	•		
27 Сидерит* FeCO ₃	Х		
28 Церуссит РbCO3 1, 2			
29 Доломит* СаМg(CO ₃) ₂ 1, 2	•		
30 Малахит Cu ₂ (CO ₃)(OH) ₂ 1, 2, 3	•		
З1 Барит ВаSO4 1, 2, 3 X X	< ■		
32 Флюорит СаF ₂ 1, 2, 3	•		

Таблица 1. Минералы вмещающих пород и барит-галенитовых руд месторождения Ушкатын-III

Примечание. Породы: И – известняки, А – алевролиты, Р – барит-галенитовые руды. Курсивом выделены гипергенные минералы. * – минералы, впервые диагностированные в барит-галенитовых рудах месторождения в ходе данного исследования. ** – минералы, отмечаемые Н.М. Митряевой (1979), но не установленные в изученных нами образцах. Методы диагностики: 1 – оптическая микроскопия, 2 – электронная микроскопия и микроанализ, 3 – рентгенофазовый анализ. Минералы: \blacksquare – главные (>5 об. %), \bullet – второстепенные (1–5 об. %), X – акцессорные (<1 об. %). Помимо перечисленных в таблице минералов в рудах установлены мелкие (3–5 мкм в поперечнике) зерна не диагностированных минералов следующих элементов: Ag + Cu + S, Ag + Pb + S, Cu + Sb + S.



Фиг. 5. Текстуры барит-галенитовых руд месторождения Ушкатын-III. Фотографии образцов, выполненные в одном масштабе. а – послойно-полосчатая руда, переходящая в сплошную: известняк (серый) с микрослойками алевролита, по которым развивается барит (белый) и галенит (черный); б и в – гнездовидно-сетчатая руда: б – сложно-ветвящиеся скопления барита и галенита (черные участки) в известняке, в – цементация барит-галенитовым агрегатом (черный) интракластовых блоков известняка (серый); г и д – контакт сплошных пятнистых руд с известняками: г – руды сферолитовой структуры: в правой части кадра с копления сферолитов барита (светло-серые), окруженные галенитом (черный), в левой части кадра – серый известняк (неравномерно-серая масса) с тонкими алевролитовыми слойками (темные); д – пятнистые руды, замещающие ритмично-полосчатый известняк: в правой части кадра – пятнистый агрегатом (черный) и галенита (черный) с включениями кальцита (однородный серый) и галенита (черный) с включениями кальцита (правой части кадра с серый) и галенита (черный). Свилочениями кальцита (перавномерно серый) и галенита (черный) и свялючениями кальцита (перавой части кадра – серый известняк (неравномерно-полосчатый известняк: в правой части кадра – пятнистый серый) и галенита (черный). В левой части кадра – серый известняк (неравномерно-серая масса) с тонкими алевролитовыми слойками (темные); д – пятнистые руды, замещающие ритмично-полосчатый известняк: в правой части кадра – пятнистый агрегатоми кальцита (неравномерно серый) и галенита (черный) с включениями кальцита (однородный серый) и шамозита (серо-зеленые слойки). Минералы: Gn – галениит, Hm – гематит, Ca – кальцит, Ba – барит, Cm – шамозит.



Фит. 6. Минералы барит-галенитовых руд месторождения Ушкатын-III. Фотографии аншлифов в обратно-отраженных электронах. а–г – заполнение баритом, галенитом, пиритом и флюоритом порового пространства в алевролитовых прослоях (варьирующая по оттенкам темно-серого цвета основная масса породы, сложенная калиевым полевым шпатом, альбитом, мусковит-фенгитом, кварцем и кальцитом): последовательность рисунков иллюстрирует разную интенсивность рудного процесса от минимальной (а) к максимальной (г); д – заполнение флюоритом, баритом и галенитом пор в кальцитовом агрегате (черные участки – незаполненные поры); е – кубические кристаллы флюорита на границе барит-галенитового агрегата и известняка; ж – сферолит барита, окруженный зернами сфалерита, галенита, флюорита и калиевого полевого шпата (темно-черные участки вокруг сферолита и внутри его – поры); з – контакт баритовых сферолитов с кальцитовой массой известняков, содержащей многочисленные кристаллы флюорита (темно-черные участки вокруг сферолитов и внутри их – поры); и – идиоморфные кристаллы флюорита на границе галенитового "гнезда" и кальцита известняков; к – скопления флюрита, барита и галенита в кальцитовой массе известняка; л – заполнение порового пространства в барите зональным агрегатом галенита и сфалерита (темно-серые участки – незаполненные поры); м – зональный галенит-пиритовый сросток (в центре кадра) в алевролитовом прослое полосчатых руд (черные участки – поры). *Минералы:* Q – кварц, Gn – галенит, Spl – сфалерит, Ру – пирит, Mu – фенгит-мусковит, Cm – шамозит, Fsp – калиевый полевой шпат, Ab – альбит, Ca – кальцит, Ba – барит, Ap – апатит, Fl – флюорит.



Фиг. 6. Окончание

няков, а также в тонких механических трещинах (фиг. 5б, в; фиг. 6д, е). Характерной особенностью гнездовидно-сетчатых текстур являются извилистые неровные края рудных скоплений и частое присутствие в их составе захваченных из вмещающих пород включений кальцита и минералов алевролитов — кварца, полевых шпатов, слюды, хлорита. Местами гнездовидно-сетчатые текстуры переходят в прожилковые и в брекчиевидные. Однако собственно рудные брекчии, где разобщенные и перемещенные обломки известняков скреплены барит-галенитовым цементом, на месторождении встречаются редко.

Сплошные пятнистые руды имеют двоякую природу. Прежде всего, к ним относятся разновидности послойно-полосчатых, гнездовидно-сетчатых и брекчиевидных руд, в которых количество барита и галенита резко преобладает над фрагментами вмещающих известняков. Другой тип сплошных руд слагает столбообразные или плитообразные тела мощностью 5–15 см, образующиеся путем замещения вмещающих известняков вдоль механически ослабленных зон. Такие руды могут быть Gn

Do

Gn

Ca





Фиг. 7. Карбонаты марганца и железа в барит-галенитовых рудах месторождения Ушкатын-III. Фотографии: a-r - a+шлифов в обратно-отраженных электронах, д и е – образцов во вторичных электронах. а – ромбовидный кристалл доломита с включениями родохрозита, кальцита и галенита в массе жильного галенита; б – пойкилитовые зерна родохрозита в галенитовой просечке; в и г – ромбовидные кристаллы зонального Fе–Mn-карбоната, инкрустирующие полость (черная) в барит-галенитовой руде: в – общий вид, г – деталь (цифрами отмечены зоны кристалла, соответствующие составам: $1 - (Mn_{0.78}Ca_{0.14}Fe_{0.04}Mg_{0.01}Pb_{0.03})(CO_3), 2 - (Mn_{0.68}Ca_{0.11}Fe_{0.19}Mg_{0.01}Pb_{0.01})(CO_3), 3 - (Mn_{0.33}Ca_{0.07}Fe_{0.57}Mg_{0.01}Pb_{0.02})(CO_3), 4 - (Mn_{0.38}Ca_{0.08}Fe_{0.48}Mg_{0.04}Pb_{0.01})(CO_3)); д и е – сростки ромбоэдрических кристаллов родохрозита с куб-октаэдрическими кристаллами (д) и микродрузой (е) галенита в полости в барит-галенит, Ру – пирит, Аb – альбит, Ca – кальцит, Ro – родохрозит, Sr – сидерит, Do – доломит.$

как согласными, так и секущими слоистость карбонатных отложений. Основной объем сплошных руд сформирован неоднородной по строению барит-галенитовой массой с широко варьирующими пропорциями главных минералов. Барит здесь нередко представлен скоплениями относительно крупных (диаметром около 1 мм) радиально-лучистых агрегатов (сферолитов) пластинчатых кристаллов (фиг. 6ж, 3). На контакте руд с известняками хорошо видно, что баритовые сферолиты рас-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 3 2022

тут внутрь микрозернистой кальцитовой массы, растворяя и вытесняя ее. Пространство между сферолитами заполнено мелкозернистым галенитом, кристаллами флюорита, зернами альбита, калиевого полевого шпата и мусковита, изредка кальцита. Кроме того, на границе между баритовыми сферолитами наблюдается скопление пор, появившихся в результате растворения кальцита. Поры присутствуют также и внутри сферолитов, трассируя поверхность отдельных пластинок барита.

Во всех текстурных разновидностях руд преобладают мелкозернистые структуры, со сложными, не всегда однозначно интерпретируемыми возрастными взаимоотношениями между минералами. Поэтому определить четкую стадийность минералообразования в рудах не представляется возможным. Тем не менее удается установить некоторые закономерности. Они сводятся к следующему.

Пирит, по всей видимости, образуется раньше основной массы галенита и барита. В изученных рудах пирит, как правило, формирует хорошо ограненные кристаллы, которые цементируются агрегатом ксеноморфных зерен барита, галенита и других минералов (фиг. 6а, в, е). Вполне вероятно, что образование по крайней мере части пирита не связано непосредственно с рудным процессом. Этот минерал образовывался в ходе диагенеза "фоновых" карбонатных отложений, а при поступлении в них гидротермальных растворов и осаждении барита и галенита пирит (так же как и кальцит) сохранялся как устойчивая "реликтовая" фаза. В пользу этого свидетельствует присутствие кристаллов пирита в алевролитовых прослоях вмещающих руды рифовых известняков, даже в тех случаях, когда последние не содержат барит-галенитовых выделений. Кроме идиоморфных кристаллов пирита для изученных руд характерны концентрически-зональные галенит-пиритовые срастания. В хорошо ограненных кристаллах пирита кубической формы присутствуют серии тонких (первые микроны мощностью) ритмично повторяющихся по зонам роста слойков (зонок) галенита (фиг. 6м). Генетическая интерпретация таких срастаний неоднозначна. Они могут быть результатом одновременной кристаллизации пирита и галенита, а могут быть продуктом избирательного замещения пирита более поздним галенитом, как это имеет место при образовании атолловых структур.

К наиболее ранним минералам руд, вероятнее всего, относится флюорит. Он образуется путем замещения кальцита и поэтому чаще всего сосредоточен на границе рудных скоплений и вмещающих известняков (фиг. 6г, и, к). Кроме того, флюорит встречается непосредственно в составе руд (см. фиг. 6б—г). Главной формой выделения флюорита являются идиоморфные кристаллы кубической формы размером до 100 мкм в поперечнике, реже наблюдаются плохо ограненные изометричные или удлиненные индивиды. Во всех случаях на зерна флюорита нарастают более поздние зерна барита и галенита. Кристаллы флюорита встречаются в виде включений, захваченных сферолитами барита. Для самого же флюорита типичны мельчайшие реликты "материнского" кальцита. Количество флюорита прямо пропорционально размерам рудных скоплений.

Барит и галенит, как правило, представлены неправильными по форме зернами, образующими тесные срастания друг с другом. Скорее всего, основная масса барита и галенита кристаллизуется практически одновременно. Тем не менее, встречаются участки руд с более или менее хорошо ограненными кристаллами барита и ксеноморфными выделениями галенита. Такая ситуация типична, например, для сферолитовых структур в сплошных рудах. Поэтому нельзя исключать, что в ряде случаев кристаллизация барита начиналась раньше, чем галенита.

В некоторых образцах установлено, что при заполнении каверн и пор в известняках и скоплениях барита первым кристаллизовался галенит, а затем сфалерит, в результате чего сформировались концентрически-зональные микроагрегаты (фиг. ба, л). Но на других участках подобные возрастные взаимоотношения между этими минералами не очевидны: галенит и сфалерит здесь представлены срастаниями ксеноморфных зерен, образующихся, скорее всего, синхронно.

В барит-галенитовых рудах установлены доломит и карбонаты марганца (родохрозит и марганцевый сидерит). Причем, судя по структурам руд, образование этих карбонатов происходило практически одновременно с галенитом. Доломит представлен крупными (до 200 мкм в поперечнике) часто хорошо ограненными кристаллами ромбовидной формы, окруженными зернами барита и скрытокристаллической массой галенита (фиг. 7а). Доломит содержит включения родохрозита и кальцита, которые частично расположены по зонам роста кристалла-хозяина и частично распределены незакономерно. В результате выделения доломита приобретают пятнисто-зональное внутреннее строение. Кроме того, в доломите присутствуют микроскопические зерна альбита, пирофиллита, галенита и барита. Родохрозит, помимо включений в доломите, присутствует также и в виде самостоятельных кристаллов размером до 100 мкм в поперечнике. Кристаллы родохрозита, заполняющие совместно с галенитом весь объем рудных просечек, имеют пойкилитовую структуру, они содержат многочисленные включения кальцита и галенита (фиг. 76). В полостях выщелачивания кальцита в тесных срастаниях с куб-октаэдричекими кристаллами галенита образуются хорошо ограненные ромбоэдрические индивиды зонального Fe-Mn-карбоната: их внутренние зоны обогащены марганцем и по составу отвечают родохрозиту $(Mn_{0.78}Ca_{0.14}Fe_{0.04}Mg_{0.01}Pb_{0.03})_{1.00}(CO_3)$, а внешние обогащены железом и по составу соответствуют марганцевому сидериту $(Mn_{0.33}Ca_{0.07}Fe_{0.57}Mg_{0.01}Pb_{0.02})_{1.00}(CO_3)$ (фиг. 7в-е). Характерно, что Fe-Mn-карбонаты содержат примесь свинца. Кроме того, в некоторых анализах родохрозита установлено присутствие цинка – до 0.03 к.ф.

Несмотря на различия в морфологических особенностях, текстуры и структуры всех разновидностей руд свидетельствуют о том, что осаждение основной массы барита, галенита и других минералов происходило в открытом поровом пространстве и при частичном растворении известняков вдоль пути просачивания металлоносных растворов. Текстурный рисунок руд во многом наследует морфологию распределения тонкообломочного материала в известняках, в том числе разделяющего интракластовые блоки, появившиеся еще на стадии формирования рифовых построек. Следовательно, в период накопления рудного вещества карбонатные отложения были не полностью литифицированы, постседиментационная перекристаллизация кальцита и других минералов затронула не весь объем рифовых отложений и в них сохранялись проницаемые для гидротерм участки. Вероятнее всего, образование руд осуществлялось либо в глубинных (корневых) зонах еще формирующегося рифа, либо на самых ранних этапах захоронения уже отмершей рифовой постройки.

Во всех текстурных разновидностях руд заметны явные следы более поздних тектонических деформаций. Особенно четко признаки складчатости и разрывных нарушений выражены в линзовидно-полосчатых рудах. Механические смещения сопровождались частичной мобилизацией рудного вещества и переотложением его во вновь открывшиеся трещины. Однако редкость брекчиевых текстур и секущих породы рудных жил отражает локальный характер этих процессов. Таким образом, геологические и петрографические наблюдения определенно свидетельствуют о том, что к началу тектонических подвижек, изменивших структурный облик осадочных толш, рудные залежи были уже образованы.

Изотопный состав серы, углерода и кислорода

Изотопный состав серы. Значения δ^{34} S в сульфидном концентрате, состоящем преимущественно из галенита, варьируют от -25.7 до -12.6‰, а в барите – от 10.9 до 15.3‰ (табл. 2). То есть, во всех изученных образцах сосуществующие рудные минералы характеризуются сильно отличающимся изотопным составом серы: галенит обогащен легким изотопом 32 S, а барит — тяжелым 34 S. Разница между значениями δ^{34} S_{сульфиды} и δ^{34} S_{барит} составляет от 31.9 до 36.6‰. Полученные цифры указывают на образование барита при участии изотопно-тяжелой серы растворенного в морской воде сульфат-иона, а сульфидов — за счет обогащенного легким изотопом 32 S сероводорода, образующегося на стадии раннего диагенеза осадков в ходе бактериальной сульфат-редукции (Виноградов, 1980; Canfield, 2001; Johnson et al., 2004, 2009; Seal, 2006; Griffith, Paytan, 2012; Hoefs, 2018; Cansu, Ozturk, 2020).

Процессы разделения изотопов серы в содержащих органическое вещество отложениях хорошо изучены (Hoefs, 2018). Схематично их можно выразить уравнениями реакций метаболического восстановления сульфата:

$$2CH_2O + SO_4^{2-} \rightarrow HS^- + 2HCO_3^- + H^+$$

где CH_2O – органическое вещество осадка, SO_4^{2-} – сульфат-ион присутствующей в осадке морской воды, HS^- и HCO_3^- – новообразованные компоненты порового раствора, и изотопного обмена:

$$^{32}\mathrm{SO}_4^{2-} + \mathrm{H}^{34}\mathrm{S}^- \leftrightarrow ^{34}\mathrm{SO}_4^{2-} + \mathrm{H}^{32}\mathrm{S}^-.$$

В результате комбинации этих процессов новообразованный сероводород концентрирует преимущественно легкий изотоп ³²S, а остаточный сульфат-ион — тяжелый ³⁴S. Если система закрыта в отношении морского сульфат-иона (то есть доступ SO_4^{2-} в осадок ограничен), то по мере его исчерпания в поровом растворе происходит возрастание значений δ^{34} S как остаточного сульфата, так и сероводорода. Но если система открыта, то δ^{34} S сульфата мало изменяется по сравнению с морской водой, а сероводорода заметно снижается. Разница $\delta^{34}S_{SO_4} - \delta^{34}S_{HS}$ может достигать более 40‰ (Hoefs, 2018). Образование изотопно-легкого сероводорода возможно также и в результате абиогенной сульфат-редукции. Но для этого необходимы температуры более 200°С, а обогащение сероводорода изотопом ³²S относительно сульфат-иона составляет при этом всего около 10‰ (Seal, 2006). Это значительно ниже, чем в ходе биогенных реакций при низких температурах и чем в барит-галенитовых месторождениях Ушкатын-III.

Появление в поровом растворе биогенного сероводорода способствует образованию сульфидов. Чаще всего это минералы железа, но при наличии в растворе других металлов или при дополнительном поступлении их в составе гидротермальных растворов возможна кристаллизация соответствующих фаз, в том числе галенита и сфалерита. Сульфиды

2022

№ п/п	№ обр.	Описание образцов	Изотопный состав, %				
			$\delta^{34}S_{\text{барит}}$ VCDT	δ ³⁴ S _{сульфиды} VCDT	$\delta^{13}C_{\text{карбонат}}\\VPDB$	$\begin{array}{l} \delta^{18}O_{\text{барит}}\\ VSMOW \end{array}$	$\begin{matrix} \delta^{18}O_{\text{карбонат}} \\ VSMOW \end{matrix}$
1	- Уш-3-2	Руда послойно-полосчатой тек- стуры в светло-сером известняке	15.2	-16.7		9.9	
2			15.3			10.2	
3	Уш-3-12	Руда гнездовидно-сетчатой тек- стуры в светло-сером известняке		-22.5	0.4		14.8
4				-16.1	1.2		17.6
5				-17.4			
6				-19.9			
7				-19.0			
8	Уш-3-17	Руда послойно-полосчатой тек- стуры в углеродистом темно- сером известняке		-13.7	-2.5		17.6
9				-12.7	-7.6		19.7
10				-12.8			
11	- Уш-318-153	318-153 Руда гнездовидно-сетчатой тек- стуры в розовом известняке		-17.1	-0.5		20.4
12				-21.3	-2.9		16.3
13				-22.2			
14				-20.8			
15	Уш-319-514	Руда сплошной пятнистой тек- стуры, сферолитовой струк- туры в светло-сером известняке	10.9	-25.7		14.4	
16	Уш-319-516	Руда гнездовидно-сетчатой тек- стуры в розовом известняке		-21.3	0.7		21.0
17				-19.0			
18					3.5		14.9
19	Уш-319-517	Руда послойно-полосчатой тек- стуры в светло-сером известняке		-12.6			

Таблица 2. Изотопный состав серы, углерода и кислорода в минералах барит-галенитовых руд месторождения Ушкатын-Ш

во многом наследуют изотопный состав серы "материнского" сероводорода и поэтому, как правило, характеризуются отрицательными значениями δ^{34} S. Важно также отметить, что кристаллизация сульфидов также сопровождается фракционированием изотопов серы между раствором и твердой фазой. Так, согласно результатам экспериментальных исследований, по сравнению с сероводородом исходного раствора изотопный состав серы галенита легче на 6.3% (Seal, 2006; Hoefs, 2018). Скорее всего, этот эффект также вносит вклад в итоговый изотопно-легкий состав серы галенита из руд месторождения Ушкатын-III.

Источником изотопно-тяжелой ³⁴S серы в барите является сульфат-ион морской воды. В современном океане значение δ^{34} S для SO₄²⁻ составляет в среднем 21‰ (Griffith, Paytan, 2012), в воде позднедевонского океана соответствующая величина равнялась 25–30‰ (Claypool et al., 1980).

Это существенно выше, чем в баритах месторождения Ушкатын-III. Более низкие, чем в морской воде, значения $\delta^{34}S_{\text{барит}}$ в данном случае могут объясняться несколькими причинами.

Не исключено, что одна из проанализированных проб (образец Уш319-514) содержала тонкодисперсные включения галенита или других сульфидов с изотопно-легкой серой. На это указывает то, что другой образец Уш-3-2, с максимально однородными на макро- и микроуровне выделениями барита, отличается от образца Уш319-514 более высокими значениями $\delta^{34}S_{барит} \approx 15\%$. По всей видимости, величину $\delta^{34}S_{барит} \approx 15\%$. По всей видимости, величину $\delta^{34}S_{барит} < 15\%$ следует рассматривать как заниженную из-за механической примеси сульфидов. Но и эта цифра меньше усредненных данных для $\delta^{34}S_{SO_4}$ морской воды. Поэтому должны быть дополнительные факторы снижения $\delta^{34}S_{барит}$ в изученных рудах. Среди них возможны следующие варианты. 1) Индивидуальные особенности состава воды конкретного бассейна. Например, уменьшение $\delta^{34}S_{SO}$, происходит в результате поступления в относительно изолированные водоемы больших масс речных вод, для которых характерен более легкий по сравнению с морской водой изотопный состав серы (Hoefs, 2018). 2) Участие в образовании барита изотопнолегкой серы, поступившей из глубинных источников в составе гидротермальных растворов. Как известно, значения δ^{34} S для магматических пород приближаются к 0‰ (Hoefs, 2018). Привнос такой серы в область рудоотложения будет снижать обшую величину δ^{34} S минералов. Для месторождения Ушкатын-III этот сценарий представляется наименее вероятным, но исключать его полностью нельзя. 3) Участие в образовании барита серы окисленного биогенного сероводорода, обогащенного изотопом ³²S. В процессе сульфат-редукции даже относительно небольшие изменения Eh. pH и других параметров способны сместить равновесие сульфат ↔ сульфид в ту или иную сторону. При этом повторное окисление серы H₂S/HS⁻ (например, при поступлении в осадок новых порций, содержащих свободный кислород морской воды) будет поставлять в раствор дополнительное количество легкого изотопа ³²S, который затем входит в состав барита. Этот вариант кажется наиболее правдоподобным.

Однако каковы бы ни были причины снижения $\delta^{34}S_{6aput}$ относительно морской воды, общий высокий уровень содержания в изученном барите тяжелого изотопа ³⁴S однозначно фиксирует участие в образовании этого минерала сульфата морской воды.

Изотопный состав углерода. По изотопному составу углерода кальциты вмещающих руды рифовых известняков близки к карбонатам "нормальных" морских осадков. Величина $\delta^{13}C_{\text{карбонат}}$ в пяти из девяти проб имеет положительные значения: от 0.4 до 3.5‰ (в среднем 1.2‰). Такие значения $\delta^{13}C_{\kappa ap \delta o \mu a \tau}$ свидетельствуют о том, что главным источником углерода для кальцита известняков служил бикарбонат морской воды девонского палеобассейна. Близкие величины $\delta^{13}C_{\text{карбонат}}$ (в среднем 2.1‰) ранее были получены для кальшитов органогенно-детритовых известняков, вмещающих железные и марганцевые руды месторождения Ушкатын-III (Брусницын и др., 2020). Вместе с тем, в оставшихся четырех пробах рифовых известняков установлены отрицательные значения $\delta^{13}C_{\kappa a p \delta o hat}$: от -7.6 до -0.5‰ (среднем -2.7‰). В этих случаях в образовании карбонатов, помимо бикарбоната морской воды, принимала участие также и обогащенная легким изотопом углерода ¹²С углекислота, выделяющаяся при разложении захороненного в осадке углеродистого ОВ (Кулешов, 2001; Лейн, 2004). Причем, судя по небольшим смещениям $\delta^{13}C_{карбонат}$ в область отрицательных значений, количество OB в карбонатных отложениях чаще всего было относительно невелико. Исключение составляет только одна проба в обр. Уш-3-17, где $\delta^{13}C_{карбонат} = -7.6\%$ фиксирует повышенные содержания OB. Характерно, что именно в этом образце присутствие OB диагностируется также и петрографическими методами. Фиксируемое по изотопному составу углерода присутствие в изученных породах OB хорошо согласуется с данными по изотопному составу серы барита и сульфидов.

Изотопный состав кислорода. Значения $\delta^{18}O_{\text{барит}}$ в проанализированных образцах варьируют от 9.9 до 14.4‰. Эти цифры очень близки к данным для кислорода сульфат-иона морской воды современного и девонского океанов, для которых средняя величина $\delta^{18}O_{SO_4}$ равна 9.3 и 15.3‰ соответственно (Claypool et al., 1980; Griffith, Paytan, 2012). Вероятнее всего, именно кислород растворенного в морской воде сульфата сконцентрирован в составе изученного барита.

Значения δ^{18} О в карбонатах барит-галенитовых руд изменяются от 14.8 до 21.0‰. Такие величины ниже уровня $\delta^{18}O_{\text{карбонат}}$ в "нормальных" седиментогенных и диагенетических карбонатах (~28–31‰), но вполне характерны для карбонатов осадочных пород, перекристаллизованных либо в ходе гидротермальных процессов, либо в условиях катагенеза (Кулешов, 2001). Для месторождения Ушкатын-III возможны оба эти варианта. Близкие значения $\delta^{18}O_{\text{карбонат}}$ ранее были установлены в марганцевых рудах месторождения и вмещающих их известняках (Брусницын и др., 2020).

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные материалы позволяют реконструировать геологическую обстановку и условия протекания рудообразующих гидротермальных процессов, помогают выявить характер генетической связи между BaSO₄—Pb- и Fe-Mnрудами месторождения Ушкатын-III. Рассмотрим эти вопросы подробнее.

Обобщение геологических и геохимических данных

Барит-галенитовые руды образовались в приповерхностных условиях в период формирования рифовых отложений. Об этом свидетельствует совокупность следующих фактов: 1) узкий стратиграфический размах оруденения; 2) стратиформный тип рудоносной залежи с локализацией барит-галенитовых скоплений почти исключительно в пределах линзовидных тел рифовых известняков;

2022

3) приуроченность рудных тел к зоне "активного" в период накопления осадков конседиментационного разлома, но отсутствие прожилкового или иного оруденения на участках поздних тектонических нарушений как подстилающих, так и (что особенно важно) перекрывающих месторождение пород; 4) текстурный и структурный облик руд, свидетельствующий, во-первых, об отложении барита, галенита и других минералов преимущественно в открытом поровом пространстве еще не полностью консолидированных карбонатных отложений, а во-вторых, об образовании руд до начала складчатых деформаций осадочных толщ; 5) изотопный состав серы, углерода и кислорода, несуший метки участия морской воды и раннедиагенетических бактериальных процессов в образовании барита, сульфидов и карбонатов.

Из сказанного следует, что изначальные представления о существовании значительного временного интервала между образованием известняков и залегающих в них барит-галенитовых руд (Каюпова, 1974; Митряева, 1979; Рожнов, 1982; Калинин, 1985) для месторождения Ушкатын-III являются плохо обоснованными. В то же время, взгляды Н.С. Скрипченко (1989) о синхронности рифо- и рудообразования находят независимые подтверждения.

В строении осадочной толщи месторождения Ушкатын-III хорошо проявлен переход от береговых фаций к шельфовым. При этом наблюдается латеральная зональность одновозрастных отложений с замещением рифового комплекса, вмещающего барит-галенитовые руды, пачкой слоистых известняков, содержащих пласты железных и марганцевых руд. Последние представляют собой гидротермально-осадочные образования, явно сингенетичные с "фоновыми" карбонатными отложениями (Каюпова, 1974; Митряева, 1979; Рожнов и др., 1976; Рожнов, 1982; Варенцов и др., 1993; Брусницын и др., 2021б). Характерной особенностью всех пород железо- и марганценосной пачки (как руд, так и вмещающих их известняков) являются высокие концентрации микроэлементов, типичных для гидротермальных барит-полиметаллических руд, прежде всего, Zn, Ba, Pb и As, а также Sr и Cd. Средние содержания этих элементов в 10 и более раз превышают аналогичные показатели для "нормальных" карбонатных отложений (Брусницын и др., 2021б). В железо- и марганценосных известняках установлена вкрапленность галенита и сфалерита, а в самих железных и марганцевых рудах – акцессорных минералов F, S, Zn, As, Sr, Ag, Sb, Te, Ba и Pb, в том числе и собственных Mn-Zn- и Mn-Pb-фаз (цинксодержащих гаусманнита и якобсита, гетеролита, кентролита и пиробелонита) (Каюпова, 1974; Брусницын и др., 2021a). Причем равномерное распределение микроэлементов (и, соответственно, многих акцессорных минералов) в основной массе пород свидетельствует о накоплении их одновременно с формированием рудоносных отложений. Если бы полиметаллическая минерализация была бы поздней по отношению к железо-марганцевой, как это предполагали первые исследователи месторождения (Каюпова, 1974; Митряева, 1979; Рожнов, 1982), то трудно объяснить, почему обогащение редкими элементами происходило не по отдельным тектоническим нарушениям, а по всему объему уже сформировавшейся рудоносной пачки. В свою очередь, барит-галенитовые руды содержат минералы марганца и железа – родохрозит, марганцевый сидерит, гематит, пирит, шамозит, скопления шамозита и гематита типичны также и для рудоносных рифовых известняков.

Пространственная и временная сопряженность с локализацией по крайней мере части залежей на одном стратиграфическом уровне и в непосредственной близости друг от друга, общие черты геохимии и минералогии роднят барит-галенитовые, железные и марганцевые руды месторождения Ушкатын-III. Вероятнее всего, в данном случае все типы руд начинали образовываться практически одновременно и являлись продуктами развития единой гидротермальной системы. Различия же в составе металлоносных залежей обусловлены дифференциацией элементов в областях разгрузки растворов. Приуроченные к зоне конседиментационного разлома барит-галенитовые скопления в карбонатных рифовых постройках накапливаются непосредственно на участке просачивания гидротерм, а расположенные на удалении от разлома железо- и марганценосные отложения представляют собой дистальные фации металлоносных отложений. Сам же консендиментационный разлом служил наиболее вероятным "подводящим каналом" для гидротермальных растворов.

