

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное автономное
образовательное учреждение высшего образования
«ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Пермский федеральный исследовательский центр
Уральского отделения Российской академии наук
«ГОРНЫЙ ИНСТИТУТ УрО РАН»

РОССИЙСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
Пермское отделение



ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского

Выпуск 26



Пермь 2023

УДК 550.8
ББК 26.3
П78

Проблемы минералогии, петрографии и металлогении.
П78 Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского : сборник научных статей / отв. ред. И. И. Чайковский ; Пермский государственный национальный исследовательский университет. – Пермь, 2023. – Вып. 26. – 296 с.

ISBN 978-5-7944-3936-6 (вып. 26)
ISBN 978-5-7944-1582-7

Сборник подготовлен по материалам докладов на научных чтениях, состоявшихся 7 февраля 2023 г. на кафедре минералогии и петрографии Пермского государственного национального исследовательского университета. Содержит результаты исследований, касающихся некоторых проблем минералогии, петрографии, минерагении, геохимии и других наук, которые входили в сферу интересов П. Н. Чирвинского.

Для геологов широкого профиля.

УДК 550.8
ББК 26.3

*Печатается по решению кафедры минералогии и петрографии
Пермского государственного национального исследовательского университета*

Редколлегия: Б. М. Осовецкий, Р. Г. Ибламинов, И. И. Чайковский

Ответственный редактор: И. И. Чайковский

Рецензенты: д-р геогр. наук, зав. кунгурской лабораторией-стационаром
ГИ УрО РАН **О. И. Кадебская**; д-р геол.-минерал. наук, зав. сектором
технологической минералогии ГИ УрО РАН **А. Ф. Сметанников**

Научное издание

Печатается в авторской редакции
Компьютерная верстка:
Д. Е. Тразезников

Подписано в печать 18.01.2023
Формат 60×84/16. Усл. печ. л. 17,21
Тираж 80 экз. Заказ 3

Издательский центр ПГНИУ. 614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15
Типография ПГНИУ. 614990, г. Пермь, ул. Букирева, 15

ISBN 978-5-7944-3936-6 (вып. 26)
ISBN 978-5-7944-1582-7

© ПГНИУ, 2023
© ГИ УрО РАН, 2023

УДК 549.752.3:(552.33+553.493)(571.56)

В.И. Алексеев, И.В. Алексеев

Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург

ВОДЖИНИТ В РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТАХ КЕСТЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

В России сделана вторая находка воджинита в редкометалльных литий-фтористых гранитах Восточной Якутии. Состав воджинита подтверждает вольфрамовую геохимическую специализацию Li-F гранитов Дальнего Востока России, выраженную в широком распространении вольфрамовых и вольфрам-содержащих акцессорных минералов. Находка воджинита, промежуточного по составу между воджинитом и гипотетическим «вольфрамоводжинитом» подтверждает возможность выделения «вольфрамоводжинита».

Ключевые слова: воджинит, вольфрамоводжинит, литий-фтористый гранит, Кестерское месторождение, Восточная Якутия.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.3

Воджинит – главный минерал группы оловосодержащих тантало-ниобатов (воджинита, титановоджинита, ферроводжинита, литиоводжинита и др.) с общей формулой: ABC_2O_8 , где $A = (Mn^{2+}, Fe^{2+}, Li, Ca)$, $B = (Sn^{4+}, Ti, Fe^{3+}, Ta, Sc, Zr)$, $C = (Ta, Nb, W^{6+})$ [4]. Минералы группы воджинита описаны на десятках месторождений редкометалльных пегматитов Австралии, Азии, Южной и Северной Америки, Африки и Европы [6; 8; и др.]. С 2002 года появилась информация об акцессорных минералах группы воджинита в редкометалльных литий-фтористых гранитах (ЛФГ) Алжира, Египта, Испании, Китая, Чехии [5; 7; 9; и др.]. В России эти минералы найдены лишь в четырех пегматитах (Кольский полуостров, Забайкалье, Восточный Саян, Урал) и в одной интрузии ЛФГ Приморья [3]. В докладе рассмотрена находка воджинита в ЛФГ месторождения Кестер (Восточная Якутия).

На Янском плоскогорье в мезозойских терригенных толщах залегают массивы гранитоидов Эге-Хайского плутонического ряда. В эндоконтакте Кестерского интрузива расположено одноименное редкометалльно-оловянное месторождение, представляющее собой источник Sn, Ta, Nb, Li, Rb, Cs. Интрузив представляет собой гарполит ЛФГ кестерского комплекса, прорывающий андезиновые граниты Западного купола Арга-Ыннах-Хайского плутона [2].

В ЛФГ Кестерского гарполита установлены акцессорные тантало-ниобаты, Nb-Ta-содержащий касситерит и вольфрамовые минералы – вольфрамооксиолит, вольфрамовый колумбит и Nb-Ta-содержащий ферберит. Минералы группы колумбита содержат примесь вольфрама: в среднем 2.67 масс.% WO_3 [2]. В скважинах 27А и 65 на глубинах 13–150 м в ЛФГ обнаружен акцессорный воджинит, представленный ксеноморфными зернами размером 0.7–10 мкм в агрегате с танталитом-(Mn). Характерно расположение воджинита в танталитовых каймах колумбита-(Mn), содержащих также выделения уранмикролита. Встречаются также таблитчатые и ксеноморфные зерна воджинита размером 1–19 мкм, нарастающие на танталит-(Mn), колумбит-(Mn), колумбит-(Fe). В кристаллах акцессорного Ta-содержащего касситерита наблюдаются включения колумбита-(Mn), окруженного по границам с минералом-хозяином каймами воджинита шириной 0.7–8 мкм.