Условия осаждения рудных элементов

Физико-химические условия накопления бария, свинца, цинка, железа и марганца в приповерхностных обстановках достаточно хорошо изучены (Кривовичев, 1979; Кисляков, Щеточкин, 2000; Hanor, 2000; Robb, 2005). Проведенные нами расчеты принципиально согласуются с результатами предшественников. Главные закономерности удобно отразить в виде диаграмм фазовых равновесий (фиг. 8).

Барит образуется в окислительных условиях (при значениях Eh выше границы равновесия H_2S/SO_4^{2-}) в широком диапазоне Eh и pH. Произведение растворимости барита равно 1 × 10⁻¹⁰ при $T = 25^{\circ}$ C (Лурье, 2012). Следовательно, даже очень небольшие концентрации бария и/или сульфата-иона способны продуцировать барит. В



Фиг. 8. Диаграммы устойчивости минералов Ва, Pb, Zn, Fe и Mn в воде при 25° C и 1 бар. а, б и г – Eh–pH диаграммы для минералов Ва, Pb, Zn и Fe (a) и Fe и Mn (б, г), в – $\lg_{2\Sigma}$ –pH диаграмма для сульфидов Pb, Zn, Fe и Mn. Цифрами отмечены линии моновариантных равновесий, ограничивающие поля устойчивости барита (1), галенита (2), сфалерита (3), оксидов железа (4), кальцита (5), пирита (6), оксидов марганца (7), родохрозита и сидерита (8). На диаграмме (г) серым полем обозначено поле стабильности сульфидов Pb, Zn, Fe, магнетита и вюстита. Диаграммы построены для условий: активности растворенного бария – 10^{-4} , других металлов – 10^{-6} , общей активности растворенных соединений серы для диаграмм (a) – 10^{-10} , (б) – 10^{-6} , (г) – 10^{-4} , общей активности растворенных углекислоты и метана для диаграмм (a–в) – 10^{-6} , (г) – 10^{-4} . *Минералы:* PbS – галенит, ZnS – сфалерит, FeS – троилит, Fe₃O₄ – магнетит, FeO – вюстит, CaCO₃ – кальцит, MnCO₃ – родохрозит, Fe₃CO₃ – сидерит, BaSO₄ – барит.

восстановительной же среде сульфат-ион неустойчив, поэтому барит разлагается, а барий и сера переходят в раствор. На Eh—pH диаграмме нижняя граница поля стабильности барита совпадает с линией равных концентраций в растворе сульфид- и сульфат-ионов (фиг. 8а). Галенит и сфалерит, напротив, кристаллизуются в восстановительных условиях, а в окислительных обстановках из-за окисления серы эти минералы, как и другие сильфиды, неустойчивы. В присутствии умеренно кислых, нейтральных и щелочных растворов верхние границы стабильности галенита и

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 3 2022

сфалерита проходят чуть выше линии равных концентраций сульфид- и сульфат-ионов. В результате вблизи границы перехода сульфат ↔ сульфид возможно сосуществование галенита, сфалерита и барита. В придонных частях морских бассейнов положение этой границы зависит от содержания растворенного в воде кислорода. Обычно она находится вблизи раздела вода—осадок или внутри неполностью консолидированного осадка в зоне раннего диагенеза. В анаэробных же водоемах сероводород может появляться в толще воды выше уровня дна. Но последний вариант несовместим с образованием рифовых построек.

В координатах Eh-pH поля стабильности галенита и сфалерита в присутствии раствора накладываются друг на друга в широком диапазоне условий. Поэтому галенит и сфалерит часто ассоциируют друг с другом в рудах многих полиметаллических месторождений, в том числе и Атасуйского района. Тем не менее совпадение полей стабильности этих минералов не полное. По сравнению со сфалеритом, граничная линия устойчивости галенита по оси рН смещена в сторону меньших, а по оси Eh – в сторону больших значений. Это и определяет возможность разделения свинца и цинка в гидротермальном процессе. Кроме того, образование галенита и сфалерита помимо Eh и pH контролируется также и концентрацией сульфидной серы в растворе. Произведение растворимости (ПР) сульфида свинца на три порядка меньше, чем сульфида цинка: соответственно 2.5×10^{-27} и 1.6×10^{-24} при $T = 25^{\circ}$ С (Лурье, 2012). Отсюда при прочих равных условиях образование галенита требует меньших концентраций серы, чем сфалерита. Галенит может кристаллизоваться при таких низких концентрациях серы, при которых цинк остается еще в растворе (фиг. 8в).

Этот момент принципиально важен для понимания генезиса барит-галенитовых руд месторождения Ушкатын-III. Почти полное отсутствие сфалерита в изученных рудах может быть обусловлено двумя причинами. Либо "материнские" гидротермы практически не содержали цинка. Либо концентрации сульфидной серы в области рудоотложения были такими низкими, что кристаллизация галенита при них была возможна, а сфалерита нет. Первый вариант не исключен, но представляется маловероятным. Барит-полиметаллические руды других месторождений Атасуйского района содержат как галенит. так и сфалерит. Нет серьезных оснований считать, что ушкатынские руды образуются за счет каких-либо особых гидротерм, специализирующихся именно на свинце. Кроме того, марганцевые руды и вмещающие их известняки самого месторождения Ушкатын-III характеризуются высокими содержаниями не только свинца (в среднем от 5 до 370 г/т), но и

цинка (в среднем от 39 до 2400 г/т), причем величина отношения Zn : Рb в рудах варьирует от 4 : 1 до 460 : 1, а в известняках составляет примерно 1 : 1 (Брусницын и др., 2021б). То есть цинк был в рудообразующей системе, но из-за низкой концентрации сероводорода в растворе отсутствовали условия для его накопления в области массового осаждения барита и галенита.

Поскольку согласно геологическим данным барит-галенитовые, железные и марганцевые руды генетически сопряжены, то необходимо кратко становиться на условиях накопления не только Ba, Pb и Zn, но также Fe и Mn.

Железо может осаждаться из растворов как в окислительных условиях в форме оксидов Fe³⁺ (гематита, гётита), так и в восстановительных условиях в форме магнетита, сульфидов или сидерита (фиг. 86, г). В присутствии серы в умеренно восстановительных обстановках термодинамически стабильным сульфидом является пирит. Однако эксперименты по синтезу сульфидов железа при температурах ниже 250°С показали, что прямому осаждению пирита из растворов препятствуют кинетические ограничения (Schoonen, Barnes, 1991; Schoonen, 2004). Вместо него кристаллизуются метастабильные моносульфиды железа (аморфный FeS, грейгит, макинавит, пирротин), которые затем в ходе серии фазовых трансформаций замещаются пиритом. Этот же механизм образования пирита подтверждается результатами изучения современных процессов низкотемпературного гидротермального минералобразования (Лебедев, Никитина, 1983). Поэтому, моделируя осаждение сульфидов железа из растворов, надо ориентироваться на условия образования не пирита, а моносульфида железа. В своих расчетах мы использовали термодинамические константы для троилита. Как хорошо видно на построенной диаграмме (см. фиг. 8в), по сравнению с сульфидами цинка и особенно свинца, образование троилита при любых рН требует намного более высоких концентраций сульфидной серы в растворе $(\Pi P_{\text{FeS}} = 5 \times 10^{-18} \text{ при } T = 25^{\circ}\text{C} (\text{Лурье, 2012})).$ Если, как в случае с месторождением Ушкатын-III, обстановка в области формирования барит-свинцовых залежей не позволяла кристаллизоваться даже сфалериту, то тем более она была неблагоприятна для осаждения сульфидов железа. То есть, даже если, как мы полагаем, железо присутствовало в рудоносном растворе, оно не осаждалось на сульфидном барьере. Появление же пирита в изученных породах происходит, скорее всего, путем диагенетических реакций оксидов железа с сероводородом, который образуется при бактериальной сульфат-редукции. При этом как минимум часть исходных оксидов железа осаждалась при смешении гидротермальных растворов с содержащей свободный кислород морской водой.

Процессы замещения оксидов железа сульфидами хорошо изучены в современных осадках и воспроизведены в экспериментах (Schoonen, 2004; Richard, Morse, 2005; Posfai, Dunin-Borkowski, 2006).

Накопление марганца в современных водоемах происходит в окислительных условиях в виде оксидов и гидроксидов Mn³⁺/Mn⁴⁺. Кристаллизация карбоната марганца (родохрозита) требует повышенной концентрации углекислоты (фиг. 8г), что обычно реализуется на постседиментационных стадиях литогенеза при деструкции захороненного в осадках органического вещества (Konhauser, 2007; Кулешов, 2013). В окислительных условиях родохрозит может сосуществовать с гематитом, а в восстановительных – с сидеритом, сульфидами свинца, цинка, железа и магнетитом. Ассоциация родохрозита и зонального Mn–Feкарбоната с галенитом установлена в изученных рудах (см. фиг. 7). Образование же сульфида марганца (алабандина) требует высоких концентраций серы ($\Pi P_{MnS} = 2.5 \times 10^{-13}$ при $T = 25^{\circ}$ С (Лурье, 2012)), которые в нашем случаем не достигались.

В целом сопоставление построенных диаграмм с геологическими и геохимическими данными показывает, что если, как мы полагаем, исходные гидротермальные растворы несли в своем составе все рудные элементы (Ва, Pb, Zn, Fe и Mn), то они должны были быть кислыми и восстановленными, обладать низкими концентрациями серы. В противном случае растворы не способны переносить весь набор отмеченных элементов. В области разгрузки гидротерм должен был существовать градиент условий: барит и галенит осаждались на сульфат-сульфидном барьере внутри рифовых построек, а оксиды железа и марганца на окислительном барьере вне рифа.

Модель образования барит-галенитовых руд

Механизмам формирования месторождений барита, свинца и цинка в осадочных комплексах и вопросам развития генерирующих такие рудные залежи гидротермальных систем посвящена огромная литература (см. обзоры: Кисляков, Щеточкин, 2000; Hanor, 2000; Robb, 2005; Hein et al., 2007; Wilkinson, 2014; Elswick, Maynard, 2014; Emsbo et al., 2016; Cansu, Ozturk, 2020). С учетом наработок многих других авторов и полученного оригинального фактического материала, модель генезиса барит-галенитовых руд месторождения Ушкатын-III представляется следующей.

Рудообразование происходило в прибрежной зоне морского бассейна, возникшего на месте эпиконтинентальной рифтовой системы. Ассоциация красноцветных обломочных отложений с карбонатными постройками берегового рифа свидетельствует об аридном климате, небольшой глубине моря и насыщенности воды растворенным кислородом. Структура рифового комплекса несет явные следы периодической приливно-отливной и штормовой деятельности, в результате которой монолитность слаболитифицированных известковых рифовых построек местами нарушалась, а отдельные фрагменты карбонатных слоев немного смещались друг относительно друга. Интервалы между карбонатными микроблоками отчасти заполнялись обломочным материалом и органическим веществом. Тем не менее "интракластовый каркас" из известняковых обломков сохранял значительные объемы открытого порового и трещинного пространства, доступного как для морской воды, так и для гидротермальных растворов. Вместе с тем, окаймляющие рифы тонкодисперсные, содержащие глинистый цемент осадки быстро уплотнялись и становились водонепроницаемыми. Такое строение рифового комплекса предопределило локализацию гидротермального оруденения именно в известняках, а не в окружающих их обломочных породах.

Другим фактором, контролирующим оруденение, было распределение в осадках органического вещества (ОВ), при деструкции которого вырабатывался сероводород, необходимый для осаждения сульфидов. На границе с морской водой ОВ окислялось свободным кислородом. Но если эти процессы реализовывались не полностью (например, при подъеме уровня моря и ограниченности доступа кислорода в придонные области, или при увеличении скорости седиментации и т.п.), то часть ОВ оставалась захороненной в осадках и впоследствии в обстановке субанаэробного диагенеза (внутри рифа) участвовала в реакциях сульфат-редукции. Кроме того, ОВ привносилось во внутренние части рифовых построек вместе с обломочным материалом. В любом случае количество рассеянного в осалках ОВ было небольшим. Следовательно, объемы генерируемого при деструкции ОВ сероводорода также были незначительны, а его концентрация в поровых растворах хотя и могла локально изменяться, но в целом оставалась низкой. Низкой концентрации сероводорода способствовало также периодическое разбавление поровых растворов морской водой.

Развивающийся в подобной палеогеографической и палеодинамической обстановке гидротермальный процесс обладал своей спецификой (фиг. 9). Несущие Ва, Pb, Zn, Fe, Mn и другие элементы растворы поступали в морской бассейн по конседиментационному разлому, ограничивающему один из уступов рифтовой структуры. В приповерхностной зоне растворы проникали в развивающиеся над или вблизи разлома рифовые постройки, где распространялись по "дендтритовидной" системе сообщающегося порового и трещинного пространства. Здесь, во внутренних ча-



Фиг. 9. Модель формирования барит-галенитового оруденения в карбонатной рифовой постройке. 1 – рифообразующие органогенно-водорослевые известняки, 2 – продукты разрушения рифовых построек: известковые алевролиты, песчаники, брекчии; 3 – органогенное вещество в составе обломочного материала внутри рифовой постройки; 4 – барит-галенитовая минерализация; 5 – тонкодисперсные оксиды железа на поверхности рифогенных отложений; 6 – исходные гидротермальные растворы, несущие Ва, Pb, Zn, Fe, Mn; 7 – частично истощенные, потерявшие основную массу Ва и Pb; 8 – рассеянные в морской воде, сильно истощенные растворы, потерявшия основную массу Ва, Pb и Fe; 9 – морская вода, просачивающаяся внутрь рифовой постройки, частично потерявшая кислород при окислении органического вещества в верхних горизонтах рифа. Цифрами в скобках отмечены реакции: 1 – аэробного окисления органического вещества, 2 – бактериальной сульфат-редукции, 3 – образования барита, 4 – образования галенита.

стях рифовых построек, происходило смешение гидротерм с морской и поровой водами и частичная разгрузка растворов. Отложение рудных минералов происходило в результате снижения температуры (при поступлении гидротерм в приповерхностные зоны), увеличения pH (за счет реакции раствора с карбонатными отложениями), увеличения Eh (за счет растворенного в морской воде кис-

лорода), появления SO_4^{2-} (в составе морской воды) и H_2S/HS^- (вырабатываемого в поровых водах в процессе бактериальной сульфат-редукции). Барий и свинец осаждались сразу при появлении в растворах сульфат-иона и при очень низких концентрациях сероводорода и кислорода. Такие условия реализовывались внутри рифогенных отложений при ограниченном или периодически прекращающемся доступе морской воды. Однако эти же условия не являются геохимическим барьером для основной массы цинка, железа и марганца, которые преимущественно оставались в растворе и покидали область рудоотложения. Лишь

в некоторых участках создавались относительно высокие концентрации сероводорода, способствовавшие появлению сфалерита. Одновременно при деструкции ОВ повышалась концентрация углекислоты в поровом растворе, что приводило к локальному осаждению марганца и железа в составе родохрозита и марганцевого сидерита, а также образованию доломита.

Таким образом, рифовые отложения являлись своеобразным "геохимическим фильтром", просачиваясь сквозь который гидротермальные растворы изменяли свой состав, теряя большую часть бария и свинца, но сохраняя цинк, железо, марганец и некоторые другие элементы. Часть железа переходила в осадок в виде оксидов и гидроксидов Fe³⁺ при достижении уже "истощенных" гидротерм внешних частей рифовых построек, непосредственно контактирующих с насыщенной свободным кислородом морской водой. Таким путем, по всей видимости, образуются скопления оксидов железа на поверхности известняков, разделяющих отдельные ритмы в пределах рифовых построек. В дальнейшем седиментогенные оксиды железа могли частично замещаться пиритом и шамозитом. Повышенные содержания железа характерны также для обломочных пород, окаймляющих рифовые постройки. Другая часть железа, а также марганец и цинк в основном покидали рудоносный риф. Железо и марганец накапливались в окислительных условиях в геоморфологических ловушках на некотором удалении от берега (Брусницын и др., 2021б), а цинк рассеивался в окружающем пространстве, не образуя рудных скоплений.

Исходя из сказанного, разумно предполагать, что при отсутствии рифовых построек или на начальных стадиях их формирования, в зоне просачивания гидротерм на морское дно должны образовываться не содержащие галенит баритовые отложения. Появление же галенита было возможно лишь в зрелых рифовых постройках, во внутренних частях которых осуществлялась бактериальная сульфат-редукция, поставлявшая в поровые растворы сероводород.

При последующем перекрытии рифовых построек более молодыми отложениями осаждение бария и свинца должно было прекратиться, даже если гидротермальное поступление вещества все еще продолжалось. Это происходило в результате исчерпания захороненного в осадке ОВ и, как результат, прекращения процессов сульфат-редукции, а также сокращения открытого порового пространства в породах и, следовательно, доступа несущей сульфат морской воды.

Природа рудоносных гидротермальных систем

Главными дискуссионными вопросами в рассмотренной модели являются способы формирования гидротермальных растворов, источники переносимых ими металлов, механизмы поступления гидротерм в область рудоотложения. Проведенные нами исследования не дают прямых ответов на эти вопросы. Тем не менее мы считаем необходимым высказать некоторые соображения.

Предыдущие исследователи рассматривали месторождение Ушкатын-III и другие рудные объекты Жальминского грабена как результат эволюции долгоживущих гидротермальных систем, зарождавшихся в фундаменте рифтогенной структуры и парагенетически связанных с магматическими очагами, питавшими синхронный с осадконакоплением вулканизм (Рожнов, 1982; Варенцов и др., 1993). Не оспаривая принципиальную возможность такого сценария, тем не менее отметим, что по многим признакам месторождение Ушкатын-III сопоставимо с объектами так называемого ирландского типа (Irish-Type). К таковым признакам относятся (Wilkinson, 2014): локализация рудных залежей в бортах рифтогенной структуры; трансгрессивный тип мощного осадочного разреза с красноцветными континентальными отложениями в основании и морскими глинисто-кремнисто-карбонатными породами в верхней части; ограниченное развитие в районе магматических пород; приуроченность месторождений к осадкам узкого возрастного интервала; стратиформный характер залегания рудных тел; локализация руд в карбонатных породах; явно наложенный на вмещающие известняки характер оруденения; отсутствие околорудных изменений окружающих пород; тяготение месторождений к зонам конседиментационных разломов; высокие содержания в рудах сульфидов; отрицательные значения $\delta^{34}S_{\text{сульфил}}$.

Месторождения ирландского типа в настояшее время выделяются как промежуточные по условиям и механизмам формирования между месторождениями SEDEX (Sedimentary exhalative) и MVT (Mississippi Valley-Type) типов (Wilkinson, Eyre, 2005; Wilkinson, 2014; Emsbo et al., 2016). Месторождения всех этих типов приурочены к осадочным толшам. но различаются по составу вмещающих пород, характеру локализации руд и способу их образования. Объекты SEDEX типа, как правило, представлены пластовыми залежами сульфидов в углеродистых сланцах; накопление руд и вмещающих пород происходит синхронно. Месторождения МVТ - это скопления гнездовидно-прожилковых, брекчиевидных и реже массивных гидротермальных Pb-Zn-руд в известняках и доломитах; руды эпигенетические, временной интервал между формированием вмещающих пород и руд составляет десятки миллионов лет. Месторождения ирландского типа также приурочены к карбонатным породам, руды являются гидротермальными, наложенными на вмещающие породы, но геологический возраст карбонатных пачек и оруденения практически одинаков, растворы проникают в еще не полностью консолидированные отложения. По многим характеристикам месторождения ирландского типа ближе к объектам SEDEX типа, чем к месторождениям MVT (Wilkinson, 2014).

По современным представлениям, месторождения SEDEX и ирландского типов формируются преимущественно за счет растворов, циркулирующих в осадочных толщах, а вклад магматических процессов, если и проявлен, то сводится к подведению тепла, активизировавшего гидротермальную систему (McKibben, Hardie, 1997; Кисляков, Щеточкин, 2000; Robb, 2005; Холодов, 2006; Wilkinson, 2014; Emsbo et al., 2016). Предполагается, что предпосылки для развития рудогенеза закладывались еще на ранних этапах становления рифтовых систем, в период накопления красноцветных континентальных отложений.

2022

271

Формирование красноцветных толщ происходит в аридных обстановках и нередко сопровождается образованием локальных бассейнов с повышенной соленостью воды, в том числе и эвапоритовых. Захоронение соленосных вод и/или отложений, смешение их с метеорными водами приводит к появлению в осадочных толщах хлоридных рассолов, способных выщелачивать из окружающих пород и переносить на значительные расстояния многие металлы. Металлоносность рассолов увеличивается по мере роста температуры. Важно также то, что не подвергшийся химическому выветриванию обломочный материал красноцветных отложений несет в себе большой запас рассеянных элементов: источниками Fe, Mn и Zn служат Fe–Mg-силикаты, а Ва и Рь – полевые шпаты. За счет выщелачивания этих и других элементов из минералов алевролитов, песчаников и т.п. пород создается рудоносный потенциал гидротерм. Возможными современными аналогами подобных гидротермальных систем служат горизонты металлоносных рассолов в осадочных толщах рифтовой долины Солтон Си в Калифорнии (McKibben et al., 1988; McKibben, Hardie, 1997). Здесь, под воздействием глубинного теплового потока, на глубинах 1-3 км происходит преобразование насыщенных водой обломочных отложений, содержащих озерные эвапориты, в результате чего формируются Na-Ca-Cl рассолы, разогретые до температур порядка 130-360°C, обогащенные Fe, Mn, Pb, Zn, Cu и некоторыми другими элементами. При поступлении таких рассолов в верхние горизонты осадочного разреза происходит их частичная разгрузка с осаждением сульфидов и оксидов металлов. Другим примером развития современных гидротермальных процессов в красноцветных отложениях является Челекенская рудообразующая система в пределах Западно-Туркменской впадины (Лебедев, Никитина, 1983). От рифтогенной структуры Солтон Си она отличается по геодинамической позиции. Однако температуры, Na-Ca-Cl-coстав, металлоносность (Pb, Zn, Fe, Cu, Cd, Sr, Tl) растворов, а также условия разгрузки гидротерм Челекенской системы принципиально сходны с теми, что установлены для района Солтон Си.

При дальнейшем растяжении рифта новообразованные тектонические нарушения вскрыли погребенные в красноцветных толщах горизонты рудоносных растворов и дали выход гидротермам на поверхность морского дна, где осуществлялась их разгрузка. Помимо перепада давления, подъему растворов способствовало также их дополнительное нагревание от зарождающихся в основании рифта магматических очагов. В итоге создавались серии конвективных гидротермальных ячеек, где разогретые гидротермы поднимались наверх, а на их место поступали новые порции растворов из соседних участков той же красноцветной толщи. В гидротермальную систему вовлекалась также и проникающая в осадки морская вода. При этом ее доля должна закономерно возрастать по мере исчерпания захороненных в красноцветах растворов. Одновременно должна была снижаться и металлоносность гидротерм, так как 1) по сравнению с погребенными рассолами, соленость морской воды ниже; 2) время взаимодействия у морской воды с осадками меньше, чем у погребенных рассолов; 3) запас металлов в осадках постепенно истощается. Кроме того, постепенное остывание магматических очагов уменьшало температуру растворов и движущую силу гидротермального процесса.

Мы полагаем, что подобные воззрения вполне могут быть применимы и к месторождению Ушкатын-III и другим объектам Атасуйского района. Безусловно, в данном случае это не более чем рабочая гипотеза, нуждающаяся в дополнительном обосновании и проработке. Но сходство изученного месторождения по многим параметрам с эталонными объектами SEDEX и ирландского типов не может не обратить на себя внимание. В связи с этим важно отметить. что в районе месторождения Ушкатын-III, как и в пределах Жальминского грабена в целом, нет эвапоритов, с которыми гипотетически можно связать происхождение рудоносных рассолов. Однако соленосные отложения установлены в одновозрастных красноцветных породах соседней Чу-Сарысуйской депрессии, входящей вместе с Жальминской впадиной в единую рифтовую систему (Веймарн, Милановский, 1990; Кисляков, Щеточкин, 2000).

Вместе с тем, месторождение Ушкатын-III отличается от объектов ирландского типа по ряду признаков. На месторождениях ирландского типа обычно широко проявлена доломитизация вмещающих известняков, а руды специализированы на свинец и цинк, иногда дополнительно обогащены медью, кадмием, серебром и другими металлами, изредка содержат экономически значимые скопления барита (Wilkinson, 2014). В то же время на месторождении Ушкатын-III доломитизация развита крайне ограниченно, для руд типичны высокие содержания барита и очень низкие цинка, а барит-свинцовое оруденение здесь сопровождается крупными залежами гидротермально-осадочных руд железа и марганца. Все это дает основание выделить месторождение Ушкатын-III как особый подтип в ряду объектов ирландского типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследований получены следующие выводы.

1) Барит-галенитовые руды месторождения Ушкатын-III образовались вблизи поверхности морского дна в результате разгрузки гидротермальных растворов внутри не полностью литифицированной рифовой постройки — либо во внутренних зонах еще формирующегося рифа, либо на самых ранних этапах захоронения уже отмершего рифа.

2) Отложение рудного вещества происходило в области смешения гидротермальных растворов, несущих Ba, Pb, Zn, Fe, Mn и другие элементы, с заполняющими поровое и трещинное пространство внутри рифа придонными водами, в которых происходило бактериальное восстановление сульфат-иона морской воды до сероводорода. Образо-

вание барита осуществлялось при участии SO_4^{2-} морской воды, а галенита и других сульфидов – за счет H_2S/HS^- , генерирующегося в ходе бактериальной сульфат-редукции.

 Гидротермальные растворы содержали и свинец, и цинк. Отсутствие цинка в барит-галенитовых рудах связано с низкими концентрациями сероводорода в области рудоотложения, при которых происходит образование сульфида свинца, но невозможно осаждение сульфида цинка.

4) Барит-галенитовые и железо-марганцевые руды месторождения являлись продуктами развития единой гидротермальной системы. Просачиваясь сквозь риф, гидротермы теряли большую часть Ва и Рb, которые осаждались в форме барита и галенита, но сохраняли в растворенном виде Zn, Fe и Mn. В дальнейшем Fe и Mn осаждались в оксидной форме: Fe – на поверхности рифа или на некотором удалении от него, а Mn – на значительном расстоянии. Цинк же рассеивался в окружающем пространстве, не образуя рудных скоплений.

5) Специфика месторождения Ушкатын-III, сочетающего в себе гидротермальные барит-галенитовые и гидротермально-осадочные железомарганцевые руды, обусловлена существованием на ограниченной территории двух разных типов геохимических барьеров — сульфат-сероводородного и кислородного соответственно.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность председателю правления АО "Жайремский ГОК" (поселок Жайрем, Республика Казахстан) А.Ю. Бурковскому и геологам этого предприятия В.А. Волкову, О.А. Муратову, А.Н. Абдельмановой, Ж.Ж. Акимееву, К.А. Акшаловой, А.С. Бурханову, Р.Б. Иваковой, Г.К. Турлыновой за содействие в реализации полевых исследований. Исследования выполнены с использованием аналитических возможностей ресурсных центров Санкт-Петербургского государственного университета "Рентгенодифракционные методы исследования", "Микроскопии и микроанализа" и лаборатории минералогии рудогенеза Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс).

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке госзадания Института минералогии Южно-Уральского федерального научного центра минералогии и геоэкологии УрО РАН по теме "Минералого-геохимическая эволюция и металлогения гидротермальных, аутигенных и гипергенных рудообразующих систем", № АААА-А19-119061790049-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брусницын А.И., Кулешов В.Н., Садыков С.А., Перова Е.Н., Верещагин О.С. Изотопный состав (δ¹³С и δ¹⁸О) и генезис марганценосных отложений месторождения Ушкатын-Ш, Центральный Казахстан // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 6. С. 522–548.

Брусницын А.И., Перова Е.Н., Верещагин О.С., Бритвин С.Н., Платонова Н.В., Шиловских В.В. Минералогия железных и марганцевых руд месторождения Ушкатын-Ш, Центральный Казахстан // Записки РМО. 2021а. № 1. С. 1–29.

Брусницын А.И., Перова Е.Н., Верещагин О.С., Ветрова М.Н. Геохимические особенности и условия накопления марганценосных отложений комплексного (Fe–Mn и BaSO₄–Pb) месторождения Ушкатын-III, Центральный Кахахстан // Геохимия. 20216. № 7. С. 818–850.

Бузмаков Е.И., Шибрик В.И. Стратиграфия и литология фаменских и турнейских отложений Атасуйского рудного района // Советская геология. 1976. № 2. С. 61–79.

Бузмаков Е.И., Шибрик В.И., Рожнов А.А., Середа В.Я., Радченко Н.М. Стратиформные железо-марганцевые и полиметаллические месторождения Ушкатынского рудного поля (Центральный Казахстан) // Геология руд. месторождений. 1975. № 1. С. 32–46.

Варенцов И.М., Веймарн А.Б., Рожнов А.А., Шибрик В.И., Соклова А.Л. Геохимическая модель формирования марганцевых руд фаменского рифтогенного бассейна Казахстана (главные компоненты, редкие земли, рассеянные элементы) // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 3. С. 56–79.

Веймарн А.Б. Железо-марганцевые месторождения фамена Центрального Казахстана // Геология и геохимия марганца. Отв. ред. И.М. Варенцов. М.: Наука, 1982. С. 122–127.

Веймарн А.Б., Милановский Е.Е. Фаменский рифтогенез на примере Казахстана и некоторых других регионов Евразии. Статья 1 // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отделение геологии. 1990. № 4. С. 34–47.

Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с.

Жайремский горно-обогатительный комбинат. Годовой отчет за 2015 год. Издательство АО ЖГОК, 2015. 103 с.

Калинин В.В. Метаморфизм в марганцевых и железомарганцевых рудах месторождений Ушкатынской группы (Центральный Казахстан) // Геология и геохимия марганца. Отв. ред. И.М. Варенцов. М.: Наука, 1982. С. 122–127. Калинин В.В. Комплексные железо-марганцевые и цинк-свинец-баритовые руды месторождений Ушкатынской группы (Центральный Казахстан) // Вулканогенно-осадочные и гидротермальные марганцевые месторождения. Отв. ред. И.В. Витовская. М.: Наука, 1985. С. 5–64.

Калинин В.В., Рожнов А.А., Бузмаков Е.И., Середа В.Я., Шибрик В.И. Вещественный состав руд и генетические особенности месторождений Ушкатынского рудного поля // Марганцевое рудообразование на территории СССР. Отв. ред. Д.Г. Сапожников. М.: Наука, 1984. С. 131–137.

Каюпова М.М. Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974. 232 с.

Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. М.: ЗАО "Геоинфоммарк", 2000. 611 с.

Коробкин В.В., Буслов М.М. Тектоника и геодинамика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозоиды Казахстана) // Геология и геофизи-ка. 2011. № 12. С. 2032–2055.

Кривовичев В.Г. Парагенезисы минералов и анализ минеральных равновесий в баритовых и барит-полиметаллиеских месторождениях // Минералы и парагенезисы минералов, горных пород и руд. Л.: Наука, 1979. С. 45–59.

Крылов Н.Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. М.: Наука, 1975. 243 с.

Кулешов В.Н. Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 6. С. 610–630.

Кулешов В.Н. Марганцевые породы и руды: геохимия изотопов, генезис, эволюция рудогенеза. М.: Научный мир, 2013. 506 с.

Лебедев Л.М., Никитина И.Б. Челекенская рудообразующая система. М.: Наука, 1983. 240 с.

Леин А.Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 1. С. 3–35.

Лурье Ю.Ю. Справочник по аналитической химии. М.: Книга по требованию, 2012. 440 с.

Митряева Н.М. Минералогия барито-цинково-свинцовых руд месторождений Атасуйского района. Алма-Ата: Наука, 1979. 219 с.

Рожнов А.А. О геолого-генетических особенностях марганцевого оруденения западной части Джаильминской мульды и месте марганцевого оруденения в ряду проявлений железа и полиметаллов района // Марганцевые месторождения СССР. Отв. ред. Д.Г. Сапожников. М.: Наука, 1967. 311–324.

Рожнов А.А., Бузмаков Е.И., Манухин Н.К., Щибрик В.И. О зональности отложений железных и марганцевых руд Атасуйских месторождений (Центральный Казахстан) // Геология руд. месторождений. 1976. № 3. С. 23–32.

Рожнов А.А. Сравнительная характеристика марганцевых месторождений Атасуйского и Никопольско-чиатурского типов // Геология и геохимия марганца. Отв. ред. И.М. Варенцов. М.: Наука, 1982. 116–121.

Скрипченко Н.С. Прогнозирование месторождений цветных металлов в осадочных породах. М.: Недра, 1989. 207 с.

Справочное пособие по стратиформным месторождениям. Под ред. Л.Ф. Наркелюна, А.И. Трубачева. М.: Недра, 1990. 391 с.

Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 608 с.

Щерба Г.Н. Некоторые особенности изучения месторождений атасуйского типа // Известия АН КазССР. Сер. геол. 1964. № 5. С. 15–33.

Шерба Г.Н. Месторождения атасуйского типа // Геология руд. месторождений. 1967. № 5. С. 106–114.

Atlas of Mineral deposit models of the Republic of Kazakhstan / Eds. Daukeev S.Zh., Uzhkenov B.S., Bespaev Kh.A., Miroshnichenko L.A., Mazurov A.K., Sayduakasov M.A. Almaty: Printing House "Center for geoinformation of the MF RK". 2004. 141 p.

Bethke C.M. Geochemical Reaction Modeling // New York, Oxford University Press Inc. 1996. 397 P.

Canfield D.E. Biogeochemistry of Sulfur Isotopes // Rev. Mineral. Geochem. 2001. V. 43. P. 607–636 p.

Cansu Z., Ozturk H. Formation and genesis of Paleozoic sediment-hosted barite depositys in Turkey // Ore Geol. Rev. 2020. V. 125. 103700. 1–16 p.

Claypool G.E., Holser W.T., Kaplan I.R., Sakai H., Zak I. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mitual interpretation // Chem. Geol. 1980. V. 28. P. 199–260.

Elswick E.R., Maynard J.B. Badded barite deposits: environments of deposition, styles of minerakization, and tectonic settings // Treatise on geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 2014. V. 13. P. 629–655.

Emsbo P., Seal, R.R., Breit, G.N., Diehl, S.F., Shah, A.K. Sedimentary exhalative (sedex) zinc-lead-silver deposit model // U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report. 2016. 2010–5070–N. 57 p.

Fry B., Brand W., Mersch F. J., Tholke K.& Garritt R. Automated analysis system for coupled d¹³C and d¹⁵N measurement // Analytical Chemistry. 1992. V. 64. P. 288–291.

Giesemann A., Jager H. J., Norman A. L., Krouse H. P., Brand W. A. Online sulfur-isotope determination using an elemental analyzer coupled to a massspectrometer // Analytical Chemistry. 1994. V. 66. P. 2816–2819.

Grassineau N.V., Mattey D., Lowry D. Sulfur isotope analysis of sulfide and sulfate minerals by continuous flow-isotope ratio mass spectrometry // Analytical Chemistry. 2001. V. 73. P. 220–225.

Griffith E.M., Paytan A. Barite in the ocean – occurence, geochemistry and palaeoceanographic applixations // Sed-imentology. 2012. Vol. 59. P. 1817–1835.

Hanor J.S. Barite-celestine Geochemistry and Environments of Formation // Rev. Mineral. Geochem. 2000. V. 40. P. 193–275.

Hein J.R., Zierenberg R.A., Maynard J.B., Hannington M.D. Barute-forming environment along a rifted continental margin, Southern California Borderland // Deep-Sea Reserch II. 2007. V. 54. P. 1327–1349.

Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2018. 437 p.

Johnson C.A., Kelley K.D., Leach D. Sulfur and oxygen isotopes in barite deposits of the Western Brooks Range, Alaska, and implications for the origin of the Red Dog massive sulfide deposits // Econ. Geol. 2004. V. 99. P. 63–86. Johnson C.A., Emsbo P., Poolw F.G., Rye P.R. Sulfur- and oxygen-isptopes in sediment-hosyed stratiform barite deposits // Geochim Cosmochim Acta. 2009. V. 73. P. 133–147. Konhauser K. Introduction to geomicrobiology. Carlton,

Australia: Blackwell Publishing, 2007. 425 p.

McKibben M., Andes J.P., Williams A.E. Active ore formation at a brine interface in metamorphosed deltaic lacustrine sediments: the Solton Sea geotermal system, Calofornia // Econ. Geol. 1988. V. 83. P. 511–523.

McKibben M., Hardie L.A. Ore forming brines in active continental rifts // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York: John Wiley and Sons Inc., 1997. P. 877–936 p.

Posfai M., Dunin-Borkowski R.E. Sulfudes in biosystems // Rew. Mineral. Geochem. 2006. V. 61. P. 679–714.

Richard D., Morse J.W. Acia volatiale sulfide (AVS) // Marine Chemistry. 2005. V. 97. P. 141–197.

Robb L. Introduction to ore-forming processes. Malden; Oxford; Carlton: Blackwell Publishing. 2005. 373 p.

Schoonen M.A.A. Mechanisms of sedimentary pyrite formation // Geological Society of America. Special Paper. 2004. V. 379. P. 117–134.

Schoonen M.A.A., Barnes H.L. Reactions forming pyrite and marcasite from solution: III. Hydrothermal processes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 3491–3504.

Seal R.R. Sulfur isotope geochemistry of sulside minerals // Rev. Mineral. Geochem. 2006. V. 61. P. 633–677.

Werner R. A., Brand W. A. Referencing strategies and techniques in stable isotope ratio analysis // Rapid Commun. Mass Spectrom. 2001. V. 15. P. 501–519.

Wilkinson J.J. Sediment-hosted zinc-lead mineralization: processes and perspectives // Treatise on geochemistry. Amsterdam: Elsevier. 2014. V. 13. P. 219–250.

Wilkinson J.J, Eyre S.L. Ore-forming processes in Irish-Type carbonate-hosted Zn-Pb deposits: evidence from mineralogy, chemisrty, and isotopic composition of sulfides at the Lishen mine // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 63–86. УДК 553.08

МИНЕРАЛЫ И ТР-ПАРАМЕТРЫ ЭВОЛЮЦИИ ГАББРО-НОРИТОВОГО МАССИВА ЛУККУЛАЙСВААРА, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ

© 2022 г. А. Р. Котельников^{а, *}, Н. И. Сук^{а, **}, З. А. Котельникова^{а, b}, Ю. Б. Шаповалов^{а, ***}

^аИнститут экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, ул. Акад. Осипьяна, 4, Черноголовка, Московской обл., 142432 Россия

^bИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,

Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*e-mail: kotelnik@iem.ac.ru **e-mail: sukni@iem.ac.ru ***e-mail: shap@iem.ac.ru Поступила в редакцию 08.08.2020 г. После доработки 18.10.2021 г. Принята к публикации 09.11.2021 г.

Изучены образцы габбро-норитов и габбро из расслоенного базит-гипербазитового массива Луккулайсваара (Северная Карелия). На основе данных о составах минералов, слагающих эти породы, определены *TP*-параметры его становления. Предполагается, что массив Луккулайсваара формировался в три этапа: первый, магматический, связанный с внедрением расплава основного состава и началом кристаллизации пород при температурах выше 1000–1200°С и давлении ~10–13.5 кбар; второй – позднемагматический, обусловленный автометасоматической переработкой отделяющимися флюидами, и третий – гидротермальный, связанный с более поздними процессами. Температуры ниже 800°С могут отражать либо последние этапы магматического процесса, либо постмагматическую высокотемпературную гидротермальную стадию.

Ключевые слова: базит-гипербазитовый массив, габбро, габбро-норит, анортозит, минеральные парагенезисы

DOI: 10.31857/S0016777022030030

введение

Расслоенный базит-гипербазитовый массив Луккулайсваара (Северная Карелия) расположен в Панаярви-Ципрингской рифтогенной структуре субширотного простирания, находящейся в пределах архейского кратона, и относится к Олангской группе массивов. В строении массива выделяются 4 зоны (Монтин, 2009): в основании расслоенной серии залегает ультрамафитовая зона, далее вверх по разрезу следует норитовая, затем габбро-норитовая и завершает разрез габбровая зона. На фиг. 1 приводится схематическая геологическая карта массива Луккулайсваара (по Монтин, 2009). Возраст массива по данным работы (Amelin et al., 1995) отвечает 2442 ± 1млн лет (U-Рь метод, циркон). Рудоносными являются габбро-норитовая и норитовая зоны, которые представлены переслаиванием габбро, мезо-, лейкократовых габбро-норитов, норитов, оливиновых норитов и анортозитов.

Геологическому положению и особенностям строения массива Луккулайсваара посвящено достаточно много работ. В работах Е.В. Шаркова и Г.В. Ледневой (1993) приведены данные по классификации и петрологическому описанию пород массива с оценкой условий их генезиса. В.А. Глебовицкий с соавторами (Glebovitsky et al., 2001) провели петролого-геохимическое изучение пород массива, большое внимание было обращено также на выяснение возможных условий рудогенеза.

Исследованию рудной минерализации, в том числе и элементов платиновой группы (ЭПГ) массива Луккулайсваара посвящены фундаментальные работы Т.Л. Гроховской и др. (1989, 1992), А.Ю. Баркова и др. (1992), А.Ю. Баркова и А.И. Леднева (Barkov, Lednev, 1993), А.Ю. Баркова (2012), С.В. Семенова (2012) и др.

Рудные минералы представлены пирротином, пентландитом, борнитом, халькозином, ковеллином, пиритом, виоларитом, мельниковитом, сфалеритом, а также галенитом, миллеритом, джапуритом, аргентопентландитом и кобальтином. Среди минералов ЭПГ встречены арсениды – стиллуотерит, мертиит (Гроховская и др., 1992), теллури-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта массива Луккулайсваара (приводится по Монтин, 2009): 1 – гранодиориты; 2 – плагиопироксениты; 3 – нориты; 4 – микрогаббро-нориты; 5 – габбро-нориты; 6 – габбро; 7 – андезиты; 8 – дайки основного состава; 9 – геологические границы; 10 – установленные разломы; 11 – предполагаемые разломы; 12 – надвиги.

ды, висмутотеллуриды, сульфоарсениды (Семенов, 2012).

В работе А.Н. Берковского и др. (1999) приводятся *PT*-условия внедрения магмы, сформировавшей интрузив, в архейские гранито-гнейсы: $P \sim 10-12$ кбар; T = 1250-1300°С. А.Б. Кольцов и В.С. Семенов (2000) изучали последующие этапы становления массива, а также провели термодинамическое моделирование постмагматических стадий минерало- и рудогенеза. В результате предложена схема эволюции интрузива на поздней и постмагматической стадии (Семенов и др., 2008; Семенов, 2012).

Несмотря на обширный литературный материал, остаются неизученными физико-химические параметры зарождения основных магматических расплавов и изменения этих параметров при подъеме магмы вверх и внедрении во вмещающие породы, а также на постмагматическом этапе эволюции пород массива. Длительная и достаточно сложная геологическая история региона подразумевает наличие интенсивных гидротермальных процессов, которые должны найти отражение в минеральных ассоциациях пород массива. Для оценок параметров эволюции массива Луккулайсваара целесообразно использовать комплекс методов, разработанный в последние десятилетия для определения и моделирования процессов генезиса океанических базальтов.

Используя детальное описание пород массива Луккулайсваара (Glebovitsky et al., 2001), мы выбрали для исследования следующие разности пород, составляющих большую часть объема массива: габбро-нориты (доминирующий парагенезис Pl + Cpx \pm Opx); нориты (Pl + Opx \pm Cpx); анортозиты (Pl + Cpx), а также породы, отнесенные к рудным разностям, которые помимо Pl \pm Cpx \pm Opx содержат сульфиды. Цель нашей работы состояла в исследовании условий начала кристаллизации и дальнейшей эволюции минерального состава наиболее распространенных пород массива Луккулайсваара (как на магматическом, так и на постмагматическом этапах). Задачами работы было изучение вещественного состава отобранных пород, оценка составов минералов из характерных парагенезисов и на этой основе моделирование хода кристаллизации и изменения *PT*- параметров минералогенеза массива.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Составы отобранных образцов пород определяли различными методами: атомной абсорбции, рентгеноспектральным, фотоколориметрическим, ICP-MS. Результаты анализов главных породообразующих элементов, полученные этими методами, хорошо сопоставимы друг с другом. Составы минералов из магматических пород массива определяли микрозондовым анализом (ИЭМ РАН). Использовали сканирующий электронный микроскоп Tescan Vega II XMU (Tescan, Чехия), оснащенный системой для рентгеноспектрального микроанализа INCA Energy 450 с энергодисперсионным (INCAxsight) рентгеновским спектрометром (Oxford Instruments, Англия) и программной платформой INCA Energy+.

Расчеты составов пироксенов, плагиоклазов, калиевых полевых шпатов проводили по методу, основанному на количестве атомов кислорода в элементарной ячейке. Для амфиболов и хлоритов использовали катионный метод с учетом баланса зарядов. Поскольку целью работы была оценка физико-химических параметров минерало- и петрогенеза, для обработки данных и оценки схемы процессов кристаллизации по составам магматических пород использовали программы "Петролог" (Danyushevsky and Plechov, 2011), "Feldspar-L", "Orthopyroxene-L" (Putirka, 2008), "CpxBar" (Nimis, Ulmer, 1998; Nimis, 1999). Для определения РТ-параметров постмагматической эволюции массива проводились расчеты по составам сосуществующих минералов парагенетических ассоциаций как габбро (Cpx + Pl ± Amf), так и габбро-норитов с парагенезисами (Cpx + Opx + Pl ± \pm Amf). При проведении всех расчетов мы выбирали составы находящихся в контакте или близко расположенных зерен минералов. Известно, что при протекании процессов метаморфизма с активным участием водного флюида происходит смена минеральных парагенезисов. Соответственно, при этом изменяются составы сосуществующих минералов – твердых растворов. В работе О.В. Авченко (1990) определены размеры зон локального равновесия минеральных ассоциаций в зависимости от *РТ*-параметров. Отбор минеральных пар для оценок температур проводился согласно критериям,

приведенным в этой работе. Для расчета равновесий амфибол—плагиоклаз и амфибол—клинопироксен использовали программные комплексы TWQ (Berman, 2007); Amphibol-PT (Dale et al., 2000; Симакин, Шапошникова, 2017), а также программы, составленные нами по данным (Перчук, Рябчиков, 1976; Котельников и др., 2009). Расчет температур по составам сосуществующих полевых шпатов выполняли по программе SOLVCALC (Nekwasil, 1994). Для низкотемпературных процессов применяли хлоритовый термометр (Cathelineau, Neiva, 1985).

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Изучение составов пород

Исследовались главные типы пород, составляющих большую часть объема массива: габбро-нориты, нориты, анортозиты и рудные разности. Составы групп пород, выделенных согласно классификации (Glebovitsky et al., 2001), приведены в табл. 1.

Следует отметить, что содержание SiO_2 в группе габбро-норит—норит—анортозит одинаковое (51.4 мас. %), только в рудных разностях оно снижается до 47.4 мас. %. Содержание глинозема максимально в анортозитах (21.1 мас. %), минимально в рудных разностях до (12.4 мас. %). Сумма (FeO + MnO + MgO) максимальна в рудных разностях пород (27.4 мас. %) и минимальна в анортозитах (11.5 мас. %). Результаты пересчетов составов этих пород на нормативные минералы по методу CIPW приведены в табл. 2.

Для оценки ликвидусных фаз мы использовали программный комплекс "Петролог" (версия Petrolog 3.0.0.7). Для расчета по составам пород (табл. 1) приняты следующие начальные параметры: давление 10 кбар (Glebovitsky et al., 2001), содержание воды в расплаве 0 и 2 мас. %. Результаты расчетов приведены в табл. 3. Как видно из таблицы, первой ликвидусной фазой в изучаемых породах были разные минералы: ортопироксен, оливин и плагиоклаз.

Анализ минеральных парагенезисов

Исследования существующих минеральных парагенезисов проведены в габбро-норитах, норитах, анортозитах, а также рудных разностях пород массива Луккулайсваара.

Нориты

В микрозернистом норите детально проанализирован парагенезис OPx + CPx + Amf + Pl (обр. Л-11, Л-32). Составы минералов приведены в табл. 4.
279

Средние составы пород										
	Габбро-нориты		Hop	ОИТЫ	Анортозиты		Рудные	разности		
Оксиды	Mac. %	$E_{\rm x}^{(1)}$	Mac. %	$E_{\rm x}^{(1)}$	Mac. %	$E_{\rm x}^{(1)}$	Mac. %	$E_{\rm x}^{(1)}$		
SiO ₂	51.57	1.2	51.52	1.0	51.14	2.9	47.36	2.7		
TiO ₂	1.05	1.0	0.30	0.1	0.24	0.1	0.21	0.1		
Al_2O_3	14.54	2.7	13.51	2.1	21.39	7.1	12.38	2.1		
FeO	9.74	4.1	8.08	1.5	4.40	1.4	13.76	7.7		
MnO	0.27	0.1	0.17	0.03	0.18	0.1	0.25	0.07		
MgO	8.29	4.0	12.72	1.2	6.94	3.9	13.44	7.6		
CaO	11.37	2.7	10.98	1.2	12.01	0.9	10.42	2.5		
Na ₂ O	2.57	0.7	2.04	0.5	2.59	0.9	1.39	1.1		
K ₂ O	0.58	0.4	0.33	0.06	0.50	0.3	0.27	0.1		
P_2O_5	0.04	0.02	0.03	0.02	0.05	0.03	0.05	0.03		
Cr ₂ O ₃	0.10	0.05	0.05	0.03	0.06	0.04	0.07	0.05		
Сумма	100.12	_	99.73	_	99.50	—	99.60	_		

Таблица 1. Средние составы главных групп пород массива Луккулайсваара (по данным авторов и Glebovitsky et al., 2001)

Примечание. ¹⁾ E_x – погрешность оценки составов пород, в данном случае характеризует вариативность составов пород в выборке. $E_x = (S_x t_{\alpha n})/(n)^{0.5}$, где S_x – среднеквадратичное отклонение для данной выборки, $t_{\alpha n}$ – критерий Стьюдента (для доверительной вероятности 95%), n – объем выборки (количество анализов).

Таблица 2. Пересчеты составов пород массива Луккулайсваара по методу CIPW

Типы пород	Or	Ab	An	Di	Hy	Ol	Cm	Ilm	Ap	X _{Fsp}	X _{Di}	$X_{(Hy + Ol)}$
(1)	3.4	21.5	26.2	24.2	12.6	9.0	0.15	2.9	0.09	0.527	0.250	0.223
(2)	1.9	17.0	26.9	22.0	19.8	11.6	0.07	0.57	0.07	0.462	0.222	0.316
(3)	2.5	22.1	45.7	11.4	11.2	6.4	0.09	0.46	0.12	0.709	0.114	0.177
(4)	1.0	11.9	27.0	20.3	11.1	28.0	0.10	0.40	0.12	0.502	0.204	0.394

Примечание. (1) – габбро-нориты; (2) – нориты; (3) – анортозиты; (4) – рудные разности пород. X_{Fsp} – доля полевого шпата: $X_{Fsp} = [Or + Ab + An]/[Or + Ab + An + Di + Hy + Ol]; X_{Di}$ – доля диопсида: $X_{Di} = [Di]/[Or + Ab + An + Di + Hy + Ol]; X_{(Hy + Ol)}$ – доля оливина и гиперстена: $X_{(Hy + Ol)} = [Hy + Ol]/[Or + Ab + An + Di + Hy + Ol]$.

Таблица 3. Расчет процесса кристаллизации пород массива Луккулайсваара (Petrolog 3.0.0.7) при давлении 10 кбар

Расчет процесса кристаллизации											
(1) 1)	(1)	(2)	(2)	(3)	(3)	(4)	(4)				
"cyx" ²⁾	2% воды	"cyx"	2% воды	"cyx"	2% воды	"cyx"	2% воды				
Spl ³⁾ 1260	Opx 1172	Ol 1359	Ol 1266	Pl 1378	Pl 1207	Ol 1366	Ol 1274				
Opx 1250	Spl 1166	Opx 1339	Opx 1245	Spl 1277	Spl 1182	Opx 1346	Opx 1253				
Cpx 1248	Cpx 1155	Cpx 1298	Cpx 1204	Cpx 1212	Cpx 1118	Cpx 1283	Cpx 1189				
Ol 1246	Ol 1154	Spl 1235	Spl 1140	Opx 1198	Opx 1104	Spl 1252	Spl 1158				
Pl 1212	Pl 1040	Pl 1181	Pl 1009	Ol 1168	Ol 1072	Pl 1151	P1 979				
Mt 1027	Mt 919	Mt 1020	Mt 890	Mt 946	Mt 833	Mt 1080	Mt 952				
Ilm 864	Ilm 762	Ilm 738	Ilm 825	Ilm 885	Ilm 743	Ilm 746	Ilm 635				

Примечание. ¹⁾ Типы пород: (1) – габбро-нориты; (2) – нориты; (3) – анортозиты; (4) – рудные разности пород. ²⁾ кристаллизация в "сухих" условиях; 2% воды – кристаллизация при содержании 2 мас. % воды в расплаве. ³⁾ Spl – шпинель, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, Ol – оливин, Pl – плагиоклаз, Mt – магнетит, Ilm – ильменит; числа – температуры начала кристаллизации данной фазы.



Фиг. 2. Фигуративные точки составов пироксенов на диаграмме Ca–(Fe + Mn)–Mg (Marimoto et al., 1998). Пироксены из пород: 1 – норит, 2 – габбро, 3 – габбро-норит, 4 – анортозит, 5 – габбро-пегматит.

Ортопироксен является главным железо-магнезиальным минералом. Он представлен субизометричными зернами размером до 100 мкм, часто образующими сростки с клинопироксеном. Ортопироксен характеризуется невысоким содержанием глинозема (~0.9–1.2 мас. %), оксида кальция (~1.8 мас. %), оксида титана (~0.07 мас. %). Магнезиальность составляет 0.771.

Клинопироксен образует ксеноморфные кристаллы размером до 100 мкм. По составу и формам выделения он может быть подразделен на две генерации (табл. 4). Первая генерация характеризуется повышенным содержанием магния (MgO до 20.4 мас. %), умеренной кальциевостью (СаО до 12 мас. %), невысоким содержанием марганца (MnO 0.17 мас. %). Магнезиальность этого CPx(1) составляет 0.86. Вторая генерация клинопироксена CPx(2) характеризуется меньшим содержанием магния (MgO до 15.95 мас. %), повышенной кальциевостью (СаО до 20.7 мас. %), более высоким содержанием марганца (MnO 0.28 мас. %). Магнезиальность этого СРх(2) составляет 0.80. По общему составу клинопироксены как первой, так и второй генерации могут быть отнесены к магнезиальным авгитам (фиг. 2).

Амфибол, как водосодержащий минерал, образуется на позднемагматической стадии эволюции пород массива. Разнообразие его состава отражает вариацию *PTX*-параметров образования на ре-

грессивном этапе гидротермальной переработки пород массива. В изученных нами образцах амфибол образует изометричные кристаллы – часто неправильной формы, размером до 50 мкм. По составу проанализированные амфиболы подразделяются на две группы (генерации). Первая группа (Amf1) характеризуется повышенной кальциевостью (СаО до 12 мас. %), пониженной глиноземистостью (Al₂O₃ до 13.4 мас. %). Магнезиальность этого амфибола ($X_{Mg}^{Amf} = Mg/(Mg + Mn + Fe^{2+})$) со-ставляет 0.80. Соотношение $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 4$. Вторая группа (Amf2) имеет относительно меньшую кальциевость (СаО до 10 мас. %) и повышенную глиноземистость (Al₂O₃ до 16.1 мас. %). Магнезиальность Amf2 составляет 0.91. Соотношение $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 0.47$. Во второй генерации амфиболов повышено содержание трехвалентного железа, что при сходном составе амфиболов свидетельствует о повышении потенциала кислорода в ходе эволюции магматического комплекса Луккулайсваара. При классификации составов амфиболов использована диаграмма кальциевость Ca/(Na + + K + Ca) -глиноземистость Al/(Al + Fe + Mn + + Mg + Ti + Si), приведенная в работе Л.Л. Перчука и И.Д. Рябчикова (1976). По составу амфиболы на этой диаграмме попадают в поле актинолитпаргасит (с небольшим количеством чермакитового минала).

0	Норит Л-11								
Оксид	OPx $(n = 7)^{1}$	Cpx1 ($n = 4$)	CPx2 (n = 5)	Amf1 (<i>n</i> = 2)	$\operatorname{Amf2}(n=3)$	Pl $(n = 8)$			
SiO ₂	55.58(41) ²⁾	57.17(23)	53.95(19)	46.67	45.72(98)	51.38(58)			
TiO ₂	0.07(5)	0.07(4)	0.29(11)	0.12	0.12(8)	—			
Al ₂ O ₃	0.89(6)	2.18(82)	1.92(95)	13.44	16.14(19)	30.81(20)			
FeO	13.89(27)	5.76(47)	6.76(47)	7.55	7.09(77)	0.30(14)			
MnO	0.32(8)	0.17(5)	0.28(14)	0.11	0.12(2)	_			
MgO	26.81(31)	20.43(21)	15.95(12)	14.24	14.22(35)	_			
CaO	1.76(18)	12.01(91)	20.71(91)	12.03	10.70(99)	14.03(28)			
Na ₂ O	_	0.14(11)	0.20(11)	1.12	1.16(12)	3.49(19)			
K ₂ O	_	_	_	0.20	1.40(45)	-			
Σ	99.32	97.93	100.06	95.48	96.69	100.02			
Коэффициенты кристаллохимических формул ³⁾									
Si	2.014	2.111	1.986	6.724	6.456	2.337			
Ti	0.002	0.002	0.008	0.013	0.012	-			
Al	0.038	0.095	0.083	2.282	2.686	1.651			
Fe ³⁺	н.р.	н.р.	н.р.	0.182	0.569	0.011			
Fe ²⁺	0.420	0.178	0.208	0.728	0.268	_			
Mn	0.010	0.005	0.009	0.013	0.016	_			
Mg	1.447	1.124	0.875	3.058	2.993	—			
Ca	0.068	0.475	0.817	1.857	1.620	0.684			
Na	_	0.010	0.014	0.313	0.320	0.308			
К	_	_	_	0.037	0.252	_			
X _{Mg} ⁴⁾	0.770	0.860	0.801	0.805	0.913	_			
X _{Ca}	н.р.	н.р.	н.р.	0.841	0.739	0.689			
X _{Al}	н.р.	н.р.	н.р.	0.175	0.207	0.414			

Таблица 4. Составы минералов из микрозернистого норита (обр. Л-11 — предвершина г. Луккулайсваара, обр. Л-32 — восточный склон г. Луккулайсваара)

0			Нори	г Л-32	
Оксид	OPx $(n = 5)^{1}$	Cpx (n = 4)	$\operatorname{Amf}(n=5)$	Pl $(n = 8)$	Ep $(n = 5)$
SiO ₂ ²⁾	57.04(71)	56.06(53)	46.09(3.1)	51.78(48)	38.17(22)
TiO ₂	0.02(2)	0.01(2)	0.31(13)	_	_
Al_2O_3	1.24(11)	1.45(62)	14.55(2.3)	30.03(29)	22.89(35)
FeO	15.21(47)	13.49(57)	13.40(1.2)	0.51(12)	13.57(21)
MnO	0.33(7)	0.34(5)	0.20(8)	_	_
MgO	24.69(28)	15.49(35)	10.27(89)	—	—
CaO	1.40(13)	15.14(82)	11.90(66)	13.06(25)	23.34(37)
Na ₂ O	—	—	1.40(25)	3.81(21)	_
K ₂ O	—	_	0.46(22)	0.15(7)	_
Σ	99.93	101.99	98.58	99.19	97.97
		Коэффициен	нты кристаллохи	мических формул	I ³⁾
Si	2.079	2.064	6.646	2.369	3.009
Ti	0.001	0.000	0.034	_	_
Al	0.053	0.063	2.472	1.619	2.127
Fe ³⁺	н.р.	н.р.	0.016	0.019	0.855
Fe ²⁺	0.463	0.415	1.600	_	0.039
Mn	0.010	0.011	0.024	—	_
Mg	1.340	0.850	2.208	—	_
Ca	0.055	0.597	1.838	0.640	1.971
Na	—	—	0.391	0.338	_
Κ	—	_	0.085	0.009	_
$X_{Mg}^{(4)}$	0.740	0.670	0.576	—	_
X _{Ca}	н.р.	н.р.	0.794	0.649	_
X _{A1}	н.р.	н.р.	0.190	0.405	н.р.