Воджинит Кестерского месторождения обогащен марганцем: $(Mn/(Mn+Fe)) = 0.61–0.82$). В сравнении с типичным воджинитом содержит меньше тантала ($Ta/(Ta+Nb) = 0.69–0.84$), TiO_2 и SnO_2 . (рис. 1). Типоморфные элементы воджинита Nb_2O_5 и WO_3 : в среднем 12.05 % и 2.46 % соответственно. Другие компоненты: MnO 10.06, FeO + Fe_2O_3 5.25, TiO_2 1.37, SnO_2 11.81, Ta_2O_5 58.83 мас.%. Эмпирическая формула воджинита: $(Mn^{2+}, Fe^{2+})_{1.00}(Sn, Ta, Ti, Fe^{3+})_{1.00}(Ta, Nb, W^{6+})_{2.00}O_8$. Якутский воджинит сходен по составу с воджинитом и титановоджинитом, описанными в мировой литературе (рис. 1).

Судя по содержанию WO_3 1.23–3.33 %, а также по значениям $(Mn/(Mn+Fe))$ и $(Ta/(Ta+Nb))$, воджинит из Якутии является промежуточным минералом между воджинитом и гипотетическим минералом группы воджинита – «вольфрамоводжинитом» [8] (рис. 1). Важно отметить, что примесь вольфрама наблюдается и в других тантало-ниобатах из гранитов Кестерского месторождения: в колумбите-(Mn) 0.12–5.23 мас.%, колумбите-(Fe) 0.90–7.12 мас.%, танталите-(Mn) 0.19–4.72 мас.% и микролите 0.19–1.98 мас.% [2]. Воджинит из грейзенов, сопутствующих гранитам, не содержит примеси вольфрама. Это связано с образованием на постмагматическом этапе серии вольфрамовых минералов (вольфрамит, вольфрамооксиолит, шеелит). Наиболее близким аналогом якутского воджинита является вольфрамсодержащий воджинит из ЛФГ месторождения Соншуган в Китае [9]

Таким образом, в России сделана вторая находка воджинита в редкометалльных литий-фтористых гранитах. Состав воджинита подтверждает ранее установленную вольфрамовую геохимическую специализацию Li-F гранитов Дальнего Востока России, выраженную

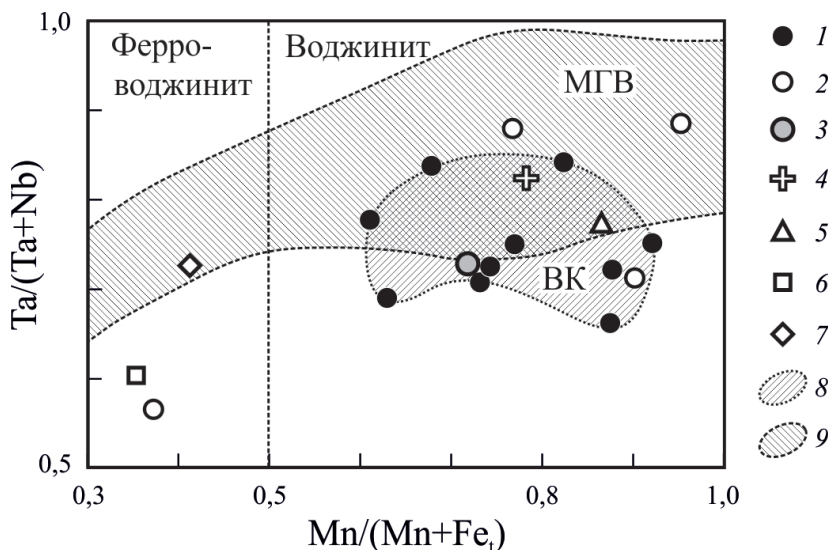


Рис. 1. Химический состав минералов группы воджинита в Li-F гранитах Кестерского месторождения и других месторождений мира (атомное количество катионов).

1 – воджинит Кестерского месторождения; 2 – вольфрамсодержащий воджинит различных месторождений мира; 3 – «вольфрамоводжинит» по [8]; 4-7 – средний состав минералов по литературным данным: воджинит (4), титановоджинит (5), ферроводжинит (6), ферротитановоджинит (7); 8 – поле воджинита Кестерского месторождения (БК); 9 – поле минералов группы воджинита (МГВ)

в широком распространении вольфрамовых и вольфрамсодержащих акцессорных минералов [1]. Сделанная в Якутии находка воджинита, промежуточного по составу между воджинитом и «вольфрамоводжинитом» [8] подтверждает возможность выделения нового минерала «вольфрамоводжинита».

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-15-50064.

Библиографический список

1. Алексеев В.И., Марин Ю.Б. Вольфрамовые акцессорные минералы в литий-фтористых гранитах Дальнего Востока России // Доклады Академии наук. 2014. Т. 458. № 3. С. 323–326.
2. Алексеев В.И., Марин Ю.Б. Колумбит-танталит месторождения Кестёр (Восточная Якутия) // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 2. С. 109–120.
3. Руб А.К., Руб М.Г. Редкометалльные граниты Приморья. М.: ВИМС, 2006. 86 с.
4. Ěrcit T.S., Ěerný P., Hawthorne F.C. The wodginite group. III. Classification and new species // Canadian mineralogist. 1992. V. 30. P. 633–638.
5. Huang X.L., Wang R.Ch., Chen X.M., Hu H., Liu Ch.S. Vertical variations in the mineralogy of the Yichun topaz-lepidolite granite, Jiangxi Province, southern China //

Canadian Mineralogist. 2002. V. 40. No. 4. P. 1047–1068.

6. *Jacobson M.* Where of Mineral Names: Wodginite, Wodgina, Abydos Station, Western Australia // *Rocks & Minerals*. 2021. V. 96. P. 264–269.

7. *Melcher F., Graupner T., Gabler H.E., Sitnikova M., Oberthur T., Gerdes A., Badanina E., Chudy T.* Mineralogical and chemical evolution of tantalum-(niobium-tin) mineralisation in pegmatites and granites. Part 2: Worldwide examples (excluding Africa) and an overview of global metallogenetic patterns // *Ore geology reviews*. 2017. V. 89. P. 946–987.

8. *Tindle A.G., Brearks F.W., Webb P.* Wodginite-group minerals from the Separation Rapids rare-element granitic pegmatite group, northwestern Ontario // *Canadian Mineralogist*. 1998. V. 36. P. 637–658.

9. *Zhu Z.Y., Wang R.C., Che X.D., Zhu J.C., Wei X.L., Huang X.* Magmatic–hydrothermal rare-element mineralization in the Songshugang granite (northeastern Jiangxi, China): Insights from an electron-microprobe study of Nb–Ta–Zr minerals // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 65. P. 749–760.

WODGINITE IN RARE-METAL GRANITES OF THE KESTER DEPOSIT (EASTERN YAKUTIA)

V.I. Alekseev, I.V. Alekseev

alekseev_vi@pers.spmi.ru

In Russia, the second find of wodginite was made in rare metal lithium-fluoride granites. The composition of wodginite confirms the tungsten geochemical specialization of Li-F granites of the Russian Far East, expressed in the wide distribution of tungsten and tungsten-containing accessory minerals. The discovery of wodginite, intermediate in composition between wodginite and a hypothetical “wolframowodginite”, confirms the possibility of identifying a new mineral called “wolframowodginite”.

Keywords: wodginite, wolframowodginite, lithium-fluoric granite, Kester deposit, eastern Yakutia

УДК 67.08

Д.А. Ахмедов

Институт геологии и геохимии УрО РАН
им. академика А.Н. Заварицкого, г. Екатеринбург

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И НАПРАВЛЕНИЯ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩИХ ТЕХНИЧЕСКИХ ПЕСКОВ СРЕДНЕУРАЛЬСКОГО МЕДНОГО ЗАВОДА (УРАЛ)

В статье отражено современное состояние проблемы производства отходов горнодобывающей отрасли и устаревание подхода к техногенным минеральным образованиям как к вредному продукту человеческой деятельности, исследованы контрастные свойства технических песков Среднеуральского медного завода, показаны перспективы более комплексного применения данного вида отходов в качестве железосодержащего и цинксодержащего сырья, сырья лакокрасочной промышленности, минеральной добавки к цементам, минеральных удобрений.

Ключевые слова: техногенно-минеральные образования, медеплавильные шлаки, комплексное использование минерального сырья.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.7

Современная добывающая промышленность отличается особенностью развития – увеличенному формированию отходов производства. Согласно государственному докладу «О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2020 году» [10], суммарный объем образования отходов добычи полезных ископаемых за пятилетний период 2016–2020 гг. составил 31 млрд т, из которых около 8 млрд т приходится на добычу металлических полезных ископаемых и 1,6 млрд т на обрабатывающие производства. Объем добычи металлических полезных ископаемых, в свою очередь, оценен в 1,75 млрд т. В докладе приводится и оценка образования отходов на единицу ВВП, которая составила в 2020 году 78,4 т отходов на 1 млн рублей. Эти цифры достаточно красноречиво говорят о текущем общепринятом отношении к техногенным минеральным образованиям (ТМО) как к вредным отходам производства, оказывающим негативное воздействие на окружающую среду, изменение ее состава. На основании данных доклада мы построили гистограммы, показывающие соотношение извлеченных полезных компонентов к отходам горной добычи (рис. 1)