Таблица 4. Окончание

Примечание. ¹⁾ *n* – количество проанализированных зерен минералов. ²⁾ В скобках приведена погрешность определения состава; знак "–" означает отсутствие данного элемента; обозначение "н.р." – значение не рассчитывали. ³⁾ Пересчет составов минералов на кристаллохимические формулы проводили: для пироксенов – по кислородному методу, на 6 атомов (O); для амфиболов: по сумме Mg + Fe + Mn + Al + Si + Ti = 13 и с учетом суммы зарядов, равной 46; для плагиоклазов и полевых шпатов – по кислородному методу, на 8 атомов (O); для эпидотов по катионному методу – сумма катионов равна 8; для хлоритов – по катионному методу, сумма катионов равна 10. ⁴⁾ Мольные доли: $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn); X_{Ca} = Ca/(Ca + Na + K); X_{Al} = Al/(Al + Fe + Mg + Mn + Ti + Si).$

Плагиоклаз образует крупные изометричные кристаллы размером до 2–4 мм. Часто в кристаллах плагиоклаза наблюдаются включения других минералов (клино- и ортопироксенов). Состав плагиоклаза варьирует в небольшом интервале, мольная доля анортита составляет 0.68 ± 0.05.

Габбро-нориты

В образцах габбро-норитов из эндоконтакта с метавулканитами (обр. Л-1) и из центральной части массива (Л-9) проанализированы клинопироксен, амфибол, калиевый полевой шпат, хлорит, магнетит, ильменит, кальцит (табл. 5, 6).

Клинопироксен представлен авгитом (фиг. 2), который образует субизометричные кристаллы размером 20—30 мкм без следов резорбции и растворения. Средние составы проанализированных клинопироксенов приведены в табл. 5.

Амфибол образует кристаллы неправильной формы размером до 50 мкм. По составу амфибол попадает в поле актинолит—паргасит с небольшим количеством чермакитового минала. Содержание титана в нем достигает 0.05 формульной единицы. Отмечается сравнительно высокое содержание трехвалентного железа в амфиболах (26% от всего железа; или $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 2.87$). Средние составы амфибола приведены в табл. 5.



Фиг. 3. Эволюция РТ-параметров при образовании пород массива Луккулайсваара. Породы: 1 – габбро-нориты, 2 – нориты, 3 – анортозиты, 4 – рудные разности. Квадратом выделена область амфиболизации и образования рудных парагенезисов.

Калиевый полевой шпат образует небольшие ксеноморфные кристаллики размером до 15 мкм. Состав его (табл. 5) отвечает чистому ортоклазу без примесей альбитового минала.

Плагиоклаз встречен в одном изометричном зерне размером до 10 мкм. Его состав отвечает Ап₄₃.

Ильменит представлен довольно крупными (до 200 мкм) изометричными кристаллами. Состав его отвечает формуле Fe_{1.06}Mn_{0.05}Ti_{0.94}V_{0.01}O₃. В зернах ильменита присутствуют вкрапленники магнетита. Магнетит обогащен ванадием (содержание V_2O_5 доходит до 1 мас. %) и титаном (TiO₂ до 0.6 мас. %).

Кроме этого, встречаются также минералы, характерные для измененных магматических пород основного состава, в изученном образце встречаются эпидот и хлорит.

Эпидот образует ксеноморфные зерна размером до 5 мкм, часто контактирующие с амфиболом, что в целом характерно для габброидов, испытавших метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Содержание железистого минала эпидота (пистацита) достигает 30 мол. %.

Хлорит представлен образованиями неправильной формы, зачастую встречается в виде примазок. Состав хлорита близок к идеальной стехиометрической формуле (пересчет на сумму

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64

катионов 10), магнезиальность хлорита достигает 40 мол. % (табл. 5).

Наблюдаются также небольшие (до 20 мкм), неправильной формы, зерна кальцита. В кальците присутствуют заметные количества магния (MgO до 0.4 мас. %), марганца (MnO до 0.75 мас. %) и железа (FeO до 1.15 мас. %).

Анортозиты

В образце из анортозитов (Л-42) среди главных породообразующих минералов изучены составы плагиоклаза и клинопироксена, среди вторичных-эпидота и хлорита.

Плагиоклаз образует крупные изометричные кристаллы размером до 2-3 мм. Состав плагиоклазов варьирует: по содержанию CaO от 6.6 до 14.1 мас. %; по содержанию Na₂O от 8.2 до 3.7 мас. %. Плагиоклаз образует две генерации (табл. 6).

Клинопироксен образует удлиненные кристаллы размером 30-40 мкм без следов резорбции и растворения. Пироксен представлен авгитом (фиг. 2) с содержанием Na₂O до 0.3-0.4 мас. %; содержание окиси алюминия до 3.1 мас. %. Средние составы клинопироксенов представлены в табл. 6.

Эпидот образует ксеноморфные зерна размером до 5 мкм, часто контактирующие с плагио-

КОТЕЛЬНИКОВ и др.

Таолица 5. Составы минералов из гаооро, зона эндоконтакта гаооро-норитов (оор. л-1)									
Оксид	$\operatorname{Amf}(n=10)^{1)}$	Cpx (n = 4)	$\operatorname{Ep}(n=2)$	$\operatorname{Chl}(n=5)$	$\mathrm{Ksp}\ (n=2)$	P1 ($n = 1$)			
SiO ₂	42.52(1.32) ²⁾	52.07(3.15)	38.93	25.59(42)	64.77	57.15			
TiO ₂	0.37(5)	—	_	_	_	_			
Al_2O_3	11.87(1.26)	4.55(2.31)	23.06	19.16(88)	18.42	26.80			
FeO	22.15(34)	18.16(1.61)	13.88	30.30(3.2)	—	0.30			
MnO	0.38(6)	0.35(17)	—	0.40(17)	—	—			
MgO	6.81(55)	11.97(1.50)	—	12.07(2.1)	—	—			
CaO	11.05(18)	12.05(31)	24.13	—	—	8.66			
Na ₂ O	1.68(15)	0.85(15)	—	—	—	6.23			
K ₂ O	0.52(11)	—	—	—	17.44	0.67			
Σ	97.35	100.01	98.04	87.52	100.63	101.61			
		Коэффициен	ты кристаллохим	иических формул	1 ³⁾				
Si	6.444	1.979	3.008	2.786	2.991	2.528			
Ti	0.042	—	—	—	—	—			
Al	2.120	0.204	2.100	2.459	1.003	1.491			
Fe ³⁺	0.727	н.р.	0.884	0.000	—	0.011			
Fe ²⁺	2.079	0.576	0.000	2.759	—	0.000			
Mn	0.049	0.011	—	0.037	—	—			
Mg	1.538	0.677	—	1.959	—	—			
Ca	1.794	0.490	1.997	—	—	0.410			
Na	0.493	0.063	—	—	—	0.534			
Κ	0.100	—	—	—	1.027	0.038			
$X_{Mg}^{4)}$	0.419	0.536	—	0.412	—	_			
X _{Ca}	0.751	н.р.	н.р.	—	—	0.418			
X _{Al}	0.163	н.р.	н.р.	н.р.	0.251	0.371			

Таблица 5. Составы минералов из габбро, зона эндоконтакта габбро-норитов (обр. Л-1)

Примечание. ¹⁾ *n* – количество проанализированных зерен минералов. ²⁾ В скобках приведена погрешность определения состава; знак "–" означает отсутствие данного элемента; обозначение "н.р." – значение не рассчитывали. ³⁾ Пересчет составов минералов на кристаллохимические формулы проводили: для пироксенов – по кислородному методу, на 6 атомов (O); для амфиболов: по сумме Mg + Fe + Mn + Al + Si + Ti = 13 и с учетом суммы зарядов, равной 46; для плагиоклазов и полевых шпатов – по кислородному методу, на 8 атомов (O); для эпидотов по катионному методу – сумма катионов равна 8; для хлоритов – по катионному методу, сумма катионов равна 10. ⁴⁾ Мольные доли: $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn); X_{Ca} = Ca/(Ca + Na + K); X_{Al} = Al/(Al + Fe + Mg + Mn + Ti + Si).$

клазом. Содержание железистого минала эпидота не превышает 4.5 мол. %.

Хлорит представлен образованиями неправильной формы. Состав хлорита близок к идеальной стехиометрической формуле (пересчет на сумму катионов 10), магнезиальность хлорита достигает 74 мол. % (табл. 6).

Рудные разности пород

Исследованы составы минералов жил, сложенных габбро-пегматитом и секущих мелкозернистые нориты в привершинной части разреза, содержащей значительное количество сульфидных минералов. Среди главных породообразующих минералов присутствуют ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, относящиеся к магматическому этапу формирования массива. Амфибол, широко распространенный в изученных образцах, относится к постмагматической стадии, замещая клинопироксен. Вторичными минералами, образующимися по железо-магнезиальным пироксенам и амфиболам в ходе гидротермальной переработки, являются эпидот и хлорит. Кроме того, отмечены отдельные зерна ильменита. Рудные минералы (халькозин Cu₂S, борнит Cu₅FeS₄, миллерит NiS) образуют скопления, часто приуроченные к трещинам, в которых иногда встречаются отдельные кристаллики вторичного кварца. Составы породообразующих минералов приведены в табл. 7.

Ортопироксен представлен субизометричными зернами размером до 50 мкм, часто образующими

1400111114 01 0	Габбро-нориты П-9							
Оксид	$Pl(n=3)^{1}$	Cpx 1 $(n = 5)$	$\frac{1}{2} Cpx 2(n = 3)$	Ep(n=5)				
SiO ₂	$50.23(22)^{2)}$	56.66(61)	52.26(1.1)	38.36(76)				
TiO ₂	0.04(3)	0.12(5)	0.02(0.01)	_				
Al ₂ O ₃	30.86(52)	2.50(57)	5.67(54)	29.05(63)				
FeO	0.50(11)	7.74(65)	8.66(0.87)	5.82(21)				
MnO	_	0.19(10)	0.28(11)	_				
MgO	_	19.36(43)	16.93(34)	_				
CaO	14.61(10)	13.75(42)	13.58(23)	24.67(50)				
Na ₂ O	3.79(28)	0.07(6)	0.49(11)	_				
K ₂ O	0.05(4)	0.01	0.02(1)	_				
Σ	100.08	100.39	100.42	97.36				
	I	і Коэффициенты кри	і сталлохимических ф	оормул ³⁾				
Si	2.298	2.060	1.907	2.971				
Ti	0.001	0.003	0.000	_				
Al	1.664	0.107	0.242	2.651				
Fe ³⁺	0.019	н.р.	н.р.	0.407				
Fe ²⁺	_	0.235	0.261	_				
Mn	_	0.006	0.009	_				
Mg	_	1.048	1.019	_				
Ca	0.716	0.535	0.526	2.002				
Na	0.336	0.005	0.034	_				
К	0.003	0.000	0.001	_				
X _{Mg}	_	0.811	0.790	-				
X _{Ca}	0.679			_				
X _{Al}	0.419			_				

Таблица 6. Составы минералов из габбро-норитов (Л-9) и анортозитов (Л-42)

Owawa			Анортозиты Л-42		
Оксид	P11	P12	Срх	Ep	Chl
SiO ₂	60.44(98)	50.64(22)	56.39(83)	39.52(25)	29.27
TiO ₂	0.04(3)	0.02(5)	0.12(5)	0.03(3)	_
Al_2O_3	24.65(1.0)	30.85(63)	3.13(72)	32.25(44)	20.53
FeO	0.18(9)	0.46(22)	7.57(22)	2.07(1.1)	14.25
MnO	_	—	0.20(8)	0.12(8)	0.09
MgO	-	—	18.84(32)	—	23.14
CaO	6.58 (1.1)	14.09(49)	13.50(19)	24.90(36)	—
Na ₂ O	8.18(69)	3.67(5)	0.29(8)	—	—
K ₂ O	0.09(4)	0.08(3)	_	_	_
Σ	100.16	99.81	100.04	98.89	87.28
	I	Коэффициенты крис	сталлохимических ф	оормул ³⁾	
Si	2.692	2.316	2.055	2.981	2.928
Ti	0.001	0.001	0.003	0.002	—
Al	1.294	1.663	0.134	2.867	2.420
Fe ³⁺	0.007	0.008	н.р.	0.167	0.000
Fe ²⁺	_	_	0.230	0.000	1.192
Mn	_	_	0.006	0.008	0.008
Mg	_	_	1.023	0.000	3.451
Ca	0.314	0.690	0.527	2.012	—
Na	0.706	0.325	0.020	—	-
K	0.005	0.004	0.000	—	—
$X_{Mg}^{4)}$	-	—	0.810	—	—
X _{Ca}	0.306	0.676	—	—	_
X _{Al}	0.324	0.417	_	_	_

Таблица 6. Окончание

Примечание. ¹⁾ n – количество проанализированных зерен минералов. ²⁾ В скобках приведена погрешность определения состава; знак "–" означает отсутствие данного элемента; обозначение "н.р." – значение не рассчитывали. ³⁾ Пересчет составов минералов на кристаллохимические формулы проводили: для пироксенов – по кислородному методу, на 6 атомов (O); для амфиболов: по сумме Mg + Fe + Mn + Al + Si + Ti = 13 и с учетом суммы зарядов, равной 46; для плагиоклазов и полевых шпатов – по кислородному методу, на 8 атомов (O); для эпидотов по катионному методу – сумма катионов равна 8; для хлоритов – по катионному методу, сумма катионов равна 10. ⁴⁾ Мольные доли: $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn); X_{Ca} = Ca/(Ca + Na + K); X_{Al} = Al/(Al + Fe + Mg + Mn + Ti + Si).$

сростки с клинопироксенами. Ортопироксен характеризуется невысокими содержаниями глинозема (~0.9—1.2 мас. %), оксида кальция (~1.4 мас. %), оксида титана (~0.01 мас. %). Магнезиальность составляет 0.739. По своему составу ортопироксен соответствует магнезиальным пижонитам.

Клинопироксен образует ксеноморфные кристаллы размером до 200 мкм. Для него характерно умеренное содержание магния (MgO до 15.5 мас. %) и кальция (CaO до 13.1 мас. %), невысокие содержания марганца (MnO 0.33 мас. %). Магнезиальность клинопироксена составляет 0.67. По общему составу он может быть отнесен к магнезиальному авгиту (фиг. 2). Амфибол образует изометричные кристаллиты неправильной формы, размером до 50 мкм. По составам проанализированные амфиболы подразделяются на две группы (генерации). Первая группа (Amf1) характеризуется повышенной железистостью (FeO до 23.8 мас. %) и пониженной магнезиальностью (MgO до 4.4 мас. %). Вторая группа (Amf2) имеет относительно меньшую железистость (FeO до 13 мас. %) и повышенную магнезиальность (MgO до 10.1 мас. %).

Плагиоклаз представлен довольно крупными (до 2–3 мм) изометричными кристаллами. Состав его достаточно постоянный, содержание анортитового минала составляет 64.8 мол. %.

			Габб	бро-пегматит Л	-13		
Оксиды	$Opx (n = 4)^{1)}$	$\operatorname{Cpx}\left(n=5\right)$	Am1 (<i>n</i> = 3)	Am2 $(n = 4)$	P1 ($n = 3$)	Ep	Chl
SiO ₂	57.04(71) ²⁾	56.06(23)	38.42(99)	42.49(56)	51.72(57)	37.28	30.01
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	_	_	_
Al_2O_3	1.24(32)	1.45(22)	17.20(34)	18.36(67)	30.13(19)	22.50	22.06
FeO	15.21(89)	13.49(51)	23.79(87)	12.99(54)	0.42(15)	13.55	10.56
MnO	0.33(5)	0.34(12)	0.01	0.01	_	0.46	0.34
MgO	24.69(44)	15.49(52)	4.37(34)	10.04(40)	—	_	25.98
CaO	1.40(5)	13.14(21)	11.63(23)	12.07(42)	13.14(31)	21.36	_
Na ₂ O	_	—	1.88(11)	1.73(22)	3.85(18)	—	_
K ₂ O	_	_	0.90(21)	0.38(11)	0.16(8)	_	_
Σ	100.96	99.98	98.20	98.07	99.42	95.15	88.95
	1	Коэффи	ициенты криста	аллохимически	іх формул ³⁾		I
Si	2.052	2.106	5.869	6.140	2.365	3.032	2.889
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	—	—	_
Al	0.078	0.064	3.096	3.127	1.624	2.156	2.503
Fe ³⁺	н.р.	н.р.	0.626	0.300	0.016	0.780	—
Fe ²⁺	0.450	0.423	2.413	1.269	_	0.140	0.850
Mn	0.007	0.011	—	_	_	0.032	0.028
Mg	1.370	0.867	0.995	2.163	_	_	3.729
Ca	0.042	0.529	1.903	1.868	0.644	1.860	_
Na	0.000	0.000	0.557	0.485	0.341	_	_
Κ	0.000	0.000	0.175	0.070	0.009	—	—
X _{Mg} ⁴⁾	0.75	0.67	0.292	0.630	—	—	—
X _{Ca}	—	_	0.722	0.771	0.647	_	_
X _{Al}	—	_	0.238	0.240	0.406	_	_

Таблица 7. Составы минералов из рудного габбро-пегматита (обр. Л-13)

Примечание. ¹⁾ n – количество проанализированных зерен минералов. ²⁾ В скобках приведена погрешность определения состава; знак "–" означает отсутствие данного элемента; обозначение "н.р." – значение не рассчитывали. ³⁾ Пересчет составов минералов на кристаллохимические формулы проводили: для пироксенов – по кислородному методу, на 6 атомов (O); для амфиболов: по сумме Mg + Fe + Mn + Al + Si + Ti = 13 и с учетом суммы зарядов, равной 46; для плагиоклазов и полевых шпатов – по кислородному методу, на 8 атомов (O); для эпидотов по катионному методу – сумма катионов равна 8; для хлоритов – по катионному методу, сумма катионов равна 10. ⁴⁾ Мольные доли: $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn); X_{Ca} = Ca/(Ca + Na + K); X_{Al} = Al/(Al + Fe + Mg + Mn + Ti + Si).$

Флюидные включения

В полевом шпате из габбро встречены расплавные и флюидные включения. Расплавные включения представлены тонко раскристаллизованными единичными разностями, в которых иногда заметна газовая фаза, обычно имеют правильную призматическую форму и очень малые размеры до 5 мкм, что не позволяет определить их состав. Флюидные включения не связаны с ними по своему расположению, встречаются отдельными небольшими группами или вдоль залеченных трещин, также довольно мелкие — до 10 мкм. Криометрическим методом были изучены однофазные жидкие включения, расположенные в коротких трещинах, не выходящих за пределы зерна. По этому признаку их можно отнести к первично-вторичным включениям. Они содержат жидкую углекислоту с плотностью 0.8965–1.0065 г/см³ (температура гомогенизации в жидкость –11...–15°С).

В габбро-норитах встречены аналогичные вышеописанным расплавные и углекислотные включения с температурами гомогенизации в жидкость в пределах –12...–13°С, что отвечает плотностям углекислоты 0.9916–0.9964 г/см³.

Помимо однофазных углекислотных включений в трещинах нескольких генераций, выходящих

за пределы зерна, встречены двухфазные газ + жидкость разности. Это явно вторичные включения.

Двухфазные включения более ранней генерации, размером до 15–30 мкм, имеют призматическую или неправильную форму и содержат водносолевые растворы. Температуру эвтектики надежно измерить не удалось, но она явно ниже -27° С. Больше всего это похоже на растворы MgCl₂. Плавление льда происходит в интервале температур от -4.0 до -2.7° С, что отвечает концентрации 6.5–4.5 мас. % NaCl-экв. Гомогенизация в жидкость происходит при 270–275°С.

Более поздние включения неправильной или призматической формы гомогенизируются в жидкость при 167–185°С. Эвтектика плавится при температуре –21...–20°С, что близко к значениям эвтектики для NaCl-растворов. Плавление льда происходит в интервале температур от –1.5 до –1.2°С, что отвечает концентрации 2.6– 2.1 мас. % NaCl-экв.

В рудных разновидностях пород расплавные включения не встречены, а среди флюидных можно выделить несколько генераций. Наиболее ранние единичные или расположенные небольшими группами включения жидкой углекислоты размером до 30 мкм, мелкие трехфазные газ + жидкость + + кристаллы вторичные включения и поздневторичные высокоплотные двухфазные включения неправильной амебовидной формы, с небольшим пузырьком пара.

Плавление во включениях жидкой углекислоты происходит при $-58...-57^{\circ}$ С, что свидетельствует о небольшой – около 5 мол. % – примеси низкокипящих газов (N₂ или CH₄). Гомогенизация в жидкость происходит при температурах $-15...-13^{\circ}$ С, что отвечает плотностям углекислоты 1.0062–0.9964 г/см³.

В трехфазных включениях газ + жидкость + + кристаллы при нагревании кристаллические фазы растворяются при температуре 338–340°С, что отвечает содержаниям приблизительно 43 мас. % NaCl-экв. Пузырек пара исчезает при 458–465°С.

Гомогенизация в жидкость поздневторичных двухфазных включений происходит при температурах 120–160°С. По результатам криометрии в них содержатся низкоконцентрированные растворы: 0.35–1.4 мас. % NaCl-экв.

Наличие нескольких генераций вторичных включений свидетельствует о наложенных процессах. Однако их трудно сопоставить с каким-либо конкретным этапом изменения пород – хлоритизацией или другим эпизодом. Исключение, вероятно, можно сделать для высококонцентрированных растворов, представленных трехфазными включениями: они встречаются только в породах, в которых развита сульфидная (рудная) минерализация.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Составы пород массива

Как уже упоминалось выше, мы приняли классификацию пород массива, приведенную в работе В.А. Глебовицкого и др. (Glebovitsky et al., 2001). Представляется, что для решения наших задач оценки физико-химических параметров эволюции магм, процессов кристаллизации и постмагматической истории массива Луккуллайсваара — целесообразно в первую очередь исследовать наиболее широко распространенные разности пород. Результаты анализов отобранных нами образцов (табл. 1) практически совпадают с приведенными в указанной публикации составами пород.

Оказалось, что в ряду габбро-норит-ноританортозит средние содержания SiO₂ (51.4 мас. %) практически одинаковы, а для рудных разностей характерно некоторое снижение содержания кремнезема – до 47.4 мас. %. Содержание глинозема максимально в анортозитах (21.39 мас. %) и минимально в рудных разностях пород (13.76 мас. %). В табл. 1 приведены также некоторые параметры составов изученных пород. Сравнение параметров указывает на генетическую близость габбро и норитов, в то время как анортозиты весьма существенно отличаются от них по величинам мольной доли алюминия и A/CNK и отношения AlSi. Рудные разности пород также весьма отличаются от габбро и норитов. Нормативные составы (CIPW), приведенные в табл. 2, также свидетельствуют о существенном отличии анортозитов и рудных разностей пород от группы габбро-норитовых пород. По-видимому, можно предположить образование анортозитов при дифференцировании исходного расплава габбро-норитового состава в процессе магматического замещения по Д.С. Коржинскому. Рудные разности пород. очевидно, обязаны своим преобразованием позднемагматическим и постмагматическим процессам: автометасоматозу, метаморфизму и гидротермальному воздействию вторичных флюидов. И тектонические движения, и подток глубинных флюидов в течение длительной геологической истории региона оказывали существенное постмагматическое воздействие на породы массива и способствовали концентрированию рудного вещества.

Расчет хода кристаллизации магм

В обзоре предшествующих работ, посвященных изучению массива Луккулайсваара (Шарков, Леднева 1993), приводятся выводы о том, что внедрение основных расплавов и кристаллизация протекали при давлении 7 кбар. В.А. Глебовицкий и др. (Glebovitsky et al., 2001) на тренде *PT*-эволюции вещества при генезисе пород массива приводят интервал давлений от 11 до 3 кбар. Моделирование условий постмагматической эволюции пород массива Луккулайсваара и образование вторичных минеральных ассоциаций по данным С.В. Семенова и др. (2008) осуществлялся в режиме декомпрессии при температуре от 800 до 350°С и давлении от 10 до 2.5 кбар.

В последние десятилетия разработаны расчетные методы, позволяющие по составу пород оценивать ход их кристаллизации (мы использовали программу "Петроло" (Danyushevsky, Plechov, 2011)). Кроме того, в работах (Putirka, 2008) предложены метолы оценки РТ-параметров по составу ликвидусных фаз (пироксенов, плагиоклазов), находящихся в равновесии с магматическим расплавом. Эти методы, основанные на экспериментальных данных, успешно использовались для оценки хода эволюции расплавов океанических базальтов. Поскольку валовые составы наших пород сходны с базальтами, этот расчетный комплекс методов можно применить для оценки ТР-параметров эволюции первичных расплавов вплоть до внедрения и кристаллизации пород массива.

Как указывалось выше, исходя из составов изученных пород, используя программный комплекс "Петролог" (версия Petrolog 3.0.0.7), проведен расчет хода кристаллизации соответствующих магм: оценено, какие именно и при каких температурах появлялись ликвидусные фазы, а также последовательность и температура начала кристаллизации последующих минеральных фаз (табл. 3). Были приняты следующие начальные параметры: давление 10 кбар (Glebovitsky et al., 2001), содержание воды в расплаве 0 и 2 мас. %. Оказалось, что первой ликвидусной фазой для габбро-норитов является ортопироксен, а для норитов и рудных разностей пород – оливин, для анортозитов – плагиоклаз. Максимальная температура появления ликвидусной фазы для "сухих" расплавов: у анортозитов 1378°С, у рудных разностей – 1366°С. Нориты в "сухих" условиях начинают кристаллизоваться при 1339°C; самая низкая температура начала кристаллизации – у габбро-норитов (1250°С). При содержании 2 мас. % воды порядок кристаллизации не меняется, в то время как температуры начала кристаллизации для норитов и габбро-норитов в среднем снижаются на 90°С, а для анортозитов снижение температуры составляет около 170°С.

Величины давления магмогенерации мы можем оценить лишь ориентировочно, рассматривая значения, полученные при оценках *PT*-параметров по составам ликвидусных фаз — в среднем самые высокие значения давления составляют 12.6 ± 0.6 кбар (при интервале значений от 12 до 13.5 кбар).

Минералы массива Луккулайсваара

Минералы массива подразделяются по своему генезису на две главные группы. Первая — мине-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 Л

ралы магматического генезиса (Ol, Spl, CPx, OPx, Pl, Ilm, Mt). Все они представлены в табл. 3, в которой показан ход последовательной кристаллизации различных по составу пород массива, рассчитанный с использованием программы Petrolog 3.0.0.7. Равновесия этих минералов друг с другом и с магматическим расплавом использованы при оценке *PT*-параметров магматической стадии: начала кристаллизации первых ликвидусных фаз, этапа движения (подъема) магмы, внедрения и окончательной кристаллизации (фиг. 2).

Необходимо заметить, что на этой первой, магматической стадии, в процессе кристаллизации при давлениях ниже 15 кбар, может происходить отделение сульфидных капель от силикатного расплава (Горбачев, 1989). Первой фазой является моносульфид железа, который при снижении *PT*-параметров начинает концентрировать в себе рудные металлы (Ni, Cu) и элементы платиновой группы, давая начало процессам оруденения массива.

Минералы второй группы начинают образовываться на последних стадиях кристаллизации в присутствии флюидов магматогенного происхождения за счет реакций железо-магний-содержащих минералов (оливина, шпинели, пироксенов) с плагиоклазом, в условиях отделения летучих от пород массива. На этой стадии происходит образование амфиболов и рекристаллизация плагиоклаза со смещением его состава в сторону более кислых разностей. В зонах эндоконтакта с вмещающими породами за счет метасоматических реакций образуются парагенезисы с калиевым полевым шпатом. Происходит рекристаллизация рудных минералов. На этой стадии образуются эпидот и хлорит. За счет тектонических процессов при гидротермальном преобразовании пород массива по трещинам образуются кварцевые жилы, иногда содержащие сульфидное вещество. На основе исследования составов минералов позднемагматической и гидротермальной стадий можно оценить условия, при которых протекали процессы их образования.

Минеральные равновесия. Результаты расчета температур и давлений по равновесиям минералов представлены в табл. 8. Величины давлений при выплавлении магм, вероятно, были выше 13.5-14.5 кбар (с учетом средней погрешности оценки давлений ±2 кбар). Это соответствует глубине 45-50 км, приблизительно на границе Мохоровичича. При движении магматического расплава вверх происходило снижение давления до 9.6 ± 1.8 кбар, температуры от ~1300 ± 50 до 1050 ± $\pm 60^{\circ}$ С. Одновременно с понижением *PT*-параметров нарастала степень закристаллизованности расплава. Таким образом, результаты проведенных расчетов свидетельствуют, что внедрение магмы во вмещающие архейские гнейсы происходило при 1050°С и давлении 9.6 ± 1.8 кбар. На-

№ 3 2022

ми оценена степень закристаллизованности габбро-норитов при 1100°С и давлении 10 кбар: в случае "сухого" расплава кристаллизуется около 70% расплава (Spl, Opx, Cpx, Pl); если содержание воды составляет 2 мас. % – степень закристаллизованности отвечает примерно 25% (Opx, Spl, Cpx). Окончательная кристаллизация расплава происходила при незначительном снижении давления от 9.6 ± 1.8 до 8.7 ± 0.8 кбар (в среднем 9.0 ± 1.3 кбар) и падении температуры от 1050 ± 60 до $800 \pm 80^{\circ}$ С. При этом осуществлялась полная кристаллизация расплава и образовывались парагенезисы габбро-норитов, норитов и анортозитов (Opx, Cpx, Pl, Spl, Mt). При кристаллизации выделялся флюид, ранее растворенный в расплаве, и при снижении температуры ниже 800°С происходило образование амфиболов. По данным изучения флюидных включений, отделяющийся флюид был обогащен углекислотой и имел плотность около 1.01 г/см³. при 1050°С давление соответствует 8.1 кбар, т.е. результаты изучения флюидных включений высокоплотной углекислоты в целом согласуются с данными расчетов по минеральным термометрам и барометрам с учетом погрешности. Следует отметить, что полученные нами значения давления при кристаллизации массива от 9.6 ± 1.8 до $8.7 \pm$ ± 0.8 кбар несколько ниже, чем приведенные в работе С.В. Семенова и др. (2008), но, в то же время, выше значений давления при внедрении и начале кристаллизации, приведенных в работе Е.В. Шаркова и Г.В. Ледневой (1993).