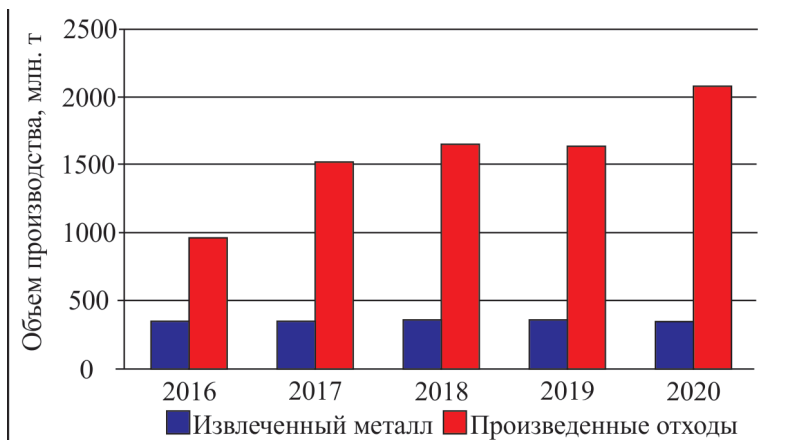


Рис. 1. Гистограмма соотношения извлеченных металлов и произведенных отходов

Из гистограммы видим, что при примерно одинаковом производстве металла, количество произведенных отходов растет ежегодно. Это соответствует многочисленным факторам, самыми очевидным из которых является истощение ресурсов крупных месторождений с большими содержаниями ценного компонента и неполное извлечение полезного компонента.

Техногенные минеральные образования, или, согласно докладу, отходы добычи полезных ископаемых, являются, как это часто бывает, и проблемой, и ее решением одновременно. Комплексное использование сырья техногенных минеральных образований, этого глубоко недооцененного ресурса, помогло бы решить нам проблему, в рамках которой при производстве одной тонны золота мы производим до миллиона тонн отходов (при бортовом содержании 1 г/т) в виде вскрышных пород и отвалов обогатительных фабрик.

Известно, что на Урале в 2000 году было учтено 188 техногенно-минеральных объектов с общими запасами отходов 8,5 млрд т [9]. Освоение ТМО происходит, и надо сказать, что некоторые виды техногенного сырья удается в полной мере приспособлять под нужды строительной промышленности. Так, например, прекратился рост складирования шлаков черной металлургии – им нашли применение в виде минеральной добавки к цементам. Однако не все ТМО осваиваются одинаково хорошо. Рассмотрим отходы медеплавильного производства на примере Среднеуральского медного завода (СУМЗ).

Общий объем накопленных шлаков медеплавильного производства на Урале оценивается в 110 млн т [8]. На момент публикации [4]

объем переработки литых шлаков оценивался в 1 млн т в год. Объем накопленных литых шлаков СУМЗ по данным [9] составлял 20 млн т.

Литые шлаки отражательных печей среди прочего содержат техногенную самородную медь, которой в шлаке тем больше, чем меньше ее извлекли на первом цикле обогащения. Главная цель переработки литых шлаков на сегодняшний день – это доизвлечение черновой меди. Технология доизвлечения меди из литых шлаков подразумевает их измельчение до крупности менее 0,071 мм с последующей флотацией техногенной самородной меди и сульфидных медесодержащих фаз. Хвосты флотации представляют собой продукт пылевой размерности,

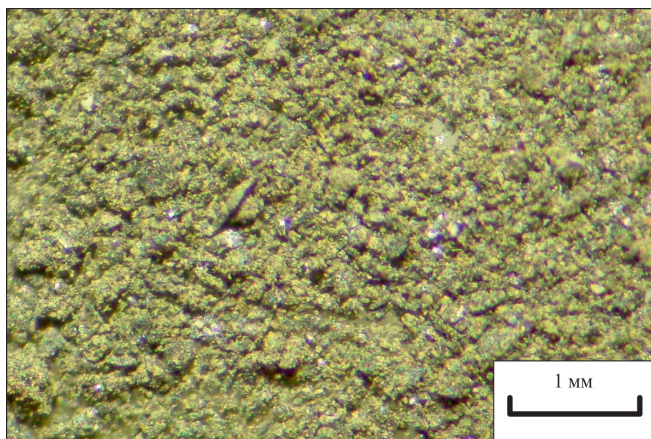


Рис. 2. Технические пески СУМЗ, общий вид. Увеличение $\times 40$. Диаметр поля зрения 5 мм

который квалифицируется как «технический песок» (рис. 2). Состоит он преимущественно из фаялита (45%), железистого стекла (30%), цинксо-держащего диопсида (8%), виллемита (8%), и в подчиненном количестве магнетита и сульфидов. Все минеральные фазы содержат в составе цинк. Химический состав песков характеризуется содержанием кремнезема в пределах 30-35%, глинозема 5-10%, оксида магния до 2%, оксида кальция 3-5% и оксидов железа суммарно 35-40%, до 4% цинка. Такой состав песков характеризует его как потенциальное железосодержащее минеральное сырье. Объемы накопленных «технических песков» в 2017 году оценивались более чем в 10 млн т [7].

Существует две простых принципиальных схемы обогащения хвостов флотации – гравитационная и магнитная. Гравитационные и магнитные свойства «технического песка» исследовались в отделе пробоподготовки ИГГ УрО РАН. Гравитационная сепарация производилась

в центрифуге с использованием бромформа (плотность 2,9 г/мл), магнитная сепарация производилась постоянным магнитом по сухой схеме. Результаты анализа представлены в таблице 1. По устному сообщению Рябина В. Ф., при обработке материала в магнитном сепараторе по мокрой схеме, в немагнитную фракцию отделяется до 5% массы песка, в слабомангнитную – около 10%.