Рудные разности пород имеют большее содержание MgO, FeO, пониженные (относительно габброидов и анортозитов) концентрации SiO₂ и $(Na_2O + K_2O)$ (табл.1). В целом ход их кристаллизации близок к габброидным разностям. Содержание серы в рудных разностях пород в среднем составляет около 1-1.5 мас. %. По данным Н.С. Горбачева (1989), при 1350°С в обводненном основном базальтовом расплаве максимальное содержание серы составляет при 15 кбар около 0.7 мас. %. С понижением давления растворимость серы в расплаве уменьшается. Это свидетельствует о том, что в магматическом расплаве массива Луккулайсваара присутствовали капли сульфидного вещества. В пользу этого свидетельствует также наличие рудных сульфидных минералов (халькопирита, пирита, пентландита) в габброидных породах.

Дальнейшее развитие массива (фиг. 2) происходило при снижении температуры и давления при одновременном воздействии метаморфических процессов. При температурах 800–650°С и давлениях 8–6 кбар продолжалось формирование равновесных ассоциаций амфиболов и плагиоклазов, сопровождающееся развитием рудной (сульфидной) минерализации. В дальнейшем температура снижалась до 490–550°С, а давление – до 4 кбар. Происходило образование эпидота и цоизита. Равновесия амфиболов, клинопироксенов, плагиоклазов с цоизитом показывают значения температур от 650 до 500°С и давлений от 6 до 4 кбар.

Для образца габбро-норита (Л-1) расчет равновесия плагиоклаза и калиевого полевого шпата при давлении 4 кбар приводит к температуре 490°С. Однако гидротермальная переработка продолжалась и при более низких значениях *ТР*-параметров. Об этом свидетельствует широкое развитие процессов хлоритизации (оценки температур по составам хлоритов дают значения 220-270°С) и образование кварцевых жил, которое шло при температурах ниже 400°С.

Флюидные включения

Включения высокоплотной углекислоты в плагиоклазе габбро идентифицированы нами как первично-вторичные, т.е. захваченный ими флюид отражает условия кристаллизации. Согласно расчетам (табл. 8), первые кристаллы плагиоклаза появились при температуре 1160°С (равновесие плагиоклаз-расплав). Исходя из плотностей углекислоты, содержащейся во включениях, давление при этом составляло 10.5 кбар. Интервал температур и давлений, при которых в дальнейшем осуществлялась совместная с другими минералами кристаллизация полевого шпата, рассчитан по ряду минеральных равновесий. Он отвечает значениям от 815°С (равновесие Amf-Pl) до 420°С (равновесие TWQ 2.3.2), давление при этом изменялось от 8.9 до 6 кбар. Данные изучения величин плотностей углекислотных включений позволили рассчитать давления при этих температурах: для максимальных плотностей это 7.8-4.2 кбар, для минимальных 4.8-2.6 кбар. Полученная при расчетах температура 420°С представляется заниженной и отражает, по-видимому, изменение состава минералов вследствие наложенных процессов. Поэтому следует ориентироваться на значения 530—540°С как нижней границы кристаллизации плагиоклаза. При этой температуре давление по данным флюидных включений составляет около 5.4-5.5 кбар. Таким образом, по данным изучения флюидных включений, давление при кристаллизации плагиоклаза габбро снижалось от 10 до 5.4 кбар.

Согласно расчетам по минеральным равновесиям, кристаллизация габбро-норитов протекала при 1180–600°С и 10–7.4 кбар. (табл. 8). Равновесие плагиоклаз-расплав осуществлялось при 1060°С. Исходя из данных изучения включений, давление при этом отвечало 8.1–8.0 кбар. Результаты расчетов *PT*-условий совместной кристаллизации полевого шпата, амфибола и других минералов габбро-норитов по различным минеральным термометрам свидетельствуют, что происходила она в интервале 800–740°С и 8.3–7.4 кбар, а при 240°С

№ обр.	Место взятия	Парагенезис	Термометр (барометр)	Минералы ¹⁾	T°C	<i>Р</i> , кбар
	Габбр	ооиды, ведущий пара Ликвиду	агенезис: Pl + Cpx ± Орх сная фаза – клинопиров	$x + (Amf + Ep \pm Chl)$ «сен		
Л-1	Верхний контакт	Cpx + Amf + Ep + + $Chl + Ksp + Pl$	Putirka, 2008	Cpx-liq	1260 ± 20	13.0 ± 2.5
			CpxBar	Срх	1200*	11.1 ± 2
			Amf-Pl	Amf-Pl	735 ± 25	6.3 ± 1.5
			TWQ2.3.2	Amf + Pl + Cpx + + Ep	530	6
			Amf-Cpx	Amf + Cpx	640	_
			2-Fsp	Pl + Ksp	490	4?
			Chl	Chl	270	_
Л-9	Вершина микро- габбро	Pl + Cpx + Amf + + Ep	Putirka, 2008	Cpx-liq	1270 ± 20	9.0 ± 2.5
			Putirka, 2008	Pl-liq	1160	10 ± 2
			CpxBar	Срх	1200*	13.5 ± 2.8
			Amf-Cpx	Amf + Cpx	780	_
			Amf-Pl	Amf + Pl	780	_
			TWQ2.3.2	Amf + Pl + Cpx	540	7
Л-11	Вершина	Cpx + Opx + Am + + Pl	Nimis, Ulmer, 1998	Cpx-liq	1335	12.8 ± 2
			Putirka, 2008	Cpx-liq	1270 ± 20	9.0 ± 2.5
			CpxBar	Срх	1200*	12 ± 2
			Перчук, Рябчиков, 1976	Срх-Орх	895	_
			TWQ2.3.2	Amf + Pl + Cpx + + Opx	855	8.1 ± 1.5
			Amf-PT	Amf + Pl	750	8.9 ± 2.5
			Amf-Cpx	Amf + Cpx	750-520	
Л-11-1			Симакин, Шапошни- кова, 2016	Amf	_	8.3
Л-11-2			Симакин, Шапошникова, 2016	Amf	_	10.9
349	Предвершина	Pl + Opx + Amf + + Ep	Putirka, 2008	Opx-liq	1205	9 ± 2
			Перчук, Рябчиков, 1976	Opx-Am	900	—
			Amf-PT	Amf1 + P11	810	8.9
			Amf-PT	Amf1 + Pl2	815	8.7
			Amf-PT	Amf2 + Pl1	750	5.8
			TWQ2.3.2	Opx-Pl-Amf	420	6

Таблица 8. Параметры петро- и минералогенеза массива Луккулайсваара (определены по различным минеральным термометрам)

КОТЕЛЬНИКОВ и др.

Таблица 8. Окончание

№ обр.	Место взятия	Парагенезис	Термометр (барометр)	Минералы ¹⁾	Т°С	<i>Р</i> , кбар
		Габбро-нориты, в	едущий парагенезис: Pl	+ Opx + Cpx		
	1	Ликвиду	сная фаза – ортопирок	сен	1	I.
Л-32	300 м на запад от базы "Норит", канава 166	Габбро-норит Pl + + Opx + Cpx + Amf	Putirka, 2008	Opx-liq	1180	10 ± 2
			Симакин, Шапошникова, 2016	Amf	_	10.1
				Pl-liq?	1060	7.5
			Amf-PT	Amf1-Pl	740	7.4
			Amf-Cpx	Amf1 + Cpx	750	_
			Amf-Cpx	Amf2 + Cpx	600	_
Л-13	Вершина	Габбро-пегматит рудный	Amf-PT	Amf-Pl	800	8.3 ± 2
			TWQ2.3.2	Amf + Cpx + Opx	785	7.9 ± 2
			Перчук, Рябчиков, 1976	Amf-Cpx	650	_
			Chl	Chl	240	_
Л-13-1			Симакин, Шапошникова, 2016	Amf	_	7.6
Л-13-2			Симакин, Шапошникова, 2016	Amf	_	12.4
	I	Анортозиты	, ведущий парагенезис F	Pl + Cpx	1	
		Ликви,	дусная фаза — плагиокла	аз		
Л-42	Канава (Т100 – "Норит")	Анортозит Pl + + Cpx + Amf + Ep + + Chl	Putirka, 2008	Pl-liq	1240	12 ± 1
			CpxBar	Срх	1200*	12 ± 2
			TWQ2.3.2	Amf + Cpx + Pl + Ep	740	7 ± 1.5
			Перчук, Рябчиков, 1976	Amf-Cpx	840	_
			Перчук, Рябчиков, 1976	Amf + Pl	750-550	_
			Amf-PT	Amf-Pl	670-530	4 ± 0.5
			Chl	Chl	240	_

Примечание. 1) – минералы, по которым рассчитывали *PT*-параметры; * – температура, при которой определяли давление.

появляется хлорит. По данным изучения флюидных включений, давление при этом соответствовало 7.8–7.4 кбар.

К сожалению, обнаруженные вторичные водно-солевые включения трудно привязать к определенному этапу минералообразования в габброноритах. Более ранняя генерация с температурой гомогенизации около 270–275°С, содержащая растворы с концентрацией до 6.5 мас. % NaCl-экв. и плотностью 0.78 г/см³, не может соответствовать этапу хлоритизации в силу своей высокой температуры: тогда давление этого процесса было бы ниже 100 бар.

Второй, более поздний, тип вторичных включений с температурой гомогенизации 167–185°С имеет меньшую соленость (до 2.6 мас. % NaClэкв.) и плотность около 0.88 г/см³. Можно предположить, что эти включения самой поздней генерации отражают этап хлоритизации. В этом случае при температуре 270°С давление соответствовало 1.2–1.8 кбар.

292

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 3 2022

Этап	Интервал <i>T</i> , °C	$E_{\rm x}^{6)}$, (°C)	Интервал <i>Р</i> (кбар)	Е _х ⁷⁾ , (кбар)	А	В	<i>E</i> _x ⁸⁾ , (кбар)
Подъем магмы ¹⁾	1350→1060	±60	13.5→9.6	±1.8	-10.796	17.734	0.9
Кристаллизация ¹⁾	1060→800	± 70	9.6→8.7	±1.3	5.9321	3.4601	1.4
Постмагм. ²⁾	800 →490	± 40	8.7→4.0	±0.7	2.0690	6.70770	0.7
Постмагм. ³⁾	800→700	± 40	6.5→5.5	±0.1	-0.12219	8.00382	0.05
Постмагм. ⁴⁾	750→450	±30	5.5→2.5	±0.1	-2.8938	11.2169	0.07
Постмагм. ⁵⁾	450→200	±30	4.0→1.0	±0.1	-2.1115	15.1156	0.09

Таблица 9. Параметры эволюции массива Луккулайсваара и коэффициенты линейных уравнений вида: *P*(кбар) = = A + B*(*T*°C/1000), описывающих различные этапы процесса

Примечание. ¹⁾ *PT*-параметры рассчитывали по составам ликвидусных фаз в равновесии с расплавом, при кристаллизации параметры рассчитывали по составам сосуществующих минеральных фаз; ²⁾ постмагматический этап – PT- параметры рассчитаны по различным минеральным термо- барометрам; ³⁾ расчет температуры по составам минералов в парагенезисах, расчет давления по плотностям углекислоты во флюидных включениях; ⁴⁾ расчет температуры по минералам, давления – по водным флюидным включениях ⁵⁾ расчет температуры по минералам, давления – по водным флюидным включениях ⁶⁾ погрешность расчет а температуры; ⁷⁾ погрешность оценки давления; ⁸⁾ погрешности экстраполяции данных уравнениями вида: $P(\kappa \delta ap) = A + B^*(T^{\circ}C/1000)$, в кбар.

Плотность углекислотных включений в рудных разностях пород при температуре 800°С, отвечающей расчетам по равновесию амфибол—плагиоклаз, указывает на давление около 7.7 кбар.

Таким образом, обобщая вышесказанное, можно утверждать, что в изученных породах массива Луккуллайсваара включения высокоплотной углекислоты в целом отражают условия образования амфибол-плагиоклазовых ассоциаций этих пород. Некоторые различия в значениях давления, полученных по разным оценкам — включениям и минеральным равновесиям — укладываются в погрешность расчета. Наличие нескольких генераций вторичных включений свидетельствует о наложенных процессах. Однако их трудно сопоставить с каким-либо конкретным этапом изменений пород — хлоритизацией или другим эпизодом. Исключение, вероятно, можно сделать для высококонцентрированных растворов, представленных трехфазными включениями: они встречаются только в породах, в которых развита сульфидная (рудная) минерализация. Если предположить, что захватывались эти включения при давлении 4 кбар, температура захвата их близка к 850°С. Обнаружение этих (трехфазных) включений может свидетельствовать о том, что сульфиды отлагались при более низких давлениях, а возможно, и температурах.

Результаты изучения флюидных включений позволяют утверждать, что эволюция основного магматического расплава происходила в относительно "сухих" условиях. Основная масса включений образовалась в два основных этапа: (1) при кристаллизации массива; (2) на постмагматической гидротермальной стадии. Включения первого этапа представлены высокоплотными углекислыми включениями, флюид был обогащен углекислотой. На постмагматической стадии захватывались водно-солевые порции флюида, практически не содержащие углекислоты. Ранние двухфазные включения имеют более высокую соленость и представлены растворами, обогащенными, по-видимому, MgCl₂. На низкотемпературной (гидротермальной) стадии образовывались двухфазные водно-солевые включения невысоких концентраций. Таким образом, можно сделать вывод о смене режима флюидов на постмагматическом этапе эволюции пород массива. Этот факт может быть связан с наложенными более поздними процессами метаморфизма и воздействием гидротермальных флюидов на породы массива Луккулайсваара.

Тренды изменения РТ-параметров на различных стадиях формирования массива можно описать линейными зависимостями типа: $P(\kappa 6ap) = A +$ + В*(T°C/1000). Результаты расчетов представлены в табл. 9. Из рассмотрения данных таблицы видно, что максимальное значение коэффициента В уравнения зависимости P = f(t/1000), отвечающей за соотношение *P*/(*T* × 1000⁻³) на стадии подъема магматического расплава ~17.7, для этапа кристаллизации изменение давления при значительном снижении температуры невелико (В = 3.46). Гидротермальный, постмагматический этап, характеризуется более высоким соотношением $P/(T \times 1000^{-3}); B = 6.7.$ Если воспользоваться данными по оценке давления по флюидным включениям, третий, постмагматический этап разбивается на три интервала: (а) высокотемпературный ($T^{\circ}C = 800 \rightarrow 700$), B = 8.004; (б) среднетемпературный ($T^{\circ}C = 750 \rightarrow 450$), B == 11.22; (в) низкотемпературный ($T^{\circ}C = 450 \rightarrow 200$), В = 15.11. Эти этапы постмагматической эволюции характеризовались тектоническими нарушениями, которые способствовали появлению трещин в минералах с последующим захватом порций флюида и залечиванием трещин. Процессы гидротермальной переработки массива проходили при температурах от 800 до примерно 500°С при снижении давления от 7—8 до 3—4 кбар. При этом происходила интенсивная рекристаллизация рудных минералов и их концентрирование в "зонах разгрузки". По-видимому, гидротермальная переработка продолжалась и при более низких значениях *РТ*-параметров. Об этом свидетельствует широкое развитие процессов хлоритизации (270— 240°С и 2.5—1.5 кбар). С этими процессами связано образование кварцевых жил на самых поздних этапах постмагматической эволюции пород массива Луккулайсваара.

выводы

Таким образом, полученные данные позволяют сделать вывод о том, что габбро-норитовый массив Луккулайсваара формировался в 3 этапа: первый — магматический (внедрение основного расплава и его кристаллизация): второй – позднемагматический, связанный с автометасоматической переработкой отделяющимися флюидами, и третий – гидротермальный, связанный с более поздними процессами. Полученные результаты свидетельствуют, что кристаллизация пород массива началась при температуре выше 1100-1200°С и давлении ~10-13.5 кбар. Следующий этап, зафиксированный межфазовым распределением элементов в равновесиях амфиболплагиоклаз, характеризуется охлаждением до температуры 800-650°С и снижением давления до 7-8 кбар. Дальнейшее понижение температуры ниже 600°С сопровождалось снижением давления до 4 кбар и характеризуется широким развитием процессов образования эпидота (цоизита) по амфиболу, клинопироксену и плагиоклазу. Хлоритизация железо-магнезиальных минералов осуществлялась в гидротермальных условиях при температуре 220-270°С.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны анонимным рецензентам за конструктивные замечания.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке госпрограммы FMUF-2022-0003 рег. № 1021051201959-6-1.5.6;1.5.4;1.5.2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. Отв. ред. М.А. Мишкин. М.: Наука, 1990. 180 с. Барков А.Ю. Зональность, вариации состава, механизмы замещения элементов и ассоциации редких рудных минералов из мафит-ультрамафитовых комплексов: автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Череповец, 2012. 37 с.

Барков А.Ю., Леднев А.И., Меньшиков Ю.П. Некоторые закономерности распределения и изменения составов минералов платиновых элементов в массиве Луккулайсваара (Северная Карелия) // Докл. АН. 1992. Т. 323. № 3. С. 539–544.

Берковский А.Н., Зильберштейн А.Х., Глебовицкий В.А., Семенов В. С., Шалаев В.С. Оценка давления магмы при внедрении на примере интрузивов Кивакка, Луккулайсваара, Ципринга (Северная Карелия) // Докл. АН. 1999. Т. 366. № 5. С. 660–663.

Горбачев Н.С. Флюидно-магматическое взаимодействие в сульфидно-силикатных системах. М.: Наука, 1989. 127 с.

Гроховская Т.Л., Дистлер В.В., Захаров А.А., Клюнин С.Ф., Лапутина И.П. Ассоциации минералов платиновых металлов в расслоенном интрузиве Луккулайсваара, Северная Карелия // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 2. С. 430–434.

Гроховская Т.Л., Дистлер В.В., Клюнин С.Ф., Захаров А.А., Лапутина И.П. Малосульфидная платиновая минерализация массива Луккулайсваара (Северная Карелия) // Геология руд. месторождений. 1992. № 2. С. 32–50.

Кольцов А.Б., Семенов В.С. Процессы постмагматических преобразований платиноносных пород расслоенного массива Луккулайсваара // Геохимия. 2000. № 11. С. 1149 –1158.

Котельников А.Р., Сук Н.И., Ковальский А.М., Котельникова З.А. Минералы – индикаторы *ТРХ*-параметров петрогенеза и задачи экспериментальной минералогии // Электрон. науч.-информ. журнал "Вестник Отделения наук о Земле РАН". № 1(27)'2009. М.: ИФЗ РАН, 2009.

Монтин А.С. Особенности геологического строения и платиноносность расслоенного массива Луккулайсваара в Северной Карелии: автореф. дисс.... канд. геол.-мин. наук. Москва, 2009. 122 с.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.

Семенов С.В., Глебовицкий В.А., Кольцов А.Б., Семенов В.С., Корнеев С.И., Саватенков В. М. Метасоматические процессы в расслоенном интрузиве Луккулайсваара, формирование малосульфидной платинометальной минерализации (Россия) // Геология руд. месторождений. 2008. № 4. С. 283–310.

Семенов С.В. Генетические типы Fe–Ni–Cu-сульфидного и платинометального оруденения в расслоенном базит-ультрабазитовом интрузиве Луккулайсваара (Северная Карелия): автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2012. 23 с.

Симакин А.Г., Шапошникова О.Ю. Новый амфиболовый геобарометр для высокомагнезиальных андезитовых и базальтовых магм // Петрология. 2017. Т. 25. № 2. С. 215–230.

Чевычелов В.Ю. Распределение летучих, породообразующих и рудных компонентов в магматических системах: экспериментальные исследования: автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Москва, 2013. 62 с. Шарков Е.В., Леднева Г.В. Петрология платиноносных микрогабброидов из расслоенного интрузива Луккулайсваара (Северная Карелия) // Записки всероссийского минералогического общества. Ч. СХХІІ. 1993. № 4. С. 35–55.

Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the Eastern Baltic Shield: implication for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Research. 1995. V. 75. P. 31–46.

Barkov A. Yu., Lednev A.I. A rhenium-molybdenum-copper sulfide from the Lukkulaisvaara layered intrusion, northern Karelia, Russia // Eur. J. Mineral. 1993. № 5. P. 1227–1233.

Barkov A.Y., Martin R.F., Tarkian M., Poirier G., Thibault Y. Pd–Ag tellurides from a Cl-rich environment in the Lukkulaisvaara layered intrusion, Northern Russian Karelia // Can. Mineral. 2001. V. 39. P. 639–653.

Barkov A.Yu., Martin R.F., Laajoki K.V.O. et al. Paragenesis and origin of stavrolite from a palladium-rich gabbronorite: an anusual occurrence of the Lukkulaisvaara layered intrusion, Russian Karelia // N. Jb. Miner. Abh. 1999. V. 175. P. 191–222.

Berman R.G. Geological Survey of Canada, Open file 5462. "WinTWQ (version 2.3)": A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations. 2007.

Cathelineau M., Neiva D. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 91. P. 235–244.

Dale J., Holland T., Powell R. Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 140. P. 353–362.

Danyushevsky L.V., Plechov P. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochem. Geophys. Geosyst. 2011. V. 12, Q07021, https://doi.org/10.1029/2011GC003516

Glebovitsky V.A., Semenov V.S., Belyatsky B.V., Koptev-Dvornikov E.V., Pchelintseva N.F., Kireev B.S. The structure of the Lukkulaisvaara intrusion, Oulanka group, Northern Karelia: petrological implications // Can. Mineral. 2001. V. 39. P. 607–637.

Nekvasil H. Ternary feldspar/melt equilibria: a review // In: Feldspars and their reactions. NATO ASI series. *I. Parsons* (ed.) 1994. V. 421. 650 p.

Nimis P., Ulmer P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems // Contrib Mineral. Petrol. 1998. V. 133. P. 122–135.

Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 135. P. 62–74.

Putirka K. Thermometers and barometers for volcanic systems // In: *Putirka, K., Tepley, F.* (Eds.). Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogical Soc. Am. 2008. V. 69. P. 61–120.

Webster J.D. Chloride solubility in felsic melts and the role of chloride in magmatic degassing // J. Petrol. 1997. V. 38. N_{P} 12. P. 1793–1807.

УДК 553.(41+24)+549.31+553.078(470.22)

МИНЕРАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТО-МЕДНО-СУЛЬФИДНЫХ, БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНО-МЕДНО-УРАНОВЫХ И БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНО-МЕДНО-УРАН-ВАНАДИЕВЫХ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ КАРЕЛИИ

© 2022 г. Л. В. Кулешевич^{*a*}, О. Б. Лавров^{*a*, *}

^аИнститут геологии Карельского научного центра РАН, ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185910 Россия

**e-mail: petrlavrov@list.ru* Поступила в редакцию 27.08.2020 г. После доработки 18.01.2022 г. Принята к публикации 15.02.2022 г.

Золото-медно-сульфидная, благороднометалльно-медно-урановая и благороднометалльно-медноуран-ваналиевая минерализация в палеопротерозойских структурах Карельского кратона связана с эволюцией крупной региональной Лапландско-Онежской рифтогенной структуры в свекофеннское время. Характерной чертой месторождений и рудопроявлений, формирующихся на орогенном этапе развития, является появление минералов селена. На территории Карелии изучены рудные объекты Онежской, Кумсинской, Пергубской, Северо-Выгозерской, Лехтинской и Елмозерско-Сегозерской отдельных структур, обобщены материалы по рудной минерализации Паана-Куолаярвинской. Концентрации элементов в рудах и околорудных метасоматитах определялись ICP-MS-анализом, содержание отдельных элементов – методом рентгенофлуоресцентного анализа. Рудные минералы изучались методом сканирующей электронной микроскопии. Установлено, что руды изученных месторождений и рудопроявлений представлены геохимической ассоциацией элементов, включающих Си, Au, Ag, Pb, Mo, Pd, Pt, Co, Ni, U, Se, Bi, Te, As, V, РЗЭ, Ba, Fe (в разных соотношениях). Прожилкововкрапленная рудная минерализация сопровождается низкотемпературными метасоматитами - щелочными (альбититами, эйситами), железо-магнезиальными, слюдитами или березитами, приуроченными к зонам деформаций во вмешающих палеопротерозойских толшах. Изменениям подвергались базальты, кварцитопесчаники и карбонатные отложения ятулийского надгоризонта, углеродсодержащие, основные и ультраосновные толщи людиковийского надгоризонта, а также прорывающие их габбродолериты. Рудная минерализация благороднометалльно-медно-уран-ванадиевых и благороднометалльномедно-урановых месторождений и проявлений (в которых благородные металлы – преимущественно Au, Pd) представлена сульфидами и селенидами меди, свинца, серебра, золота, палладия, реже платины, самородным золотом, более редкими – висмутом, висмутотеллуридами, а также уранинитом, ванадиевыми слюдами, молибденитом, минералами РЗЭ, гематитом, гетитом, являющимися типоморфными минералами этих месторождений и проявлений. Среди гидротермальных селенидов установлены клаусталит, науманнит, фишессерит, палладсеит, падмаит, судовиковит, богдановичит, парагуанахуатит, эвкайрит, умангит, клокманит, тиманнит, тиррелит, кадмоселит, а также селенсодержащие сульфиды (Se-малышевит, вейбуллит, селеногаленит, Se-содержащие борнит, халькозин, молибденит). В зонах окисления обнаружены самородный селен, селенаты. Типоморфные ассоциации Аu-Cu-сульфидных месторождений и проявлений в более эродированной центральной части Карельского кратона представлены халькопиритом, борнитом, пиритом, встречаются галенит, молибденит, сульфиды серебра, золото, электрум, Se-солержащий халькозин, а также гематит. Селенилы в этих рудах менее распространены, среди них установлены клаусталит, науманнит, богдановичит, фишессерит.

Ключевые слова: золото-медно-сульфидная, благороднометалльно-медно-урановая, благороднометалльно-медно-уран-ванадиевая минерализация, типоморфные минералы, селениды, селен, селенаты, палеопротерозойские структуры, метасоматиты, Карелия

DOI: 10.31857/S0016777022030042

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы, в связи с открытием золотоурановых (Au–U) и золото-медно-сульфидных (Au–Cu–S) месторождений в Северной Финляндии, возрос интерес к комплексным рудным объектам, содержащим разнообразный набор элементов – U, Cu, Au, Ag, Pb, Se, Pd, Pt, Bi, Te, As, Co, Ni, Mo, так называемой "атипичной" ассоциации (в русскоязычной литературе выделяемой как пяти- или полиэлементной рудной формации). Как отмечают специалисты по урану, открытие группы золото-урановых рудных объектов типа Ромпас в Финляндии резко повысило перспективы восточной части Фенноскандинавского щита на выявление крупных месторождений, представляющих промышленный интерес (Афанасьева, Миронов, 2013).

В рудах этих месторождений совместно с благородными металлами встречается селен. Он образует селениды, являющиеся типоморфными и наиболее распространенными минералами в благороднометалльно-медно-урановых (благороднометалльно-Cu–U), благороднометалльно-медно-уран-ванадиевых (благороднометалльно-Си-U-V) и Аи-Сисульфидных рудах. В природе селен относится к малораспространенным элементам, его кларк в земной коре — 5×10^{-6} % (0.05 г/т). В рассматриваемой группе низкотемпературных гидротермальных месторождений селен образует как собственные минералы, так и может изоморфно замещать серу в сульфидах. В зоне окисления встречается в селенатах и реже как самородный элемент. Селен обычно добывается попутно из шламов Se-содержащих никелевых, полиметаллических колчеданных, Au–U руд или даже из углей (Авдонин и др., 2005). В Карелии повышенные (относительно кларка в земной коре) концентрации Se (1–12 г/т) приурочены к шунгитоносным толщам людиковийского надгоризонта. Более высокие концентрации (25-1600 г/т и выше) и минеральные формы установлены в рудах благороднометалльно-Cu-U, благороднометалльно-медно-U-V (где благородные металлы представлены Au, Pd, Pt) и Au-Cu-сульфидных месторождений и проявлений в палеопротерозойских структурах Карельского кратона.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНО-МЕДНО-УРАНОВЫХ, БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНО-МЕДНО-УРАН-ВАНАДИЕВЫХ И ЗОЛОТО-МЕДНО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩАХ ЛАПЛАНДСКО-ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

Благороднометалльно-Си–U, благороднометалльно-Си–U–V и Au–Cu-сульфидные руды Карельского кратона приурочены к зонам складчато-разрывных или сдвиговых деформаций в ятулийско-людиковийских толщах палеопротерозойских структур Карелии и Северной Финляндии (фиг. 1). В региональном плане все эти локальные структуры связаны с многоэтапным развитием Лапландско-Онежского рифта. Эта крупная рифтогенная структура заложилась 2.5 млрд лет назад и развивалась до 1.7 млрд лет (в карельской части). Орогенические процессы в ней проявились в свекофеннское (~1.78 млрд лет) и в раннерифейское (~1.6–1.46 млрд лет) время в южной его части – в Онежской структуре (Goltsin et al., 2008; Глебовицкий и др., 2014). Со свеко-феннским этапом развития связываются главные складчато-разрывные деформации и метасоматические изменения пород, сопровождающиеся благороднометалльно-Сu–U, благороднометалльно-Cu–U, и Аu–Cu-сульфидной минерализацией.

На территории Северной Финляндии выявлены золото-(кобальт)-медно-сульфидные и благороднометалльно-урановые рудные объекты, представленные месторождениями и проявлениями Юомасуо, Хангаслампи, Ромпас, Перяпохья, Вахайоки, Сааттопора, Пахтаваара, Суурикуусикко, Левиярви, Куотко и рядом других в мезо- и палеопротерозойских зеленокаменных толщах Центральной Лапландии, в сланцевых поясах районов Куусамо и Перяпохья (фиг. 1).