Таблица 1

Результаты исследования контрастных свойств «технического песка»

Гравитационный анализ	$\omega(\text{ЛФ})$, г	$\omega(\text{ТФ})$, г	$\omega(\text{ЛФ})$, %	$\omega(\text{ТФ})$, %
	0,05	13,6	0,37	99,63
Магнитный анализ	$\omega(\text{НМФ})$, г	$\omega(\text{МФ})$, г	$\omega(\text{НМФ})$, %	$\omega(\text{НМФ})$, %
	0,6	24,6	2,38	97,62

Примечание: ω – массовый выход, ЛФ – легкая фракция, ТФ – тяжелая фракция, МФ – магнитная фракция, НМФ – немагнитная фракция.

По данным таблицы видим, что материал в целом является довольно однородным в плане гравитационных и магнитных свойств. Из устного сообщения В. Ф. Рябина знаем, что «технические пески» опробованы для применения их в цементной промышленности в качестве минеральной добавки, и позволяют снизить расход энергии при обжиге клинкера до 30%. Согласно другим исследованиям [6], использование медеплавильного гранулированного шлака повышает удельную поверхность цементов за счет уменьшения размеров частиц при помоле, а также уменьшает время помола. Также известно, что А. Л. Котельникова занимается технологией получения коллоидных оксидов железа при растворении «технических песков», применимых для лакокрасочного производства, а В. Ф. Рябинин рассматривает данное сырье как перспективный материал для использования в качестве минеральных удобрений.

Исходя из состава, мы можем предложить использование этих песков в качестве компонента шихты для получения стеклокристаллических материалов (СКМ). Известны работы, в которых получают СКМ на основе шпинелид-пироксенового состава со сферолитовой структурой [5], а также исследования цинксодержащих систем в СКМ, для которых характерен виллемит, проводимые в НПО «Государственный оптический институт им. С. И. Вавилова» [1]. Виллемит как отдельный компонент, может быть интересен для получения керамических пигментов [2, 3] или как локальная руда цинка.

Полноценное и комплексное использование данного сырья, которое на данный момент подлежит захоронению, может позволить уменьшить затраты на хранение и рекультивацию отходов для собственника.

Библиографический список:

1. Алексеева И.П., Дымищ О.С., Жилин А.А., Запалова С.С., Шемчук Д.В. Прозрачные стеклокристаллические материалы на основе нанокристаллов ZnO и ZnO:Co 2+ // Оптический журнал. 2014. Т. 81. № 12. С. 27-34.
2. Димитров Ц.И., Марковска И.Г., Ибрева Ц.Х. Синтез и исследование кобальт-виллемитовых керамических пигментов // Евразийский союз ученых. 2018. № 5-2 (50). С. 55-58.
3. Димитров Ц.И., Ибрева Ц.Х., Марковска И.Г. Синтез и исследование керамических пигментов в системе MnO·ZnO·SiO₂ // Стекло и керамика. 2019. № 6. С. 19-22.
4. Ерохин Ю.В., Козлов П.С. Фаялит из шлаков Среднеуральского медеплавильного завода (г. Ревда) // Минералогия техногенеза – 2010. Миасс: ИМин УрО РАН, 32-40.
5. Игнатова А.М. Физико-химические закономерности получения и применение литых стеклокристаллических материалов шпинелид-пироксенового состава из природного и техногенного сырья // автореферат диссертации. Томск, 2019.
6. Капустин Ф.Л., Афанасьева М.А. Использование медеплавильного шлака в производстве цемента общестроительного назначения // Вестник ЮУрГУ. Серия «Строительство и архитектура». 2013. Т. 13. №2. С. 51-55
7. Котельникова А.Л., Рябинин В.Ф. Особенности вещественного состава и перспективы использования отходов вторичной переработки отвальных медеплавильных шлаков // Литосфера. 2018. №1. С. 133-139.
8. Макаров А.Б., Талалай А.Г. Техногенно-минеральные месторождения и их экологическая роль // Литосфера. 2012. №1. С. 172-176.
9. Мориль С.И., Сальникова В.Л., Амосов Л.А., Хасанова Г.Г., Семячков А.И., Зобнин Б. Б., Бурмистренко А. В. Техногенные месторождения Среднего Урала и оценка их воздействия на окружающую среду // Под ред. Ю. А. Боровкова. – Екатеринбург: НИА–Природа, ДПР по Уральскому региону, АООТ «ВНИИЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ», Геологическое предприятие «Девон», 2002. – 206 с.
10. О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2020 году. // Государственный доклад. – М.: Минприроды России; МГУ имени М. В. Ломоносова, 2021. – 864 с.

PHYSICAL PROPERTIES AND POSSIBILITIES OF
APPLIANCE OF IRON-CONTAINING TECHNICAL SANDS OF
SREDNEURALSKIY COPPER PLANT (URAL)

D.A. Akhmedov

e-mail: negleger@gmail.com

Article reflects current state of problem of mining industry waste production and obsolete treatment of technogenic mineral formations as a harmful product of human activity, research on contrast properties of Sredneurskiy copper plant technical sands, possibilities of more comprehensive use of this type of waste as iron and zinc containing ores, materials for paint and building industry, mineral fertilizers.

Keywords: technogenic mineral formations, copper slags, comprehensive use of ores.

Б.А. Бачурин

Горный институт УрО РАН, г. Пермь

ТРАНСФОРМАЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ФОНА ГИДРОСФЕРЫ В УСЛОВИЯХ НЕФТЯНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ

Рассмотрены методические особенности оценки характера органического загрязнения гидросферы в нефтедобывающих регионах. Установлено, что во многих случаях повышенные значения показателя нефтепродукты обусловлены особенностями природного гидрогеохимического фона и не связаны с техногенным загрязнением. На примере нефтяных месторождений Пермского Прикамья показано, что достоверная идентификация источников органического загрязнения возможна на основе исследования состава аквабитумоидов и водорастворенных нефтепродуктов методами хромато-масс-спектрометрии с использованием технологии спектрально-хроматографического профилирования.

Ключевые слова: нефтяные месторождения, органическое загрязнение гидросферы, аквабитумоиды, нефтепродукты, хромато-масс-спектрометрия.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.12

В настоящее время при мониторинге уровня органического загрязнения гидросферы в районах нефтедобычи в качестве основного контролируемого показателя используются параметр «нефтепродукты» (НП). Под данным термином понимают сумму неполярных и малополярных соединений, растворимых в неполярных растворителях [7]. По своей сущности НП – это интегральный показатель, отражающий суммарное содержание экстрагируемых из воды углеводородов (УВ) вне зависимости от их генезиса («углеводородный индекс»). Учитывая, что многие индивидуальные УВ входят как в состав нефтей, так и природной органики, провести однозначное разделение «нефтяных» и «биогенных» углеводородов достаточно сложно [1, 5, 6, 7].

Следует отметить, что в соответствии с «Федеральным перечнем методик выполнения измерений, допущенных к применению при выполнении работ в области мониторинга загрязнения окружающей природной среды» (РД 52.18.595-96) и «Государственным реестром методик количественного химического анализа» (ФГУ «ФЦАО») определение НП в природных (поверхностных, подземных) водах регламентировано гравиметрическими, спектральными, хроматографическими методами и их комбинацией [7]. Не останавливаясь на подробной характеристике недостатков различных методик определения НП, приведенной в литературе

[5, 6], отметим, что использование методов измерений, основанных на различных физико-химических принципах, вносит значительные трудности в вопрос о достоверности получаемых результатов и во многих случаях приводит к несопоставимости данных различных аналитических лабораторий.

Как показывают результаты хромато-масс-спектрометрии (ХМС) фракции «нефтепродукты» [1, 3] она имеет сложный гетерогенный состав, причем во многих случаях основной их составляющей являются О-содержащие соединения с содержанием 32,7-91,9% (рис. 1). Данные структуры представлены спиртами, эфирами, оксосоединениями и кислотами (в основном в сложноэфирной форме), преобладающая часть которых является продуктами разложения растительного и липидного материала. Продукты разложения белкового материала представлены N-, N+O-содержащими соединениями (алифатические и ароматические амины и амиды, производные мочевины и азотистые гетероциклы), количество которых во фракции достигает 23,8-45,1%.

Содержание в данных пробах УВ, которые рассматриваются в качестве индикатора нефтяного загрязнения вод, колеблется в широких пределах – от 0,6 до 42,3% гексановой фракции аквабитумоидов. Среди них преобладают алифатические структуры, представленные преимущественно длинноцепочечными n-алканами ($C \geq 25$), присущими растительной органике.

Отсутствие четкой связи параметра «нефтепродукты» с нефтепромысловым загрязнением подтверждается сопоставлением их состава с водными вытяжками нефти (рис. 1).

Как показывают результаты лабораторного моделирования [1, 8], «свежее» нефтяное загрязнение вод приводит к обогащению их значительным количеством НП, в составе которых присутствуют специфические

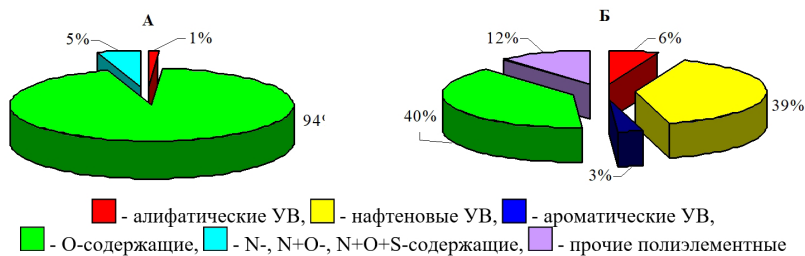


Рис 1. Состав фракции водорастворенных нефтепродуктов (А) и водной вытяжки нефти (Б) по данным ХМС

нефтяные маркеры: н-алканы ряда $C_{11}-C_{21}$; циклопентаны, циклогексаны и изо-алканы с нефтяным типом замещений; моноароматические УВ (бензол и его гомологи), нафталины [8]. Однако, в условиях гипергенеза отмечается высокая скорость трансформации нефтяных УВ в водной среде, что приводит к возрастанию в составе аквабитумоидов содержания гетеросоединений, большая часть которых относится к полиэлементным с различной комбинацией атомов (S+O, N+O, Hal+O, S+N, S+N+O и т.п.). Отмечается преобладание циклических структур, представленных достаточно разнообразно: алкилзамещенные циклопентаны, циклогексаны, гидринданы, декалины, бицикланы мостикового, конденсированного и изолированного типов, метано-нафтенковые и нафтенно-ароматические гибридные структуры и т.п. Алифатические УВ представлены исключительно алкенами, алкадиенами, алкатриенами, при полном отсутствии н-, изо-алканов, и изопренов. Параллельно во многих пробах отмечается повышение доли циклических структур – нафтеновых и ароматических УВ, являющихся более устойчивыми в зоне гипергенеза.