Некоторые Au-Cu-сульфидные и Au-Cu-U месторождения в финской Лапландии имеют значительные ресурсы (Суурикуусикко), отдельные из них разрабатываются, разведываются, либо отработаны (Калинин, 2018; Полеховский и др., 2019; Eilu, 1999; Eilu, Niiranen, 2002; Korkalo, 2006; Niiranen, 2004; 2005; Eilu et al., 2007; Gold..., 2007; Patison, 2007; Patison et al., 2007; Vanhanen, 2001; Vanhanen et al., 2015; Wyche et al., 2015). Систематизируя все полученные данные, финские геологи выделяют несколько типов рудных объектов, приуроченных к зонам деформаций: 1 – гидротермальные орогенической группы, золотосульфидные (либо S-As); 2 - золото-медно-сульфидные с атипичной геохимической ассоциацией (Au, Cu, Ni, Co, Mo, Bi, Te, As, U, РЗЭ). К 3-й группе относятся палеороссыпные в осадках и конгломератах. В связи с открытием крупнейшего Fe-O-Cu-Au-P3Э-U месторождения Олимпик Дэм в Австралии (возраст ~1.5 млрд лет) (Roberts, Hudson, 1983; Reynolds, 2000) в последние десятилетия в мире особенно возрос интерес к комплексным железо-оксидно-золото-медным объектам и родственным им золотомедно-сульфидным месторождениям (Соловьев. 2011). Подобный тип рудных объектов IOCG-(железо-оксидно-золото-медно-сульфидтипа ные) был особо выделен в отдельную 4 группу (Niironen, 2004, 2005). Отложению оруденения предшествовал щелочной метасоматоз (формирование альбититов, эйситов), протекавший в условиях повышенной NaCl-солености (Barton, Johnson, 1996; Frietsch et al., 1997; Леденева, Пакульнис, 1997).

Рудные объекты, подобные Северной Финляндии, прослеживаются и в северо-западной Карелии, где представлены в палеопротерозойских толщах Паана-Куолаярвинской структуры. В цен-

2022



Фиг. 1. Месторождения и рудопроявления Au–Cu–S, благороднометалльно-Cu–U и благороднометалльно-Cu–U–V Лапландско-Онежской рифтогенной структуры. 1 – протерозойские отложения (PR₁₋₂), 2 – архейские отложения (AR), 3 – рифейские гранитоиды (R), 4 – мезопротерозойские гранитоиды (PR₂), 5 – раннепротерозойские (сумийские) базит-гипербазитовые интрузии (PR₁), 6 – зоны, контролирующие рифтогенную структуру и сопряженные смещения, 7 – благороднометалльные (Au–Cu–S, Au–Cu–U) месторождения и проявления Лапландии. Месторождения и проявления Карелии: 8 – благороднометалльно-Cu–U, благороднометалльно-Cu–U–V, 9 – Au–Cu-сульфидные и золотосодержащие. Протерозойские геологические структуры: 1 – Центральная Лапландия, 2 – Перяпохья, 3 – Куусамо, 4 – Паана-Куолаярвинская (или Салла-Куолаярвинская), 5 – Кукасозерская, 6 – Гайкольская, 7 – Лехтинская, 8 – Северо-Выгозерская, 9 – Елмозерско-Сегозерская, 10 – Янгозерская, 11 – Кумсинская, 12 – Ветреный Пояс, 13 – Онежская.

тральной и южной части Лапландско-Онежской рифтогенной структуры на Карельском кратоне они фиксируются цепочкой небольших Au–Cuсульфидных (или золотосодержащих) проявлений в Лехтинской, Северо-Выгозерской, Елмозерско-Сегозерской структурах и рядом более значимых благороднометалльно-Си–U или благороднометалльно-Сu–U–V проявлений и месторождений в Кумсинской и Онежской структурах (фиг. 1). Рудная минерализация в этих палеопротерозойских структурах приурочена к зонам северо-западных деформаций и низкотемпературного шелочного и сопряженного железо-магнезиального метасоматоза в породах ятулийского (2.3–2.1 млрд лет) и людиковийского (2.1–1.92 млрд лет) возраста, основного, карбонатного и иного состава, а также шунгитоносным толщам.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалом исследований были образцы руд и метасоматитов с благороднометалльно-Cu-U, благороднометалльно-Си–U–V и Аи–Си-сульфидной вкрапленно-прожилковой или гнездовой минерализацией из протерозойских месторождений и рудопроявлений Карельского кратона. Изучалась рудная минерализация с месторождений и рудопроявлений Онежской структуры (Средняя Падма, района Великой Губы), шунгитоносные породы с сульфидной вкрапленно-прожилковой минерализацией (Максово), благороднометалльно-Cu–U, Au–Cu–S и золотосодержащая медносульфидная минерализация Кумсинской (Светлое. Медные горы). Пергубской (Воронов Бор). Северо-Выгозерской (Воицкое), Лехтинской и Елмозерско-Сегозерской структур (Шуезерское, Хахлозеро, Мойна), в которых авторами проводились детальные геологические и металлогенические исследования. По Паано-Куолаярвинской структуре приводятся обобщенные результаты исследований, опубликованные в литературе.

Благороднометалльно-медно-урановые и благороднометалльно-медно-уран-ванадиевые месторождения и рудопроявления

Онежская структура находится в южной части Лапландско-Онежского рифта (фиг. 1). Эта синклинорная структура представлена чередованием синклинальных и антиклинальных складок, сложенных породами ятулийского, людиковийского (заонежского и суйсарского горизонтов) и калевийского надгоризонтов (Онежская..., 2012). Благороднометально-Cu-U-V минерализация Онежской структуры (фиг. 2), проявлена практически на всех обнаруженных здесь рудных объектах. Вмещающие толщи представлены шунгитами, метапелитами, базальтами и туфами основного состава людиковийского надгоризонта, а также карбонатными породами ятулийского надгоризонта. Структурная позиция оруденения и сопровождающих их метасоматитов определяется приуроченностью их к северо-западным зонам деформаций и участкам северо-восточного перегиба ундулирующих осей складок третьего порядка (перехода антиклиналь-синклиналь). Протяженность зон метасоматитов бывает значительная — до 10 км (Металлогения Карелии, 1999). Благодаря работам горно-геологического предприятия "Невскгеология", проводимым в 1982— 1991 годах Ю.В. Петровым и в 1992—1994 годах Ю.А. Самойленко, рудные объекты хорошо изучены. Выявлено пять крупных месторождений и более десяти перспективных рудопроявлений ванадиевых руд (Минерально..., 2005), обладающих уникальными минералого-геохимическими особенностями (с U, Cu, Mo, ЭПГ, Au, Ag компонентами).

Наиболее значительные концентрации V, U, Cu, благородных металлов были установлены на месторождениях южной части Тамбицкой зоны складчато-разрывных деформаций (СРД). Это месторождения Средняя и Верхняя Падма, Царевское, Весеннее, названные объектами падминского типа (Металлогения Карелии, 1999; Минерально-сырьевая..., 2005). Уран-ванадиевая рудная минерализация была обнаружена в низкотемпературных карбонатсодержащих альбититах (эйситах) и слюдитах (представленных V-Cr-Mg-слюдами), приуроченных к участкам флексурных перегибов или деформаций, осложненных трещинами отслоения вблизи контакта разнородных толщ (Билибина и др., 1991; Мельников и др., 1992; Мельников, Шумилин, 1995). Щелочные метасоматиты установлены до глубины 0.5-1.5 км (от уровня эрозионного среза).

На месторождении Средняя Падма было установлено 11 рудных тел, глубина залегания которых находится на 55–310 м от уровня поверхности (Минерально-сырьевая..., 2005). Наиболее богатые уран-ванадиевые руды месторождения Средняя Падма приурочены к внутренним зонам метасоматитов, образующим пологозалегающие секущие тела в трещинах отрыва (с падением 0°–20° на СВ). Руды представлены настуран-роскоэлитовым и благороднометалльно-сульфидно-настуран-роскоэлитовым минеральными типами.

В районе поселка Великая Губа в центральной части Онежской структуры расположено несколько уран-ванадиевых рудных объектов с благородными металлами и селенидами, объединенных в так называемую космозерскую группу (фиг. 2). Рудные объекты представлены месторождением Космозеро, проявлениями Южно-Космозерское, Великая Губа. Их размещение контролируется Святухинско-Космозерской зоной складчато-разрывных деформаций и интенсивных шелочно-слюдистых изменений пород (фиг. 2, зона IV). Некоторые рудопроявления сопровождаются полиметаллической минерализацией и кварц-самоцветным сырьем (Великая Губа, Кондобережская). Большинство залежей U-V руд приурочены к карбонатно-слюдисто-альбитовым метасоматитам по алевролитам и доломитам. Руды содержат прожилково-вкраплен-



Фиг. 2. Размещение месторождений и рудопроявлений на Заонежском полуострове, Онежская структура (по материалам Карельской ГЭ и "Невскгеология"). Вмещающие толщи: 1 – отложения калевийского надгоризонта; 2–4 – людиковийский надгоризонт (2 – вулканиты суйсарского горизонта; 3 – основные вулканиты и габбродолериты заонежского горизонта; 4 – шунгитоносные толщи); 5 – ятулийский надгоризонт (карбонатные, алевролиты, аргиллиты); 6 – габбродолериты, Пудожгорский силл; 7 – гранитогнейсы, архей; 8 – зоны складчато-разрывных деформаций (I – Кузарандовская, II – Тамбицкая, III – Нумицкая, IV – Святухинско-Космозерская, V – Уницкая); 9 – СВ сдвиговые зоны. Рудные объекты: 10 – благороднометалльно-Сu–U, 11 – благороднометалльно-Сu–U–V руды, 12 – полиметаллич ческие руды и сульфидная вкрапленная (колчеданная) минерализация, 13 – кварц-самоцветное сырье, 14 – шунгитовые месторождения, 15 – сульфидная медная минерализация в габбродолеритах. Месторождения и рудопроявления: 1 – Шуньга, 2 – Максово, Зажогино, 3 – Святуха, 4 – Ковдозеро, 5 – Космозеро, Южно-Космозерское, 6 – Великая губа, 7 – Кондобережская, Яндомозеро, 8 – Весеннее, 9 – Верхняя Падма, 10 – Средняя Падма, 11 – Царевское.

ную благороднометалльно-сульфидно-селенидную минерализацию.

На месторождении Космозеро, расположенном севернее пос. Великая Губа, глубина залегания трех рудных залежей варьирует от 50 до 500 м. Рудная зона вытянута в СЗ направлении, приурочена к перегибу складки, рудные прожилки формируют штокверк. Рудопроявление Великая Губа расположено южнее месторождения Космозеро. Кондиционные урановые руды оконтурены в трех залежах, они сопровождаются альбитизацией и карбонатно-слюдистыми метасоматитами (Металлогения..., 1999).

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 3 2022

Маатарауктациа	V ₂ O ₅	C/P	UO ₂	C/P	Au	C/P	Pd + Pt	C/P	Cu	C/P
или проявление	макс./ср.	-,-	макс./ср.	-/-	макс./ср.	Au	макс./ср.	ЭПГ	макс./ср.	Cu
или проявление	%	МЛН Т	%	Т	г/т	Т	г/т	Т	%	тыс т
м. Средняя Падма	17.8/2.35	2.48/	/0.067	3066/	/0.16	0.729/	/0.31	1.418/	/0.53	_
м. Верхняя Падма	/2.32	0.565	/0.043	240/	/0.21	0.119/	/0.18	0.1/	/0.52	2.9
м. Царевское	14.8/2.33	3.378	/0.066	3300/	_	_	/0.24	1.209/	/0.24	8.1/
м. Космозерское	16.2/4.22	1.405/ 0.24	/0.128	1800/	/0.24	0.332/	/0.4	0.562	/0.84	11.8/ 2.0
м. Весеннее	/3.09	1.204/ 1.456	/0.046	230/	/0.33	/0.166	/0.83	/0.165	6.5/	/4.8
м. Шульгиновское	/2.41	/6.224	0.12/ 0.05	/2800	_	-	—	-	—	—
п. Святуха	1.5	_	0.3/	_	_	_	_	_	_	_
п. Великая губа	/0.5	/0.6	2.15/ 0.08	_	_	_	_	_	_	_
п. Южно-Космо- зерское	2.0/	_	0.18/	_	_	_	—	_	_	_
п. Яндомозеро	1.0/	—	0.044/	—	_	—	_	—	_	—

Таблица 1. Содержания, запасы и ресурсы благороднометалльно-Си–U–V месторождений и проявлений Онежской структуры, Карелия

Примечание. С – запасы (С₂ + С₁), Р – ресурсы (Р₂ + Р₁), по (Минерально..., 2005); м. – месторождение, п. – проявление; прочерк – нет данных; макс./ср. – содержание максимальное/среднее.

Южнее проявления Великая Губа у деревни Кондобережская (фиг. 2) углеродсодержащие вмещающие толщи секутся кварцевыми жилами, образующими штокверк, представленный разными генерациями сульфидов, селенидов и разновидностями кварца.

Для разведанных месторождений и рудопроявлений падминского типа по результатам производственных работ (Минерально-сырьевая..., 2005) можно составить следующую сводку (табл. 1). Для некоторых из этих объектов авторами детально изучались ассоциации руд и измененных пород.

В палеопротерозое в породах людиковийского надгоризонта (2.1-1.92 млрд лет) Онежской структуры фиксируется значительное накопление биогенного органического вещества, большие мощности черносланцевых отложений и значительные содержания углерода в пелитовых осадках (Онежская..., 2011). Высокоуглеродистые породы шунгитовых месторождений Заонежья (Зажогинское, Максово, Шуньга) содержат более 20% С и относятся к комплексному сырью, используемому для получения ферросплавов, специальных строительных материалов и в некоторых иных отраслях промышленности. Для шунгитового сырья, независимо от разновидностей шунгитового вещества и концентрации углерода в нем, требуется низкое содержание примесей S, P, U. По безсульфидным шунгитам можно судить о фоновых концентрациях рудогенных элементов в этих породах как возможном первичном источнике для переотложенной минерализации. А так как сера в шунгитах связана с сульфидами, изучение вкрапленно-прожилковых сульфидов на месторождениях шунгитов (Кулешевич и др., 2019) проводилось параллельно с исследованиями углеродистого вещества. В зонах брекчирования и участках переотложенного (миграционного) шунгитового вещества возрастает количество сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, молибденит) и появляются селениды полиметаллов. Метасоматиты в таких участках представлены железо-магнезиальными слюдитами. В зонах брекчирования они содержат карбонат, калиевый полевой шпат, апатит. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом.

Онежская структура к северу объединяется с небольшой Пергубской и Кумсинской ятулийскими структурами (фиг. 1, фиг. 3). Вмещающие толщи ятулийского надгоризонта (2.3–2.1 млрд лет) в этих структурах представлены метабазальтами, кварцитопесчаниками, кварцевыми конгломератами, карбонатсодержащими породами, алевролитами. С северо-западными зонами складчато-разрывных деформаций в ятулийских толщах связаны щелочно-железо-магнезиальные изменения пород и проявления благороднометалльно-Си–U минерализации Светлое, Au–Cu-сульфидных и золотосодержащих месторождений и проявлений Воронов Бор и Медные горы. Благороднометалльно-Сu–U минерализация проявления Светлое



Фиг. 3. Схема размещения рудопроявлений в Кумсинской и Пергубской структурах (по материалам авторов). 1 – четвертичные отложения; ятулийский надгоризонт: 2 – базальты, карбонаты, алевролиты (PR₁jt₂); 3 – базальты, кварцито-песчаники (PR₁jt₁); 4 – полимиктовые конгломераты (сариолийский надгоризонт, PR₁sr); 5 – метабазальты и андезибазальты, туфы (сумийский надгоризонт, PR₁sm); 6 – лопийский надгоризонт (AR₂lp); 7 – тела габбродолеритов (PR₁); 8 – граниты (AR₂); 9 – месторождения и проявления (а – благороднометалльно-Cu–U, 6 – Au–Cu-сульфидные); 10 – тектонические нарушения.

приурочена к слюдисто-хлоритовой зоне на контакте основных и карбонатных пород ятулийского надгоризонта и секущих их габбродолеритов (Металлогения..., 1999; Кулешевич и др., 2011). На месторождении Воронов Бор отложению оруденения предшествовала альбитизация, развивающаяся как по кварцито-песчаникам, так и по базальтам (Кулешевич и др., 2009). На рудопроявлении Медные горы интенсивно альбитизированы габбродолериты, в них развиваются альбит, кальцит, хлорит, титанит (Кулешевич и др., 2009). Шелочной метасоматоз завершается образованием секущих медно-сульфидно-кварц-карбонатных прожилков, мощностью от нескольких мм до 10 см, рудная минерализация которых детально изучалась.

Паана-Куолаярвинская синклинорная структура расположена в северо-западной карельской части Лапландско-Онежской рифтогенной структуры (фиг. 1). Она прослеживается через границу от структуры Салла в Финляндии и сланцевого пояса Куусамо до Паанаярви в Мурманской области и в Карелии, являясь восточным продолжением Центрально-Лапландского зеленокаменного пояса. Золото-урановые рудопроявления Куолаярвинской части структуры (Алим-Курсуярви, Алакуртти, Лагерное и Озерное) расположены в ее восточном борту (фиг. 4). Они приурочены к зонам деформаций и изменений в ятулийско-людиковийских толщах (Калинин, 2013, 2018; Калинин и др., 2014; Колядина, 2017). Центральная зона измененных пород на этих проявлениях сложена альбит-хлоритовыми или альбит-доломитовыми метасоматитами с секущими их кварц-карбонатными жилами с медносульфидной минерализацией.

Золото-медносульфидные месторождения и рудопроявления

Аu-Сu-сульфидные месторождения и рудопроявления Лапландско-Онежской рифтогенной структуры (фиг. 1) расположены преимущественно в центральной более эродированной части Карельского кратона (Кулешевич и др., 2010). Рудная минерализация приурочена к зонам деформаций в ятулийских структурах (2.3–2.1 млрд лет), в которых преобладают вмещающие кварцитопес-



Фиг. 4. Схема размещения месторождений в Паана-Куолаярвинской структуре, по (Калинин, 2018). Палеопротерозой: 1 – метабазальты, 2 – доломиты, кварциты, 3 – метабазальты, порфириты (а), силлы габбродолеритов (б), 4 – конгломераты, песчаники, 5 – актинолитовые сланцы, 6 – углеродсодержащие сланцы, доломиты, 7 – метабазальты и габбро-амфиболиты, 8 – кварциты, кварцитопесчаники, 9 – граниты, неоархей, 10 – дайки габбродолеритов, протерозой, 11 – кварцевые жилы и жильные зоны, 12 – тектонические зоны, 13 – месторождения и рудопроявления Аu– Cu–S (кварцевые жилы) (а), Au–U (б): 1 – Майское, 2 – Озерное, 3 – Лагерное, 14 – элементы залегания пород.

чаники, метабазальты и секущие их габбродолериты (2.0—1.98 млрд лет). В менее эродированной Паана-Куолаярвинской структуре рудные объекты локализуются в ятулийско-людиковийских карбонатсодержащих осадках, базальт-коматиитовых толщах, а также в секущих их дайках габбродолеритов.

В небольшой Пергубской структуре (фиг. 3) к метасоматически измененным породам нижнеятулийского надгоризонта (2.3—2.1 млрд лет) приурочено месторождение Воронов Бор, ранее выделяемое как месторождение медистых песчаников (Минерально-сырьевая..., 2005). Вкрапленная, вкрапленно-прожилковая Au—Cu-сульфидная минерализация сечет кварцитопесчаники, кварцевые конгломераты и частично метабазальты. Гнездовая минерализация локализуется преимущественно в кварцитопесчаниках. Ранние из-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 3 2022

менения представлены пропилитами (ассоциацией эпидота, альбита и кальцита), биотитизацией и альбититами в базальтах и кварцито-песчаниках (Кулешевич и др., 2009; Кулешевич, Лавров, 2011). Для изучения были отобраны образцы околорудных метасоматитов, халькопиритовые, борнитовые и халькозиновые руды.

В Северо-Выгозерской структуре находится месторождение Воицкое (фиг. 1), Аи-Си-сульфидные руды которого приурочены к крутопадающим кварцевым жилам мощностью от 0.5 до 4 м. Жилы секут кварцитопесчаники ятулийского надгоризонта и имеют северо-восточное и частично северо-западное простирание (40°-45° и 320°). Околожильные изменения представлены березитами, сульфиды меди – халькопиритом и борнитом. Месторождение было отработано на медь с попутной добычей золота еще в XVIII веке (в соответствии с технологическими возможностями того времени). При строительстве Беломорско-Балтийского канала выработки были частично затоплены. По современным оценкам, среднее содержание Си в рудах составляло 1.3%, Аи 1.9 г/т (Минерально-сырьевая..., 2005; Кулешевич, Лавров, 2010, 2012). Изучались медно-сульфидные (халькопиритовые и борнитовые) золотосодержащие рудные ассоциации.

К наиболее значительным проявлениям Лехтинской и Елмозерско-Сегозерской структур (фиг. 1) относятся Au-Cu-сульфидные. В Лехтинской структуре руды проявлений Шуезерское и Хахлозеро приурочены к дайкам габбродолеритов (с возрастом 2.0-2.06 млрд лет) и вмещающим их кварцито-песчаникам. Формирование низкотемпературных альбититов (эйситов) и хлоритизация предшествовали образованию халькопирит-кварцкарбонатных жил. На проявлении Шуезерское габбродолериты имеют северо-западное простирание, а секущие их альбититы – северо-восточное с аз. 45° (угол падения 35°-45°). Мощность халькопирит-карбонат-кварцевых жил, секущих альбититы, составляет 1–3 м, гнезд – до 5 м. Жилы образуют штокверковую зону протяженностью до 350 м при ширине 30–150 м. Изучались образцы халькопиритовых и галенит-кварцевых рудных жил, содержащих золото и серебро. В Елмозерско-Сегозерской структуре небольшие золотосодержащие медносульфидные проявления – Нюралампи, Мойна, Кеч и некоторые другие были обнаружены при поисках меди еще в XIX-начале XX века. На проявлении Мойна альбититы с медносульфидно-карбонат-кварцевыми жилами секут габбродолериты.

В восточном борту Паана-Куолаярвинской структуры в 70-х годах прошлого века была обнаружена система линейных кварцевых жил (СВ и СЗ простирания) и штокверки с Аи–Си-сульфидной минерализацией. Долгое время эти исследо-

вания оставались в забвении. И лишь открытие многочисленных протерозойских проявлений и месторождений в Северной Финляндии – Лапландии (Eilu, Pankka, 2007) послужили основным толчком для новых активных поисковых работ и на российской территории (работы ГГП "Невскгеология", ВСЕГЕИ, ГИ Кольского НЦ РАН). Были обнаружены новые золото-сульфидные и золото-теллуровые проявления и детально изучены ранее известные (Калинин, 2013, 2018; Калинин и др., 2014). В центральной части структуры (фиг. 4), на небольшом частично отработанном месторождении Майское метасоматические изменения по основным породам представлены ранними пропилитами и последующей альбитизацией. Измененные вмешающие породы секутся кварцевыми жилами, имеющими северо-восточное простирание. На контакте этих жил развиваются микроклин, Ва-содержащий калишпат, гиалофан, хлорит, биотит; этот тип изменений был отнесен к гумбеитам. В зальбандах жил установлены сульфиды меди, золото и более редкие минералы (Порицкий и др., 1993; Сафонов и др., 2003; Вольфсон и др., 2005; Калинин и др., 2018). В северо-восточном борту Паана-Куолаярвинской структуры на рудопроявлении Кайралы кварцевые жилы секут пропилитизированные основные и ультраосновные толщи. Наряду с сульфидами меди они содержат вкрапленно-прожилковую золототеллуровую рудную минерализацию (Войтеховский и др., 2009, 2010; Чернявский и др., 2012; Калинин и др., 2014).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минеральный состав благороднометалльно-Cu-U, благороднометалльно-Сu-U-Vи Au-Cuсульфидных руд и нерудных ассоциаций метасоматитов с вкрапленной, вкрапленно-прожилковой или гнездовой минерализацией определялся в аншлифах и шлифах оптическими методами под микроскопом. Все определения состава руд и минералов проводились в Центре аналитических исследований ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск). Состав рудных минералов изучался с использованием электронного сканирующего микроскопа (СЭМ) VEGA II LSH (фирмы Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором INCA Energy-350 (аналитик А.Н. Терновой). Ускоряющее напряжение 20 кВ. Ток зонда от 100-200 пА. Электронная пушка: вольфрамовый катод с термоэлектронной эмиссией. Скорость сканирования 60–150 с на точку. Детектор вторичных электронов (SE) ЕТ типа, высокочувствительный детектор отраженных электронов – (BSE). Калибровка проводилась по контрольному образцу кобальта. Среднеквадратичное отклонение для анализируемых элементов и оксидов не превышало 1–2 мас. %. Отдельные мелкие зерна минералов (<2-5 мкм) из-за захвата вмещающей матрицы были проанализированы качественно: их состав был пересчитан на 100%. Изображения минералов представлены в обратно отраженных электронах (BSE).

Компонентный состав руд и измененных пород, содержание отдельных элементов (Cu, S) определялось рентгенофлуоресцентным методом на приборе ARL ADVANT'X (Thermo Fisher Scientific, Швейцария). Подготовка и определение массовой доли элементов рентгенофлуоресцентным анализом (РФА) в образцах проводилось по существующей приборной методике. Количественный расчет осуществлялся с использованием 24 эталонных образцов горных пород, полуколичественный – на основе заводской калибровки, с использованием программного обеспечения рентгенофлуоресцентного спектрометра и пакета прикладных программ (аналитик С.В. Бурдюх). Чувствительность метода количественного определения элементов -0.001%.

Концентрации малых рудогенных, редких и редкоземельных элементов определялись на квадрупольном масс-спектрометре XSeries 2 ICP-MS (Thermo Scientific, США). Метод ICP-MS основан на использовании индуктивно-связанной плазмы в качестве источника ионов и масс-спектрометра для их разделения и детектирования. Разложение образцов проводили путем кислотного вскрытия в открытой системе (по существующей методике). Для анализа использовали навески образцов массой 0.1 г. Вместе с анализируемыми образцами проводили разложение контрольных образцов (холостых проб) и стандартных образцов СГД-2А, BHVO-2. Определение массовой доли элементов в образцах проводили количественным методом с использованием эталонных растворов, содержащих 1, 10, 50 и 100 мкг/л определяемых элементов по существующим параметрам работы спектрометра и параметрам процедуры измерения масс-спектров. Число сканирований составляло 100; время измерения на канал – 320 мкс; режим регистрации – счет импульсов. Обработку масс-спектров и расчеты содержания элементов в пробах проводили с использованием программного обеспечения масс-спектрометра и пакета прикладных программ (аналитик А.С. Парамонов). Массовая доля элементов (от Li – до U), определяемых в образце, рассчитывалась как среднее значение, измеренное по их изотопам с существующими пределами обнаружения для каждого элемента.

Результаты радиологического датирования руд и околорудных измененных пород разными методами приводятся по ранее опубликованным данным (Билибина и др., 1991; Бушмин и др., 2013; Бороздин и др., 2014; Кулешевич и др., 2019). Для ряда рудопроявлений (Светлое, Медные горы,

Воронов Бор, Воицкое, Максово, Шуезерское, Хахлозеро) Rb/Sr датирование выполнено по образцам авторов (Глебовицкий и др., 2012, 2014; Кулешевич и др. 2011).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Месторождение Средняя Падма, Онежская структура. Рудная минерализация Средней Падмы представлена разными минеральными ассоциациями, приуроченными к разным зонам метасоматической колонки (Полеховский, Волошин, 1990; Леденева, Пакульнис, 1997; Кулешевич, Голубев, 2012). Среди них выделяются фланговые зоны альбитизации с пиритом и гематитом и центральные зоны мелкозернистых слюдитов и жильных крупночешуйчатых Cr-V-слюдитов с благороднометалльно-селенидными прожилками. В рудной зоне встречаются участки наложенного пострудного зарастания секреционных полостей, представленные кварцем, гетитом, баритом. Промышленное значение на месторождении имеют ванадиевые и урановые руды центральных зон. К ним чаще всего и бывают приурочены прожилки с селенидами (клаусталитом) и минералами благородных металлов.

Прожилково-вкрапленная минерализация периферических зон альбититов в изученной метасоматической колонке Средней Падмы представлена вкрапленными сульфидами и селенидами. Среди них установлены в основном пирит, в меньшем количестве халькопирит, сфалерит, галенит, клаусталит, борнит и реже минералы более поздних стадий, в том числе барит.

Рудная минерализация внутренней зоны метасоматитов (Cr-V-слюдитов) включает уранинит, настуран, коффинит, монтрозеит, кальцит. Зона крупночешуйчатых слюдитов содержит прожилково-гнездовую селенидно-карбонатную минерализацию, представленную клаусталитом PbSe, парагуанахаутитом Bi₂Se₃, богдановичитом AgBiSe₂, галенобисмутитом Pb(Se,S), вейбуллитом $Pb_6Bi_8(Se,S)_{18}$, клокманнитом CuSe, шапбахитом (Ag_{0.4}Pb_{0.2}Bi_{0.4})S, самородными золотом, серебром, минералами платиновой группы, реже самородной медью. Bi-S-Se-минералы платиновой группы представлены сложными многокомпонентными соединениями – висмутидами, сульфоселенидами, селеносульфидами. Среди них были выявлены селениды благородных металлов - падмаит PdBiSe, судовиковит PtSe₂, более сложные Pd-Se-S-Bi- и Pt-Bi-Se-фазы, а также установлены малышевит PdCuBiS₃, соболевскит PdBi, фрудит PdBi₂, инсизваит Pt(Bi,Sb)₂, полярит Pd(Bi,Pb) (Полеховский и др., 1991_{1,2}, 1997; Черников и др., 2006).

Изученные нами минералы селенидных прожилков из зоны крупночешуйчатых Cr-V-слюди-

2022



Фиг. 5. Аu–Pd-содержащие клаусталитовые прожилки Средней Падмы: а – клаусталит (Kla), Cr–V-селадонит (Cr-Sel), роскоэлит (Ros); б – золото в клаусталите. Образец не полирован, изображения в BSE.

тов (роскоэлитов и хром-селадонитов) представлены клаусталитом, Se-галенитом (0.54-7%), золотом, соединениями Pd и Pt с Bi, S, Se (фиг. 5, табл. 2). В ассоциации с ними встречаются пирит, халькопирит, а также Zn-Cr-V-шпинели ряда цинкохромит ($ZnCr_2O_4$) – кулсонит (FeV₂O₄), Feолхонскит (Cr,Fe,V)₂Ti₃O₉ и включения браннерита UTi₂O₆ (Кулешевич, Голубев, 2012). Клаусталит PbSe – основной минерал прожилков (табл. 2), срастается с крупночешуйчатой слюдой (фиг. 5а). Он выделяется позднее сульфидов, цементирует их, при окислении незначительно замещается молибдоменитом PbSeO₃. В срастании с клаусталитом установлены золотины размером от 2-30 мкм до видимых в 2-4 мм (фиг. 5). Золото содержит 5.41-8.58% Ад, иногда примесь Se до 0.54-0.77%, пробность 910-945 (табл. 2, анализы 2-3). На контакте золота с клаусталитом образуются палладистый купроаурид (CuPd)₂(Au,Ag)₃ (табл. 2, анализ 4), малышевит PdCu(Bi)S₃ (табл. 2, анализы 5-7), а также более сложные Pd-Cu-Bi-Pb-Se-S-соединения и мончеит PtBi₂. Pd-купроаурид выделяется на контакте золота с малышевитом. По микротрещинкам он проникает в золото. В подобных ассоциациях ранее были установлены малышевит, падмаит PdBiSe, судовиковит PtSe₂ (табл. 2, анализы 8–12).