Результаты проведенных экспериментальных исследований свидетельствуют, что попадание нефти в воду приводит к формированию специфического состава водорастворенной органики, многие компоненты которой выходят за рамки понятия «нефтепродукты». В связи с этим, для идентификации источника органического загрязнения гидросферы необходимо использование дифференцированных методов исследования состава аквабитумоидов [6]. Практическая реализация данного подхода возможна на основе спектрально-хроматографического профилирования (ГХ-МС), используемого для изучения сложных органических смесей на уровне «отпечатков пальцев» [8]. Это позволяет распознавать геохимические маркеры, характерные для различных этапов трансформации нефтяной органики в условиях поверхностной и приповерхностной гидросферы и, тем самым, практически однозначно идентифицировать источники ее загрязнения. В качестве опорных (базовых) аналитических профилей аквабитумоидов нафтидного типа, как диагностической основы качественного анализа, используются результаты лабораторных экспериментов в системе «нефть – вода» с использованием разных типов нефтей и вод, а также битумоиды попутных вод нефтяных месторождений [3, 8].

К числу геохимических маркеров, отражающих наличие в составе водорастворенной органики нефтяных соединений, относятся устойчиво-мобильные структуры: изоалканы с «нефтяным» типом замещения, нормальные и разветвленные ненасыщенные алифатические УВ (н-алкены, алкины, алкаполиены, изопреноды с длиной цепи $C \leq 20$), моно- и полициклические нафтеновые УВ (циклопентаны, циклогексаны,

адамантаны, стераны, тритерпаны) с «нефтяным» типом замещения, окиси, алифатические и циклические окиси и спирты, простые эфиры первичных спиртов, ненасыщенные алифатические альдегиды, циклические кетоны и другие [3, 8]. Среди них, особенно отметим нафтенны, которые прослеживаются в большинстве проб, в отличие от нестабильных *n*-алканов и аренов, традиционно используемых в качестве нефтяных маркеров.

Данные выводы подтверждаются проведенными в 2022 г. исследованиями на Усть-Полазненском участке, где зафиксировано присутствие в породах кунгурского яруса на глубине 27-34 м скоплений нефти толщиной от 1-2 до 11 м. Анализ физико-химических свойств проб нефти, отобранных из наблюдательных скважин, свидетельствует об их близости к параметрам нефтей продуктивных горизонтов, что свидетельствует о глубинном источнике формирования зон нефтезагрязнения приповерхностной гидросферы [2, 4].

Исследование отобранных из наблюдательных скважин проб воды показало, что содержание аквабитумоидов ХБА колеблется в пределах 0,56-41,64 мг/дм³, нефтепродуктов – от менее 0,02 мг/дм³ до 2,67 мг/дм³.

Как показывают данные ИК-спектроскопии (рис. 2), основой аквабитумоидов наблюдательных скважин являются кислородсодержащие соединения, о чем свидетельствует интенсивная полоса карбонила 1705-1737 см⁻¹, сопряженная с «эфирной полосой» 1000-1300 см⁻¹, указывающие на доминирование кислот в свободной и сложноэфирной формах. В ряде спектров отмечается увеличение интенсивности отдельных пиков (1109 см⁻¹, 1030 см⁻¹) сложноэфирной полосы, что свидетельствует о повышении доли первичных спиртов в составе кислородсодержащих соединений. Не исключено, что увеличение поглощения в диапазоне 1000-600 см⁻¹ может отражать присутствие в составе аквабитумоидов молекулярной серы. Полоса поглощения в виде плеча на 1600 см⁻¹ свидетельствует, что ароматические структуры присутствуют в виде карбонильных соединений. Полоса поглощения метиленовых групп при 1462 см⁻¹, сопряженная с менее интенсивной полосой поглощения метильных групп при 1383 см⁻¹, указывает на преобладание неразветвленных углеводородных структур над разветвленными. Присутствие в ряде проб аквабитумоидов соединений нафтидного типа отражается более четким проявлением полос поглощения метиленовых и метильных групп (1462 см⁻¹, 1383 см⁻¹) и преобладанием их интенсивности над поглощением кислородсодержащих структур (1705-1737 см⁻¹, 1000-1300 см⁻¹).