Месторождение Средняя Падма подготовлено к освоению. Содержание полезных компонентов в рудах Средней Падмы составляет (см. табл. 1): среднее $V_2O_5 - 2.35\%$ (достигает 17.8%), UO₂ 0.067%, Cu 0.53%, Au 0.16 г/т (достигает 40–250 г/т, по данным производственных работ), Ag до 1500 г/т, ЭПГ – 0.31 г/т (Pd до 150–400 г/т, Pt до 30–56 г/т). Метасоматиты содержат повышенные концентрации Cr, Ni, Co, Se, а также Мо. Молибденитовую минерализацию в рудах сопровождает Re (11–50 г/т). При среднем содержании Мо в рудах

0.022%, запасы категории C1 составляют 0.86 тыс. т, C2 – 0.167 тыс. т (Минерально-сырьевая..., 2005). На других месторождениях падминской группы среднее содержание Мо составляет 0.12–0.3%.

Отложение Cr-V-слюд, а затем кварц-карбонатных прожилков с урановой минерализацией, сульфидами, селенидами и благородными металлами происходило при снижающейся температуре от 305-245 до 120°С (выделение клаусталита и соединений с благородными металлами) и затем прожилков пострудного этапа – при 150-50°С. Соленость растворов была высокая – до 40% NaCl-экв. (Леденева, Пакульнис, 1997). Длительность формирования метасоматитов и оруденения в зонах СРД месторождений и рудопроявлений данной группы, установленная различными методами, укладывается преимущественно в интервал ~1.78–1.49 млрд лет, фиксируется влияние более поздних (1.2-1.1 млрд лет) и палеозойских процессов (Билибина и др., 1991; Бороздин и др., 2014).

Космозерская группа. На месторождении Космозеро главными промышленными минералами ванадия являются Mg-V-слюды (флогопит, роскоэлит), карелианит V₂O₃; урана – настуран, браннерит и минералы окисленной уран-пиролюзитовой ассоциации. Среднее содержание V₂O₅ в рудах составляет 4.22% (достигает 16.2%), запасы руды – 1.405 млн т (табл. 1; Минерально-сырьевая..., 2005). Среднее содержание UO_2 в рудных залежах составляет 0.128%. Селенидно-сульфидные прожилки содержат пирит, сфалерит, галенит (с Se до 0.13-6.13%), сульфиды меди (халькопирит, борнит, халькозин), молибденит, платинит Pb₄Bi₇(Se,S)₄, клаусталит, науманнит, парагуанахуатит, селениды палладия, встречаются самородные медь, золото. В одной из секущих жил халькопирит-пирит-барит-кальцитового состава мощно-

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
S	—	_	_	_	19.75	21.02	21.92	19.0	19.19	12.22	0.27	—
Cu	_	—	—	5.48	11.55	12.90	12.23	13.1	12.89	12.51	_	_
Se	24.48	_	—	—	7.82	_	_	2.2	0.34	7.65	18.56	43.70
Pd	_	—	—	15.68	21.13	23.52	22.54	20.6	22.52	18.87	25.73	2.52
Pt	_	—	—	—	_	_	_	1.0	_	_	1.30	53.38
Pb	74.32	—	—	—	_	_	_	0.8	0.25	15.98	—	_
Bi	_	—	—	—	39.74	42.56	41.94	42.6	45.32	33.28	52.59	_
Ag	_	8.58	6.75	5.9	_	_	_	—	_	_	0.6	_
Au	_	90.65	92.71	71.86	_	_	_	—	_	_	0.04	_
Сумма	98.80	99.23	99.46	98.92	100	100	98.63	99.3	100.52	100.51	99.09	99.60

Таблица 2. Типоморфная ассоциация минералов благородных металлов и селенидов месторождения Средняя Падма (мас. %)

Примечание. 1 – клаусталит PbSe; 2–3 – золото из клаусталитового прожилка; 4 – палладиевый купроаурид (CuPd)₂(Au,Ag)₃; 5–7 – малышевит PdCu(Bi)S₃. Анализы 1–7 – авторские материалы. 8 – малышевит PdCu(Bi)(S,Se)₃, по (Черников и др., 2006). 9 – малышевит, 10 – фаза Pd₃(Bi,Pb)₄Cu₃(S,Se)₈, 11 – падмаит (PdBiSe), 12 – судовиковит PtSe₂ (Полеховский и др., 1991_{1,2}; Полеховский и др., 1997). Результаты анализов СЭМ (здесь и далее): прочерк – элемент не обнаружен.

стью 0.5 м установлено содержание Со 0.3% (входит в пирит), Си 0.3%, Рd 11 г/т, Au 2 г/т, Ag 8 г/т, Мо и Ві до 0.01%, по А.В. Булавину (Металлогения..., 1999). Селен выступает как типоморфный элемент руд и селенидно-сульфидных прожилков. На Южно-Космозерском проявлении урановые рудные тела приурочены к слюдисто-карбонатным метасоматитам тектонической зоны в осевой части складки. Здесь среднее содержание молибдена возрастает до 0.134%, что позволяет выделить также и молибденитовые рудные тела. Минеральные ассоциации руд отражаются в их геохимическом составе — повышенных концентрациях V, U, Ti, Cu, Pb, Zn, Mo, S, Se, Pd, Au, Ag, Bi, Co.

Рудная минерализация *рудопроявления Великая Губа* представлена вкрапленностью настурана, уранованадатами (карнотитом, тюямунитом), Сг–V-слюдами в ассоциации с Сг–V-турмалином, цинкохромитом. В кварцевых жилах встречаются халькопирит, сфалерит, пирит, галенит, клаусталит, окисленная ассоциация представлена халькозином, медью, гематитом, пиролюзитом.

Рудная минерализация проявления Кондобережская. На участке, расположенном южнее деревни Великая Губа, шунгитовые толщи секутся кварцевыми жилами, образующими линейный штокверк, представленный разными генерациями и разновидностями кварца (кварц, горный хрусталь, аметист, карнеол), сульфидами, селенидами и гематитом (Лавров, Кулешевич, 2020). Слабоокатанные обломки пород с жилами и жеодами коричневатокрасных карнеол-агатов накопились также и в постледниковом обломочном материале недальнего переноса, сформировав небольшое месторождение камнесамоцветного сырья (карнеол-агатов). Изучение кварцевых жил показало, что они неоднократно дробились. Кроме минералов группы кварца, содержат кальцит, пластинчатый барит, сульфиды, селениды, гематит, гетит.

Ранние сульфилы (фиг. 6а) гидротермальной ассоциации представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом (Fe 6-8.4%), галенитом (в том числе селенсодержащим), гринокитом (CdS). Позднее выделяется клаусталит, Сd-содержащий сфалерит (без Fe, с Cd до 4%). Клаусталит замещается более редкими минералами – тиррелитом (Cu,Co,Ni)₃Se₄ и кадмоселитом CdSe (Se 41.05%, Сс 58.95%) (фиг. 66, табл. 3). В тиррелите сохраняются реликты клаусталита. При окислении селенилы замешаются самородным селеном (табл. 3). сульфиды – гематитом, в пустотах выделяется самородная сера. Новообразованный самородный селен и реликты клаусталита встречаются в окисленных гематит-гетитовых агрегатах (фиг. 6в). Секреционные полости рудных образцов зарастают игольчатым гетитом. Минеральная ассоциация руд отражается в их геохимическом составе – повышенными концентрациями Zn 0.31-4.13%, Си 0.03-0.17%, а также (в г/т): Сd 3.8-76.5, Ni 78-110, Pb до 150, Мо до 26, Pd 1.47, а также Fe, Se и S.

Шунгитовые месторождения Заонежья. Максовская залежь Зажогинского месторождения представляет собой крупную линзу шунгитовых пород со средним содержанием $C_{opr.}$ около 30%, называемых максовитами. В неизмененных максовитах встречаются единичные включения глобулярного и рассеянного кубического пирита. Для наиболее "чистых" безсульфидных максовитов были определены средние (фоновые) содержания элементов (табл. 4, анализ 1). Концентрации Ті, Р, U, V и других рудогенных элементов в них низкие, содержание Se обычно не превышает 4.8-12 г/т, Cu – 41 г/т (табл. 4, анализ 1). В пределах

2022



Фиг. 6. Клаусталит, самородный селен и более редкие селениды, проявление Кондобережская: а – клаусталит (Kla), пирит (Py), гематит (Hem); б – тиррелит (Tir) с каймой кадмоселита (Cdm) и реликтами клаусталита (белый); в – клаусталит (Kla), замещается селеном (Se) в гематите. Изображения в BSE.

наложенной гребневидной складки, фиксируемой в СЗ части месторождения по зонам брекчирования в максовитах и подстилающих их туфоалевролитах, развиваются щелочные и железомагнезиальные метасоматиты (Кулешевич и др., 2019). В них увеличивается количество разно ориентированных прожилков с сульфидами (до 15-20% на массу породы), формирующих штокверк. Прожилки состоят из кварца, кальцита, альбита, сульфидов, содержат апатит, иногда монацит и ксенотим. В зальбандах прожилков и зонах брекчий образуется антраксолит (с содержанием С_{орг.} ~ 93%). Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, сфалеритом, встречаются виоларит, кобальтингерсдорфит, Ni-содержащий пирротин, галенит, молибденит, а также клаусталит, науманнит, мелонит, единичные микронные выделения золота, U-Ті-минералы, Nb-содержащий рутил, ильменорутил. Зоны брекчирования и метасоматических изменений обогащены V, P, Ti, Cr, Cu, Zn, As, Mo, Ba, Pb, U, Se до 26–145 г/т (табл. 4, анализы 2-3). В участках с колчеданно-полиметаллической минерализацией резко возрастает содержание Cu, Zn, Co, Ni и Se до 379 г/т (анализ 4).

На *месторождении Шуньга* среднее содержание $C_{opr.}$ в шунгитах составляет 64%, в жильном антраксолите достигает 98%. Высокоуглеродистые антраксолиты образуются при перекристаллизации шунгитов. На участке деформированных шунгитов с антраксолитом фиксируется значительное обогащение пород V, Ni, As, Mo, U, P (табл. 4, анализ 5), а вблизи шунгитовой залежи месторождения зафиксирована U-аномалия. Как видим, даже в зонах с незначительными деформациями и изменениями в шунгитоносных толщах Заонежья локально наблюдается перекристаллизация углеродистого вещества и его обогащение «атипичной» ассоциацией элементов.

Возраст наложенной сульфидной минерализации с молибденитом, определенный Re/Os методом, равен ~1.56 млрд лет (Кулешевич и др., 2019). Кроме того, среди проанализированных цирко-

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
S	14.27	_	_	_	_	2.01	0.63	_	24.88	3.35	-
Se	_	26.79	71.24	71.34	69.67	39.14	41.52	41.30	_	96.63	100
Pb	85.70	71.52	—	—	—	—	—	—	—	_	_
Cu	—	—	11.63	12.28	9.36	—	—	—	—	—	_
Fe	—	—	1.87	1.32	1.82	—	1.36	—	—	_	_
Co	—	—	7.44	6.80	7.86	—	—	—	—	—	_
Ni	—	—	5.91	6.09	5.63	—	—	—	—	—	—
Cd	—	—	—	—	3.67	56.91	54.18	58.66	78.83	_	_
Сумма	99.97	98.30	98.10	97.83	98.00	98.05	97.68	99.96	103.71	99.98	100

Таблица 3. Ассоциация рудных минералов в кварцевых жилах проявления Кондобережская (мас. %)

Примечание. Низкотемпературные гидротермальные прожилки: 1 – галенит PbS (Se 0.03–1%), 2 – клаусталит PbSe, 3–5 – тиррелит (Cu,Co,Ni)₃Se₄, 6–8 – кадмоселит CdSe, 9 – гринокит CdS. Зона окисления: 10–11 – селен самородный. Прочерк – элемент не обнаружен.

308

Элемент	1	2	3	4	5
Ti, %	0.12	1.6	0.49	0.01	0.17
P, %	0.09	0.46	2.8	—	—
V, г/т	160	544	530	8	1610
Cr	73	127	240	61	126
Co	4	44	400	164	30
Ni	94	482	633	3416	686
Cu	41	800	2037	26581	67
Zn	42	1330	614	14580	194
Se	3	26	145	379	130
As	21	280	214	169	312
Y	10	43	42	3	26
Nb	3	13	20	0.2	11
Мо	9	17	86	30	284
Ba	245	437	1286	11	146
∑РЗЭ	25	109	248	15	74
Pb	2.6	19	35	37	22
U	6	11	21	0.6	35
n	6	1	1	3	2

Таблица 4. Концентрации рудогенных элементов в шунгитах, измененных в разной степени

Примечание. Содержания Ті, Р (%) определены РФА, остальных элементов (г/т) – ICP-MS-анализ. Месторождение Максово: 1 – шунгиты с незначительным количеством сульфидов, 2 – шунгиты с вкрапленно-прожилковой сульфидной минерализацией, 3 – метасоматиты по шунгитам с прожилками сульфидов (скважина 262), 4 – шунгиты с сульфидами. Проявление Шуньга: 5 – зоны изменения в шунгитах (с антраксолитом). Прочерк – нет определения, *n* – количество анализов.

нов из шунгитовых месторождений Заонежья выделена большая компактная группа новообразованных гидротермальных цирконов, имеющих раннерифейский возраст 1573 ± 46 млн лет (U– Pb метод), и зафиксированы более поздние изменения ~1200 млн лет (Goltsin et al., 2008).

Кумсинская структура, рудопроявление Светлое (фиг. 3). Благороднометалльно-Си–U минерализация проявления Светлое приурочена к слюдисто-хлоритовой зоне сброса Mg-Fe-компонентов на контакте основных и карбонатных пород ятулийского надгоризонта (Кулешевич и др., 2011). Форма выделения ранних гидротермальных минералов (сульфидов и селенидов) – прожилковая, вкрапленно-гнездовая; у поздних гипергенных ассоциаций, образующихся в приповерхностной зоне окисления, - натечная, почковидная, в виде шариков и зональных срастаний, веточек, игольчатая (у гетита). Рудная минерализация представлена минералами урана, сульфидами (халькопиритом, борнитом, халькозином, реже галенитом, акантитом), селенидами, а также золотом, висмутом (Кулешевич, Лавров, 2020). Среди селенидов наиболее распространен клаусталит PbSe (фиг. 7а, б), реже встречаются низкотемпературные селениды Ag, Cu, Bi, Hg, такие как: Fe-эвкайрит Ag(Cu,Fe)Se, науманнит Ag_2Se , богдановичит AgBiSe₂, умангит Cu₃Se₂, тиманнит HgSe, гуанахуатит Bi₂Se₃ (табл. 5, анализы 1–6). Халькозин содержит примесь селена, мелкие включения клаусталита, науманнита и богдановичита размером ~1-5 мкм. В окисленных рудах в ковеллине установлен Se (до 3-7%) и Ag (до 9.96%) (табл. 5, анализы 7-8), в кальците выделяется самородное серебро.

Урановые и урансодержащие минералы рудопроявления Светлое представлены уранинитом, настураном, карнотитом, мелкими чешуйками тюямунита. Карнотит $K_2(UO_2)_2[V_2O_8]$ 3H_2O образует пластинчатые кристаллы в срастании с гематитом и Au-Pd-глобулами (фиг. 7г). Ванадий концентрируется преимущественно в урановых слюдках и меньше в гематите (до 1.6–4%).

Золото (2.6–13% Ag) в рудной зоне встречается в двух генерациях (фиг. 7в–г): 1) в срастании с гидротермальными сульфидами и селенидами; 2) как гипергенное тонкодисперсное в составе Au–



Фит. 7. Рудная минерализация проявления Светлое: а – срастание почек клаусталита (Kla) с халькопиритом, гематитом (серое) и уранинитом (Ur), б – клаусталит (Kla) замещается молибдоменитом (серая кайма), в – умангит (Umg) в кайме халькозина в гематите, г – Au–Pd-глобулы – срастание золота (Au) и палладсеита (Pd–Se), карнотит (Krnt). Изображения в BSE.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 3 2022

КУЛЕШЕВИЧ, ЛАВРОВ

		· · · •	•	· · ·	-			,		
Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
S	_	4.09	1.60	_	_	_	33.04	29.01	_	_
Cu	_	13.97	_	_	53.96	_	63.85	56.97	_	_
Fe	_	4.07	_	_	_	_	_	_	_	_
Se	29.6	33.13	31.78	36.28	46.05	25.28	3.11	4.07	37.10	_
Pb	70.24	-	_	_	_	_	_	_	_	_
Ag	_	44.75	—	20.80	-	_	-	9.96	_	8.50
Hg	_	_	_	_	_	72.70	_	_	_	_
Bi	_	-	66.14	42.92	-	_	—	—	_	_
Au	_	_	_	_	_	_	_	_	1.92	91.48
Pd	_	_	_	_	_	_	_	—	60.07	_
Сумма	99.84	99.99	99.52	100	100.11	98.0	100	100.01	99.09	99.98

Таблица 5.	Селениды, Se-содержаш	ие сульфиды и золото	о проявления Светлое (мас. %)
------------	-----------------------	----------------------	-------------------------------

Примечание. 1 — клаусталит PbSe, 2 — эвкайрит Ag(Cu,Fe)Se, 3 — гуанахуатит Bi₂Se₃, 4 — богдановичит AgBiSe₂, 5 — умангит Cu₃Se₂, 6 — тиманнит HgSe, 7 — Se-содержащий ковеллин Cu₂(S,Se)₂, 8 — Ag и Se-содержащий ковеллин, 9 — палладсеит Pd₁₇Se₁₅, 10 — золото из ассоциации с палладсеитом. Прочерк — элемент не обнаружен.

Рd-глобул. Гидротермальное золото образует самостоятельные зерна, входит в порпецит (Au,Pd) и купроаурид палладия (Cu,Pd)₃Au₂. Иногда в ассоциации с ними и халькопиритом встречается самородный висмут (100% Ві). Гипергенное золото образует глобулы размером 5–30 мкм в срастании с палладсеитом $Pd_{17}Se_{15}$ и реже арсено-антимонидами палладия.

В зоне окисления сульфиды замещаются халькозином, ковеллином, купритом, реже церусситом, гипсом, а селениды — селенатами. По клаусталиту при окислении образуется молибдоменит PbSeO₃ и моттрамит PbCu(VO₄)(OH).

Содержание ведущих рудогенных элементов на рудопроявлении составляет: $\Sigma(\Im\Pi\Gamma + Au)$ 0.25-2.86 г/т (золота достигает 20 г/т), Си 0.18-0.4% (до 2.2%), Рь 0.44–0.6%, U 0.08% (UO₂ до 2.16%), Cr 0.18%, РЗЭ до 628 г/т, Ү 392 г/т, V 534-878 г/т, Со 112 г/т, Ві 14 г/т, Se возрастает от 0.18 г/т (в ореоле) – до 1562 г/т (в рудной залежи). Таким образом, рудная зона выделяется по геохимии – повышенными концентрациями U, Cu, Pb, V, Cr, РЗЭ, Se, ЭПГ, Au, менее значимыми Bi. Аномальные концентрации этих элементов фиксируются на всем протяжении от проявления Медные горы до участков Светлое и Фенькина Лампи (фиг. 3). Возраст метасоматитов, сопровождающих рудную минерализацию, определен в 1.63-1.49 млрд лет (Кулешевич, Лавров, 2020).

Паана-Куолаярвинская структура, Au-U проявление Озерное (фиг. 4). Во внешнем ореоле метасоматической колонки в пропилитах по габбро рудная вкрапленность представлена пиритом, халькопиритом, ильменитом, магнетитом. В альбититах, альбит-хлоритовых, альбит-доломитовых метасоматитах, установлены гематит, рутил, молибденит, марказит, уранинит, уранофан, браннерит, давидит, из поздних минералов – настуран, казолит, тюямунит (Колядина, 2017; Калинин, 2018; Коваль и др., 2019).

В альбит-карбонатных метасоматитах центральных зон присутствуют велушие сульфилы халькопирит, пирит, марказит, молибденит, а также вкрапленная Ві-Те-Ѕе минерализация: мелонит NiTe₂, алтаит PbTe, фробергит FeTe₂, маттагамит CoTe₂, клаусталит PbSe, клокманнит CuSe, кавацулит Bi₂SeTe₂, скиппенит Bi₂Se₂Te, золото, реже встречаются раклиджит (BiPb)₃Te₄, цумоит ВіТе, сильванит AuAg₂Te₄, колорадоит HgTe, богдановичит AgBiSe2, паубаит PbBi2Se2Te2, бамболлаит Cu(Se,Te)₂, самородный Те (Калинин, 2013; 2018; Калинин и др., 2013, 2014). В молибдените обнаружено повышенное содержание Se и Re. Температура минералообразования снижалась от 400-450 до 100-50°С. Типоморфная геохимическая ассоциация представлена такими элементами, как U, Cu, Mo, Bi, Te, Se. Установлены содержания Cu 1450, Ni 180, Co 32, Pb 236, Bi 312, Mo 1440, Se 216, Te 363, Au 0.4, Ag 12.1, Y 50 в г/т (Kaлинин, 2018).

Изотопно-геохимические исследования, проводимые в северо-западной Карелии, позволили установить U/Pb возраст метасоматитов Au–Uпроявлений по рутилу 1756 \pm 8 млн лет и близкий ему Rb/Sr возраст по альбиту ~1754 млн лет. U/Pb возраст по ураниниту в альбит-карбонатных метасоматитах равен 1672 млн лет (Калинин и др., 2015; Калинин, 2018), по браннериту – 385 млн лет (близкий возрасту карбонатитового массива Салланлатва – 372 млн лет), что отражает влияние поздних палеозойских процессов.

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ag	54.59	58.63	62.37	40.25	_	_	0.68	_	73.12	17.41
Te	43.71	41.57	38.63	59.75	46.07	47.79	45.29	_	_	_
Bi	_	_	_	_	52.33	51.95	49.20	_	_	_
Pb	_	_	_	_	_	_	_	71.82	_	_
Se	_	_	_	_	_	_	_	27.89	26.70	_
Au	_	_	_	_	_	_	_	_	_	81.05
Сумма	98.30	100.21	101.0	100	98.40	99.74	95.17	99.71	99.82	98.46

Таблица 6. Теллуриды, селениды и золото рудопроявления Медные Горы (мас. %)

Примечание. 1–2 – штютцит Ag₅Te₃, 3 – гессит Ag₂Te, 4 – эмпрессит AgTe, 5–6 – теллуровисмутит Bi₂Te₃, 7 – Ag-теллуровисмутит, 8 – клаусталит PbSe, 9 – науманнит Ag₂Se, 10 – золото (среднее из 10 анализов). Прочерк – элемент не обнаружен.

Месторождения и рудопроявления золото-медносульфидные

Золото-медносульфидная и золотосодержащая медносульфидная вкрапленно-прожилковая, жильная или гнездовая минерализация встречается в альбититах по габбродолеритам (Медные горы, Шуезерское, Мойна) и вмещающих их кварцито-песчаниках (Воронов Бор, Воицкое).

На рудопроявлении Медные горы в Кумсинской структуре (фиг. 3) сульфидная медная минерализация приурочена к карбонатным и кварц-карбонатным жилам и прожилкам, секущим альбититы, измененные габброиды и вмещающие толщи. Она представлена халькопиритом, пиритом, реже встречаются сфалерит и галенит, в том числе селенсодержащий. Из сульфидов меди наиболее распространен халькопирит, в его кайме образуется борнит, который при окислении замещается халькозином и гематитом. В связи с тем, что изменяются габбродолериты, все сульфидные прожилки содержат включения титанита и магнетита. Нерудные минералы в зальбандах прожилков представлены альбитом, кальцитом, хлоритом, эпидотом, иногда К-полевым шпатом, баритом, акцессорными монацитом и ксенотимом. Метасоматиты с пиритовой вкрапленностью (в ореоле) и медные сульфидные прожилки содержат Ті до 1.8%, в г/т: V 70-559, Со 13-495, Ni 13-125, Cu 43-1162, Zn 25-179, Mo 0.2-52, Pb 3.6-136, Se 29-47, Te 0.2-5.3, Bi 5, Ag 1.2-29, Au 0.2-1, ∑ЭПГ 0.04-0.53 (до 3.5), U 10-154, Ва до 539, Y 54.5. Содержание меди достигает 3.45%.

По микротрещинкам в пирит и халькопирит проникают тонкодисперсное (1–50 мкм) золото и теллуриды (табл. 6). Золото содержит Ag 12.34– 24.8% (среднее 17.4%). Теллуриды обычно чаще, чем селениды, образуются при изменении габброидов. Среди теллуридов наиболее распространены гессит Ag₂Te, штютцит Ag₅Te₃, теллуровисмутит Bi₂Te₃, реже встречаются эмпрессит AgTe и самородный теллур. В ассоциации с ними установлены редкие зерна клаусталита, науманнита и Se-галенита (Se до 7.97%). Околорудные измене-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 3

ния пород и рудообразование происходили при T = 265-90°С (Кулешевич и др., 2011). Метаморфические изменения габброидов происходили около 1.76 млрд лет назад (Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁷ метод по титаниту), образование альбититов и околорудные изменения ~1.5 млрд лет (Rb/Sr метод по альбититам).

Месторождение Воронов Бор (см. фиг. 3). Содержание сульфидов меди в рудах месторождения Воронов Бор составляет 10-40%. Медносульфидная минерализация формировалось в близповерхностных условиях: наблюдается смена халькопиритовой минерализации борнит-халькопиритовой и затем борнит-халькозиновой. В рудах установлены молибденит (1-2%), пирит, сфалерит, единичные зерна кобальтина, арсенопирита, галенита, акантита, а также селениды и более редкие минералы – рениит ReS₂, гринокит CdS, серебро (Кулешевич и др., 2009; Кулешевич, Лавров, 2011; Лавров, Кулешевич, 2010). Селениды ассоциируют преимущественно с борнитом, выделяются самостоятельно и образуют мелкие включения и эмульсионную вкрапленность в краевых частях зерен борнита, что подчеркивает накопление Se в конце рудного процесса. Чаще встречаются клаусталит и науманнит (размером 2-10 мкм). Науманнит содержит примесь Те 0.81-2.39%, возникает изоморфный ряд с замещением Se на Te. Золото (размером 10-40 мкм) с содержанием Ag 16-20% и реже Cu до 1.09% установлено в борните, кварце и гематите в окисленной руде (фиг. 8а-б). В срастании с золотом встречаются науманнит, фишессерит AgAuSe₂ (фиг. 8б-в), акантит, серебро, гессит. Более низкопробное тонкодисперсное золото ассоциирует с селенсодержащим борнитом. Оно содержит Ад до 32.9-74.06%, что позволяет отнести минерал к электруму или кюстелиту. В зоне окисления присутствуют халькозин, ковеллин, гематит, барит, малахит, азурит, куприт, встречается самородная медь.

Содержание элементов в рудах и околорудных метасоматитах составляет: Ті 0.06–3.1%, V 0.02–0.037, Cu 0.3–10.5 (среднее 1.3%), в г/т: Со 3–100,

2022



Фит. 8. Золото и срастание золота с селенидами в борнитовых рудах месторождения Воронов Бор: а – золото в гематите; б – золото (Au) и фишессерит (Fsh) в борните (Brn); в – срастание науманнита (Nau) и фишессерита (Fsh) в борните. Изображения в BSE.

Ni 18–107, Zn 13–462, Mo 1–21, Re 0.02–0.19, W 1–4.5, Pb 5–27, Te 0.5, Bi 0.2–73, Se 11–27, Ag 34–97, Au 0.26–1, Ba 288–1313, Y 11–63, U 1.3–185. Для измененных пород месторождения Воронов Бор с Au–Cu–S минерализацией получены Rb–Sr-изохроны с возрастом 1778 \pm 6 млн лет и 1660 \pm 8–1638 \pm 8 млн лет (Глебовицкий и др., 2014).

Месторождение Воицкое, Северо-Выгозерская структура. Жильные и гнездовые Au–Cu-сульфидные руды (фиг. 9) месторождения представлены халькопиритом, борнитом, халькозином, золотом, в них встречаются молибденит, галенит, селеногаленит (Se до 9.7%), клаусталит PbSe, науманнит Ag₂Se, гессит Ag₂Te, штютцит Ag₅Te₃, виттихенит Cu₃BiS₃, богдановичит AgBiSe₂, фишессерит AuAg₃Se₂, самородный теллур (Se до 6.22), теннантит (Cu,Fe)₁₂As₄S₁₃, барит (Кулешевич, Лавров, 2010, 2012). Золото образует несколько генераций и входит в состав селенида (табл. 7, анализы 1–2, 13). Более крупное высокопробное золото первой генерации (фиг. 9а–б) встречено в халькопириткварцевых жилах (Au 93.47–95.0%, Ag 6.53–5.0%), добывалось при разработке рудника (Кулешевич, Лавров, 2012). Тонкодисперсное золото второй генерации (Ag 11.75–21.71%), золотосодержащий науманнит и фишессерит AuAg₃Se₂ были установлены в борнит-кварцевых жилах (фиг. 9в–г).

Селениды и теллуриды более распространены в борнит-кварцевых рудах (табл. 7). Борнит содержит пластинки халькопирита и решетку распада, представленную халькозином. В нем установлены мелкие тонкодисперсные овальные включения (3-50 мкм) науманнита, гессита, штютцита (табл. 7, анализы 6-8), а также промежуточные соединения зерен Au–Ag–Se–Te (анализы 9–12). В минералах этой группы намечается изоморфизм Ag с Au и Te с Se, содержание Au может достигать 2.16-12.35%, реже с ними встречается самородный теллур. В халькозине, ассоциирующем с науманнитом, увеличивается содержание Ад до 1.77%. В тонких срастаниях борнита с халькозином установлены Bi-coдержащие минералы — богдановичит (Ag,Bi)Se₂ и виттихенит – Cu₂BiS₂ (табл. 7, анализы 35). Состав

Таблица 7.	Типомо	офная мине	ральная асс	оциация место	рожления]	Воицкого	(мас.	%)
		F T					(

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Se	—	_	33.71	32.68	_	25.64	_	_	10.83	30.62	9.88	1.98	21.23
Ag	6.53	17.11	23.21	22.25	_	73.71	63.60	58.25	66.12	64.34	57.44	50.73	46.73
Te	—	—	—	—	—	0.46	36.23	41.55	23.05	5.04	32.68	41.25	1.34
Au	93.50	82.85	—	—	_	—	_	—	_	—	—	6.02	30.70
Bi	—	—	43.07	46.83	41.48	—	—	—	—	—	—	—	_
S	—	—	—	—	20.21	—	—	—	—	—	—	—	_
Cu	—	—	—	—	39.31	—	—	—	—	—	—	—	_
Сумма	100.03	99.97	99.99	101.76	101	99.81	99.83	99.8	100	100	100	99.98	100

Примечание. 1 – золото-1 из кварцевой жилы, 2 – золото-2 из борнитовых руд, 3-4 – богдановичит AgBiSe₂, 5 – виттихенит Cu₃BiS₃, 6 – науманнит Ag₂Se, 7 – гессит Ag₂Te, 8 – штютцит Ag_{5 – x}Te₃, 9 – Se-гессит, 10 – Те-науманнит, 11 – Se-штютцит, 12 – Au-Se-штютцит, 13 – фишессерит AuAg₃Se₂. Прочерк – элемент не обнаружен.



ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



№ 3 2022

том 64

халькозина позволяет оценить нижнюю температуру образования в 150–70°С (Кулешевич, Лавров, 2012).

В околожильных метасоматитах с редкой вкрапленностью пирита и халькопирита содержание Au колеблется от 0.006 до 0.2 г/т, Ag 0.001–0.046%, Ni 0.002–0.01%, Co до 0.001%. В халькопирит-кварцевых жильных рудах содержание Cu достигало 14.2%, (среднее 1.3%), Au до 13.2 г/т (Минерально-сырьвая..., 2005). В более низкотемпературных борнитовых и борнит-халькозиновых рудах, детально изученных авторами, установлены повышенные концентрации (в г/т): Мо 218–320, Re 0.14, W 13.5, Se 20, Bi до 33, Ag 13.

Рудопроявление Шуезерское. Лехтинская структура. Основными рудными минералами жил и прожилков, секущих габброиды Шуезерской дайки, являются халькопирит, Со-пирит, галенит, молибденит, титанит, рутил, гематит. Прожилкововкрапленная минерализация с преобладанием пирита содержит 0.32-0.95% Cu, Co 120 г/т, Ni 151 г/т. Мелносульфилная (халькопиритовая) минерализация характеризуется содержанием Си от 0.7 до 11.5-21.5% (среднее 2.43%), Ті 0.05-0.44%, а также (в г/т): Мо 25–260, Рb 37–2621, Ад 35–145, Zn 16-165, Bi 3-32, Te 0.6, Co 5-17, Ni 10-34, U 0.4–1.4, Se – в среднем 40 г/т. Содержание золота составляет 0.1-20 г/т, среднее содержание молибдена – 0.04% (Минерально-сырьевая..., 2005). Более высокие концентрации золота тяготеют к измененным на контакте с габброидами метапесчаникам. В жилах с халькопиритом широкое распространение имеют минералы серебра – акантит Ag₂S, маккинстриит (Ag,Cu)₂S, штромейерит CuAgS, серебро, низкопробное золото, электрум. Селениды в медно-сульфидных рудах Шуезерского проявления распространены меньше. Галенит, молибденит и висмутовые минералы встречаются в поздних прожилках. Установлено, что процессы изменения габброидов Шуезерской дайки происходили 1772 и ~1644 млн лет назад, что связывается с метаморфизмом и гидротермальной переработкой – альбитизацией и отложением рудной минерализации (возраст определен по циркону в ЦИИ ВСЕГЕИ).

Рудопроявление Мойна в Елмозерско-Сегозерской структуре. Околожильные метасоматиты развиваются по габброидам: они отличаются повышенным содержанием Ті, V, присутствием титаномагнетита, титанита, рутила и гематита. Пирит-халькопиритовая минерализация образует гнезда, вкрапленность, прожилки. Она сечется более поздними галенит-кварцевыми жилками, содержащими Сd-сфалерит, гринокит CdS, низкопробное золото (Ag 23.65–28.65%) и электрум (Ag 40.39–43.47%). Золото срастается с селенсодержащим галенитом (Se 2.62–7.17%) и замещается кюстелитом (Ag 60.52%, Au 39.48%). Селениды встречают-

ся редко, представлены науманнитом и клаусталитом. На галенит нарастает гринокит. В зоне окисления галенит замещается церусситом и англезитом. Содержание рудогенных элементов в пирит-халькопиритовых жилах (Си более 2%) по данным ICP-MS анализа составляет (в г/т): Со 112–127, Ni 126–141, Zn 444–500. В секущих их галенит-кварцевых жилах установлено Си 0.024–0.5%, Pb 0.5–2.9% и (в г/т): Cd 9–20, Bi 6–32, Ag 16, Te 1–3.6, Mo 1, U 3–5; Au 0.03–0.3. Содержание Se составляет 27–142 г/т.

На месторождении Майское в Паана-Куолаярвинской структуре ранняя рудная минерализация в пропилитах представлена пиритом и халькопиритом. В зальбандах кварцевых жил развита вкрапленность халькопирита, пирротина, Со-пентландита, сфалерита, галенита, кобальтина, а также встречаются более поздние минералы – клаусталит, галеноклаусталит Pb(S,Se), клокманнит CuSe, костибит CoSbS, цумоит ВіТе, алтаит РbTe, гессит Ag₂Te, гринокит CdS, волынскит AgBiTe₂, раклиджит PbBi₂Te₂, поубаит PbBi₂(Se,Te,S)₄, минералы ряда кавацулит-скиппенит Bi₂Te₂Se (Порицкий и др., 1993; Сафонов и др., 2003; Вольфсон и др., 2005; Калинин и др., 2018). Золото отлагалось в две стадии. Более крупное золото-1 (размером 0.1-2 мм) содержит 6-10% Ад; мелкое золото-2 (до 10 мкм) ассоциирует с Ад-содержащими минералами и содержит 20-43% Ад.

На *рудопроявлении Кайралы* рудная минерализация кварцевых жил представлена пиритом, халькопиритом, встречаются пирротин с пламеневидным пентландитом, сфалерит, кобальтин, миллерит, мелонит, калаверит, монтбрейит, клаусталит, золото и электрум (Войтеховский и др., 2009, 2010; Чернявский и др., 2012). Золото ассоциирует с теллуридами и селенидами.

По результатам Rb—Sr датирования для месторождения Майское установлено, что пропилиты формировались от 1.85—1.77 млрд лет, магнезиальные метасоматиты (кварц-биотит-амфиболовые ассоциации) ~1.66 млрд лет, а околорудные гумбеиты ~1.403 млрд лет (Сафонов и др., 2003; Коваль и др., 2019). Золото отлагалось на стадии образования гумбеитов. С золотом ассоциирует галенит с примитивным изотопным составом и модельным возрастом 2530 млн лет: объясняется это ремобилизацией рудного вещества из архейских пород в период Свекофеннской орогении (Турченко, Гроховский, 2018). Отмечается также влияние палеозойских процессов (Бушмин и др., 2013).

ОБСУЖДЕНИЕ

Лапландско-Онежская региональная структура заложилась и развивалась в палео- и мезопротерозое как рифтогенная. В карельской части она представлена вытянутыми локальными

синклинорными структурами, выполненными палеопротерозойскими комплексами пород, среди которых преобладают толщи ятулийского и людиковийского надгоризонтов, сформировавшиеся 2.3-1.92 млрд лет назад. Со свекофеннским орогенным этапом развития Лапландско-Онежской структуры, проявившимся на Карельском кратоне около 1.78 млрд лет, связываются главные складчато-разрывные деформации, метаморфические преобразования и последующие (около 1.6 и 1.5-1.4 млрд лет) метасоматические изменения пород, сопровождающиеся благороднометалльно-Си-U, благороднометалльно-Си-U-V и Au-Cuсульфидной минерализацией (Глебовицкий и др., 2014). Фиксируется влияние и более поздних мезопротерозойских (с возрастом 1.2–1.1 млрд лет) и палеозойских процессов.

Локализация благороднометалльно-Cu–U, благороднометалльно-Си-U-V и Аи-Си-сульфидных месторождений и рудопроявлений как в Финляндии, так и Карелии, имеет отчетливо выраженный структурно-тектонический контроль (Patison, 2007; Hitzman, 1992; Калинин, 2018; Минеральносырьевая..., 2005; Онежская..., 2012). В палеопротерозойских структурах Карелии рудная минерализация отлагалась в зонах складчато-разрывных или слвиговых деформаций северо-западных или северо-восточных простираний. Деформации вмещающих комплексов сопровождались метаморфизмом пород, дорудными пропилитами, последующими низкотемпературными изменениями (на разных стадиях процесса имеющими разную щелочность-кислотность - эйситами, щелочно-железо-магнезиальными метасоматитами, гумбеитами, слюдитами, березитами) и кварц-карбонатными жилами. Значительный вклад в формирование этих гидротермально-метасоматических систем внесли высокосоленые захороненные растворы палеопротерозойских бассейнов. Температура образования дорудных и околорудных метасоматитов не превышала 300-400°С, оруденения -300—50°С, а глубина формирования — 0.5—2.5 км.

В Онежской структуре метасоматоз проявился наиболее широко. Отложение комплексного благороднометалльно-Cu–U–V оруденения (с Мо, Ві, Se) происходило в Cr–V-слюдитах полистадийно, о чем свидетельствуют геологические наблюдения и имеющиеся датировки пород и руд. Щелочные метасоматиты сопровождаются урановой минерализацией и интенсивной гематитизацией пород, в связи с их близповерхностным формированием. Отложение благородных металлов (золота и Pd-Bi-Se-фаз) происходило на заключительных стадиях процесса, а молибденита, судя по Re/Os датировкам, несколько позднее. Присутствие селена практически во всех типах рудной минерализации, приуроченность селенидов к участкам с наиболее низкотемпературными медными сульфидами и максимальная связь с
урановой минерализацией подчеркивают возможность привноса этого элемента.

Комплексные руды Онежской структуры и рудная минерализация Кумсинской, Лехтинской, Паана-Куолаярвинской и других структур Карелии подобны Au-Cu-S и Au-U месторождениям и проявлениям Северной Финляндии, относимых к группам 1 и 2, по систематике финских геологов, а именно: 1 – золото-сульфидным (или сульфо-арсенидным) гидротермальным объектам орогенической группы; 2 – золото-медно-сульфидным с атипичной геохимической ассоциацией (Си, Аи, Ni, Co, Mo, Bi, Te, As, Se, U, P39). Установленные геохимические ассоциации руд имеют контрастные свойства. U и Au, Co-Ni и Mo-Bi-Pb - это элементы с резко различающимися геохимическими свойствами, генезисом, а их ассоциации, соответственно, относятся к "атипичным". Тем не менее, как показывают исследования на различных месторождениях мира, случаи совместных концентраций этих элементов в комплексных объектах оказались весьма значительны и практически значимы (Roberts, Hudson, 1983; Johnson, Cross, 1995; Reynolds, 2000; Eilu, 1999; Eilu, Niiranen, 2002; Patison et al., 2007). Среди мезозойских Au–U-месторождений, например, к таким объектам в России относится уникальный Эльконский золотоурановый рудный узел (Мигута, 1997; Молчанов и др., 2012). В Северной Финляндии – палеопротерозойское месторождение Ромпас (Vanhanen et al., 2015; Полеховский и др., 2019), где благородные металлы и уран встречаются совместно или в пространственной близости. Очевидно, отсутствие As в протерозойских рудных объектах Kaрелии объясняется их более низкотемпературным образованием. В близповерхностных условиях начинают доминировать кислородные соединения (гематит, гетит, минералы урана, барит, низкотемпературные генерации минералов группы кварца аметисты, карнеолы). Уникальным примером комплексного рудного сырья (Cu, Fe, U, Au, P3Э) и опалов является рифейское месторождение Олимпик Дэм в Австралии и другие подобные объекты на большой площади его проявления. В связи с таким подобием геохимических данных и полученными датировками (1.67–1.49 млрд лет) авторами статьи высказывались предположения о возможном открытии подобного рудного объекта в Онежской структуре.

В пределах Лапландско-Онежской структуры можно наметить региональную зональность размещения благороднометалльно-Си–U – благороднометалльно-Си–U–V и Аи–Си-сульфидных месторождений или рудопроявлений, зависящую от геологического положения и строения конкретных геологических структур (фиг. 1). Наиболее значительные рудные объекты установлены в Онежской структуре. Руды месторождений так называемого Падминского типа – источник ванадия и урана (табл. 1), подготовленный благодаря производственным работам для освоения, с ними попутно могут добываться благородные металлы (Минерально-сырьевая..., 2005).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

(1) Со свекофеннским орогенным этапом развития Лапландско-Онежской рифтогенной структуры, проявившимся на Карельском кратоне около 1.78 млрд лет назад, связываются главные складчато-разрывные деформации. Деформация вмещающих палеопротерозойских комплексов сопровождалась метаморфизмом пород, образованием дорудных и синрудных метасоматитов и кварц-карбонатных жил с благороднометалльной рудной минерализацией. Длительность формирования метасоматитов и оруденения на рудопроявлениях и месторождениях Карелии, установленная различными методами, укладывается преимущественно в интервал ~1.78–1.49 млрд лет.

(2) Интенсивные щелочные изменения разных по составу вмещающих пород ятулийского и людиковийского надгоризонтов (ультраосновных, основных, карбонатных, шунгитоносных, алевролитов, габбродолеритов) способствовали выносу широкого спектра элементов, переотложению их в зонах слюдитов и карбонатно-слюдистых метасоматитов и завершились дополнительным привносом гранитофильных элементов. Метасоматические изменения пород сопровождались отложением благороднометалльно-медно-уранового, благороднометалльно-медно-уран-ванадиевого, золото-медносульфидного оруденения и молибденитовой минерализации.

(3) Руды содержат большой и разнообразный ("атипичный") набор элементов: U, V, Cu, Au, Ag, Pd, Pt, Mo, Zn, Pb, Se, S, Bi, Te, переменные концентрации Fe, Ti, Cr, Co, Ni, Cd, Re, Ba, Y, P. Среди этих элементов V, U, Cu, благородные металлы и иногда Мо формируют промышленные концентрации.

(4) К типоморфным элементам благороднометалльно-Сu–U, благороднометалльно-Сu–U–V и Au–Cu-сульфидных месторождений и проявлений Карелии относится селен. Геохимический анализ комплексов пород, распространенных в изученных структурах, показал крайне низкий фон этого элемента во всех типах вмещающих пород, кроме шунгитоносных толщ Онежской структуры, где фиксируются средние содержания селена 3–13 г/т. В метасоматитах по шунгитам с сульфидами содержание Se увеличивается в десятки раз. В метасоматитах с вкрапленно-прожилковой минерализацией падминского типа его концентрация возрастает до 40–1600 г/т и достигает нескольких процентов в участках развития клаусталитовых прожилков.

2022

(5) Благороднометалльная гидротермальная минерализация тяготеет к участкам с селенидами, которые относятся к типоморфным минералам. Среди них наиболее распространенными являются клаусталит и науманнит. Установлены более редкие минералы – фишессерит, палладсеит, падмаит, судовиковит, богдановичит, парагуанахуатит, эвкайрит, умангит, клокманнит, тиманнит, тиррелит, калмоселит, а также селенсолержашие сульфилы (Se-молибденит, Se-малышевит, вейбуллит, селеногаленит, Se-борнит и халькозин) и селенотеллуриды (кавацулит, скиппенит, поубаит, бамболлаит). В зонах окисления в ассоциации с гематитом, гетитом встречаются самородный селен, селенаты и необычные глобулярные срастания золота с паллалсеитом.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполняется по теме НИР № 209 ИГ КарНЦ РАН, № ГР: АААА-А18-118020290084-7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М. и др. Месторождения металлических полезных ископаемых. М.: Академический проект, Трикста, 2005. 720 с.

Афанасьева Е.Н., Миронов Ю.Б. Комплексное золотоурановое оруденение восточной части Балтийского щита // Золото Фенноскандинавского щита: Матер. межд. конф. КарНЦ РАН. Петрозаводск, 2013. С. 9–12.

Билибина Т.В., Мельников Е.К., Савицкий А.В. О новом типе месторождений комплексных руд в Южной Карелии // Геология руд. месторождений. 1991. № 6. С. 3–14.

Бороздин А.П., Полеховский Ю.С., Бушмин С.А. и др. Возраст рудообразующих метасоматических процессов на месторождении ванадия, благородных металлов и урана Средняя Падма (Карелия, Балтийский щит) // ДАН. 2014. Т. 454. № 3. С. 310–314.

Бушмин С.А., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш. и др. Изохронный Rb–Sr-возраст жильного золото-кварцевого месторождения Майское (Северная Карелия, Балтийский щит) // ДАН. 2013. Т. 448. № 1. С. 76–79. https://doi.org/10.7868/S0869565214030177

Войтеховский Ю.Л., Чернявский А.В., Басалаев А.А. Савченко Е.А. Золото участка Кайралы // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. № 6. 2009. С. 105–108.

Войтеховский Ю.Л., Чернявский А.В., Басалаев А.А. Савченко Е.А. Золото рудопроявления Кайралы // Зап. РМО. Ч. 139. Вып. 4. 2010. С. 75–79.

Вольфсон А.А., Русинов В.Л., Крылова Т.Л. и др. Метасоматические преобразования докембрийских метабазитов Салла-Куолаярвинского грабена в районе золоторудного поля Майское, Северная Карелия // Петрология. 2005. Т. 18. № 2. С. 179–206.

Глебовицкий В.А., Бушмин С.А., Богомолов Е.С. и др. Rb–Sr-возраст метасоматоза и рудообразования в низкотемпературных зонах сдвиговых деформаций Фенно-Карельского кратона (Балтийский щит) // ДАН. 2012. Т. 445. № 1. С. 61-65.

Глебовицкий В.А., Бушмин С.А., Беляцкий Б.В. и др. Rb-Sr возраст метасоматоза и рудообразования в низкотемпературных зонах сдвиговых деформаций Фенно-Карельского кратона, Балтийский щит // Петрология. 2014. Т. 22. № 2. С. 208–232.

Калинин А.А. Золотоносная молибден-урановая минерализация Салла-Пана-Куолаярвинской зоны // Труды Х Ферсмановской научной сессии. Апатиты, 2013. С. 142–147.

Калинин А.А. Золото в метаморфических комплексах северо-восточной части Фенноскандинавского щита. Апатиты, 2018. 250 с.

Калинин А.А., Савченко Е.А., Селиванова Е.А. Рений- и селенсодержащий молибденит рудопроявления Озерное в Салла-Куолаярвинской зоне, Северная Карелия // Зап. РМО. 2013. № 6. С. 105–115.

Калинин А.А., Савченко Е.А., Селиванова Е.А. Минерализация Se и Te в альбититах и перспективы золотоносности метасоматитов Салла-Куолаярвинской зоны, Северная Карелия // ДАН. 2014. Т. 455. С. 58–61.

Калинин А.А., Каулина Т.В., Лялина Л.М., Елизаров Д.В., Серов П.А. Этапы формирования урановой минерализации Салла-Куолаярвинской зоны (Северная Карелия): геологические и изотопно-геохронологические данные // Зап. РМО. 2015. № 2. С. 99–108.

Калинин А.А., Карпов С.М., Калачева А.Б. и др. Новые данные по минералогии золотокварцевого месторождения Майского (Северная Карелия) // Труды Ферсм. научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты, 2018. Т. 15. С. 172–175.

https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.042

Коваль А.В., Богачев В.А., Петров С.В. Особенности рудной минерализации золотоурановых рудопроявлений Озерное и Лагерное Куолаярвинской структуры (Северная Карелия) // Вестник МГТУ. 2019. Т. 22. № 1. С. 23–35.

https://doi.org/10.21443/1560-9278-2019-22-1-23-35

Колядина Н.И. Урановая минерализация в эйситах рудопроявлений Лагерное и Озерное (Северная Карелия) // Изв. Сибирского отделения. Секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. Т. 40. № 1. 2017. С. 83–96.

Кулешевич Л.В., Голубев А.И. Благородные металлы в щелочных метасоматитах Средней Падмы, Карелия // Руды и металлы. 2012. С. № 1. С. 17–25.

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Рудник Воицкий – Аu– Сu–S-кварцевое месторождение в Северо-Выгозерской палеопротерозойской структуре Карелии // Полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2010. Вып. 13. С. 116–130.

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Золотосодержащие медные руды участка Воронов Бор в палеопротерозойских отложениях Карелии // Зап. РМО. 2011. Ч. 140. Вып. 2. С. 74–84.

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. История открытия и минералогия Воицкого рудника (Карелия) // Зап. РМО. № 5. 2012. С. 59–67.

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Au-Pd-Cu-Se-U-рудная минерализация проявления Светлое в Центральной Карелии // Руды и металлы. 2020. № 1. С. 69-86.

Кулешевич Л.В., Голубев А.И., Лавров О.Б. Палеопротерозойские золотосодержащие медные месторождения и проявления Карельского кратона // ДАН. Т. 432. № 3. 2010. С. 376–380.

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б., Голубев А.И. Золотосодержащее медносульфидное месторождение Воронов Бор и перспективы медносульфидных проявлений Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2009. Вып. 9. С. 26–47.

Кулешевич Л.В., Лавров О.Б., Дмитриева А.В. Геологическое строение и Cu-Pb-Au-Pd-Se-U минерализация Кумсинской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2011. Вып. 14. С. 127–145.

Кулешевич Л.В., Филиппов М.М., Гольцин Н.А. и др. Метасоматиты по шунгитоносным породам Максовского месторождения (Онежская структура, Карелия) // Литология и полезные ископаемые. 2019. С. 149–164. https://doi.org/10.31857/S0024-497X20192149-164

Лавров О.Б., Кулешевич Л.В. Первые находки рениевых минералов в Карелии // ДАН. 2010. Т. 432. № 1. С. 94–98.

Лавров О.Б., Кулешевич Л.В. Минеральные ассоциации низкотемпературных жил и зон окисления проявления Кондобережская (Онежская структура, Карелия) // Труды 17 Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты, 2020. С. 317–321.

https://doi.org/10.31241/FNS.2020.17.060.

Леденева Н.В., Пакульнис Г.В. Минералогия и условия образования уран-ванадиевых месторождений Онежской впадины (Россия) // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39. № 3. С. 258–268.

Мельников Е.К., Шумилин М.В. О возможной модели образования уран-ванадиевых с благородными металлами месторождений в Онежском районе (Карелия) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1995. № 6. С. 31–37.

Мельников Е.К., Петров Ю.В., Рябухин В.Т., Савицкий А.В. Онежский рудный район с уран-золото-платинометально-ванадиевыми месторождениями // Разведка и охрана недр. 1992. № 8. С. 31–36.

Металлогения Карелии / Под ред. Рыбаков С.И., Голубев А.И. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 340 с.

Мигута А.К. Состав и парагенетические минеральные ассоциации урановых руд Эльконского рудного района (Алданский щит, Россия) // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 38. № 4. С. 323–343.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия / Под ред. Михайлов В.П., Аминов В.Н. Петрозаводск: "Карелия", 2005. Кн. 1. 278 с.

Молчанов А.В., Шатов В.В., Терехов А.В. и др. Эльконский золото-урановорудный узел (Южная Якутия) – основные черты геологического строения, петрографогеохимические особенности гидротермально-метасоматических образований и рудоносность // Региональная геология и металлогения. 2012. № 50. С. 80–101.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Под ред. Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Щипцов В.В. Петрозаводск, 2011. 432 с.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 Л

Полеховский Ю.С., Волошин А.В. Новые природные системы платиноидов в метасоматитах Южной Карелии // ДАН. 1990. Т. 315. № 3. С. 700–703.

Полеховский Ю.С., Волошин А.В., Тарасова И.П. и др. Новый тип палладийсодержащей минерализации в метасоматитах Карелии // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1991₁. № 7. С. 86–95.

Полеховский Ю.С., Волошин А.В., Тарасова И.П. и др. Падмаит PdBiSe – новый селенид палладия и висмута из метасоматитов южной Карелии // Зап. ВМО. 1991₂. 125. № 3. С. 85–88.

Полеховский Ю.С., Петров С.В., Калинин А.А. и др. Новые данные о минералогии золото-уранового рудопроявления Ромпас, Финляндия // Труды 16 Ферсман. научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты, 2019. С. 482–486. Полеховский Ю.С., Тарасова И.П., Нестеров А.Р. и др. Судовиковит PtSe₂ – новый селенид платины из метасоматитов Южной Карелии // ДАН. 1997. Т. 354. № 1. С. 82–85.

Порицкий М.С., Буйко А.К., Котов Н.В., Порицкая Л.Г. Геологическая позиция и условия формирования золоторудных метасоматитов месторождения Майское (Северная Карелия) // Вестник Санкт-Петербургского университета. 1993. Сер. 7. Вып. 1. С. 15–21.

Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А. и др. Золотокварцевое месторождение Майское (Северная Карелия): геологические и минералого-геохимические особенности, вопросы генезиса // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45. № 5. С. 429–451.

Соловьев С.Г. Железооксидно-золото-медные и родственные месторождения. М.: Научный мир, 2011. 469 с. *Турченко С.И. Гроховский Б.М.* Полигенная природа золоторудного месторождения Майское (Северная Карелия): геологические и изотопные свидетельства // Региональная геология. 2018. № 74. С. 43–48.

Черников А.А., Чистякова Н.И., Уваркина О.М. и др. Малышевит PdBiCuS₃— новый минерал из месторождения Средняя Падма в Южной Карелии // Новые данные о минералах. 2006. Вып. 41. С. 14–17.

Чернявский А.В., Волошин А.В., Войтеховский Ю.Л. Благороднометалльная и сульфидная минерализация в малосульфидных эпитермальных рудопроявлениях Пана-Куолаярвинской структуры // Труды КарНЦ РАН 2012. № 3. С. 157–164.

Barton M.D., Johnson D.A. Evaporiticsource model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization // Geology. 24. 1996. P. 259–262. https://www.geo.arizona.edu/~mdbarton/MDB_papers_pdf/Barton96_IOC-G_GEOL.pdf.

Gold in the Central Lapland Greenstone Belt. Geological Survey of Finland / Ojala V. Juhani (Ed.) Special Paper 44. Espoo, 2007. 267 p.

Goltsin N.A., Saltykova A.K., Polekhovsky Yu.S. et al. Zircons from high carbon palaeoproterozoic sediments (shungites) of the Onega structure (Central Karelia, NW Russia) // 4-th International Shrimp Workshop. Abstract. S-Pet., 2008. P. 50–53.

Eilu P. FINGOLD – a public database on gold deposits in Finland // Geological Survey of Finland. Report of Investigation 146. 1999. 224 p.

Eilu P., Niiranen T. Iron oxide-copper-gold deposits in Finland // GSF. Espoo, 2002. http://en.gtk.fi/export/sites/

№ 3 2022

en/informationservices/commodities/images/iocg_in_finland.pdf.

Eilu P, Pankka H., Keinänen V, Kortelainen V., Niiranen T., Pulkkinen E. Characteristics of gold mineralisation in the greenstone belts of northern Finland // Geological Survey of Finland. 2007. Special Paper 44. P. 57–106.

Frietsch R., Frietsch R., Tuisku P., Martinsson O. Early Proterozoic Cu–(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia // Ore Geol. Rev. 12. 1997. P. 1–34.

Hitzman M.W, Oreskes N., Einaudi M.T. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron-oxide (Cu–U–Au-REE) deposits // Precambr. Res. 1992. V. 58. P. 241–287.

Johnson J.P., Cross K.C. U–Pb geochronological constraints on genesis of the Olympic Dam Cu–U–Au–Ag deposit, South Australia // Econ. Geol. 1995. V. 90. P. 1046– 1063.

Korkalo Tuomo. Gold and copper deposits in Central Lapland, Northern Finland, with special reference to their exploration and exploitation // Faculty of Science, Department of Geosciences, University of Oulu, P.O. Box 3000, FI-90014. University of Oulu, Finland. Acta Univ. Oul. A 461. 2006. 126 p.

Niiranen Tero. Excursion locality 2 Hannukainen. In Eilu, P. (ed.) Iron oxide-copper-gold excursion and workshop to Northern Finland and Sweden // Geological Survey of Finland. 2004. 31.5.—4.6. P. 42—57. Report M10.3/2004/1/10. *Niiranen Tero.* Iron Oxide-Copper-Gold Deposits in Finland: case studies from the Peräpohja schist belt and the Central Lapland greenstone belt: Academic dissertation. Publications of the Department of Geology. University of Helsinki, 2005.

Patison N.L. Structural Controls on Gold Mineralisation in the Central Lapland Greenstone Belt // Geological Survey of Finland. Special Paper 44. 2007. 107–124.

Patison N.L., G. Salamis & V. J. Kortelainen. The Suurikuusikko gold deposit: project development summary of northern Europe's largest gold resource gold in the Central Lapland Greenstone Belt, Finland // Geological Survey of Finland. Special Paper 44. 2007. P. 125–134.

Reynolds L.J. Geology of the Olympic Dam Cu–U–Au– Ag-REE Deposit // In *Porter T.M.* (Ed.) Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective. PGC Publishing, Adelaide. 2000. V. 1. P. 93–104.

Roberts D.E. and Hudson G.R.T. The Olympic Dam copperuranium-gold deposit, Roxby Downs, South Australia // Econ. Geol. 1983. V. 78. № 5. P. 799–822.

Vanhanen E. Geology, mineralogy and geochemistry of the Fe–Co–Au–(U) deposits in the Paleoproterozoic Kuusa-mo Schist Belt, northeastern Finland // Geological Survey of Finland. 2001. Bulletin 399. 229 p.

Vanhanen E., Cook N.D.J., Oliver N.H.S et al. The Rompas Prospect, Peräpohja Schist Belt, Northern Finland // Mineral Deposits of Finland. 2015. Chapter 5.4. P. 467–484.

Wyche N.L., P. Eilu, J. Välimaa. The Suurikuusikko Gold Deposit (KittilÄ Mine), Northern Finland // Mineral Deposits of Finland. 2015. Chapter 5.2. P. 411–433. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-410438-9.00016-9.