По данным ХМС содержание углеводородов в составе гексановой фракции аквабитумоидов наблюдательных скважин колеблется в

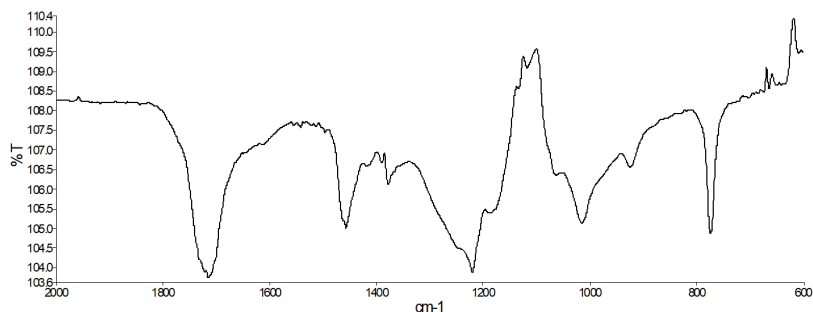


Рис. 2. Характерный ИК-спектр аквабитумоидов наблюдательных скважин Усть-Полазенского участка

широких пределах – от 1,51 до 75,20%, причем в ряде случаев значительная изменчивость их концентрации отмечается даже для проб, отобранных в различные периоды из одних и тех же скважин, что, по всей видимости, обусловлено их периодической прокачкой, активизирующей взаимодействие вод с пленочной нефтью. В большинстве проб содержание УВ не превышает 10%, а их состав представлен ароматическими структурами (моно- и диметилнафталины) при незначительном содержании или полном отсутствии алифатических УВ, в т.ч. н-алканов.

Повышение содержания в составе ВРОВ углеводородов происходит как за счет алифатических структур (11,34-27,49%), среди которых определяющую роль играют изопренаны и изопреноиды (6,70-25,21%), так и за счет ароматики (22,46-43,57%). Алканы нормального строения (2,28-7,94%) обычно представлены гомологами C_{14} - C_{22} ; в отдельных пробах присутствуют более высокомолекулярные структуры C_{23} - C_{28} . Характер молекулярно-массового распределения н-алканов различен: в большинстве аквабитумоидов максимум приходится на C_{19} - C_{20} , что отличает их от геохимического профиля нефтей, где преобладают низкомолекулярные углеводороды C_{10} - C_{15} (рис. 3). Ароматические УВ представлены преимущественно метилнафталинами; в некоторых пробах идентифицированы алкилированные бензолы, индены, азулены и голоядерный 4,5-дигидробенз(а)пирен.

Содержание гетеросоединений в аквабитумоидах колеблется в пределах 24,82-98,49%, из которых на долю кислородсодержащих структур приходится 11,89-91,70%. В их составе идентифицирована группа окисей, спиртов и простых эфиров (7,08-59,96%), состоящая в основном из различных производных диоксана. Альдегиды и кетоны (0,85-8,27%) представлены промежуточными продуктами окисления ароматических

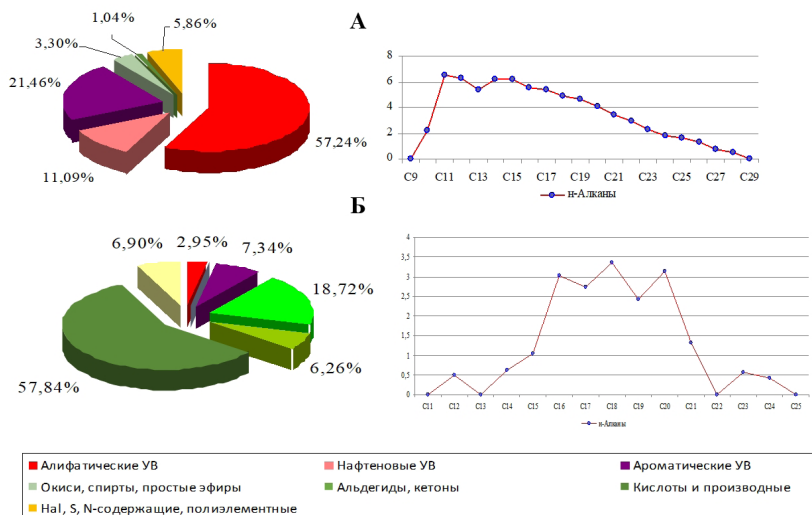


Рис. 3. Состав гексанового экстракта нефти (А) и аквабитумоидов наблюдательной скважины (Б) Усть-Полазенского участка

углеводородов (4-метилфталевым альдегидом и др.). Группа кислот и их производных (3,20-57,29%) охарактеризована длинноцепочечными структурами нормального строения и эфирами ароматического характера (фталаты). Большая часть данных соединений аквабитумоидов отражает специфику природного органического фона гидросферы. К ним относятся продукты преобразований липидного и углеводного материала: алифатические кислоты (насыщенные, ненасыщенные, двухосновные) в свободной или эфирной формах, бензойная и фенольные кислоты и их производные, терпеноиды и стероиды, производные фураноз и пираноз и др.

Среди полиэлементных соединений, кроме элементной серы (2,42-19,21%), зафиксированы органические структуры с разнообразными гетероатомами: N+O, N+F, N+S+O, P+S+O. Значительная часть данных соединений имеет ароматический характер.

Полученная геохимическая информация свидетельствует, что взаимодействие вод с нефтями в зоне гипергенеза определяет специфический состав водорастворенной органики. Процессы сульфатредукции алифатических углеводородов определяют преобладание в составе аквабитумоидов циклических структур, более устойчивых в условиях гипергенеза. Данное явление отмечено и для нефтей, где также зафиксировано относительное повышение содержания ароматических УВ. Побочными следствиями данного процесса является ароматизация

состава гетеросоединений и накопление серусодержащих соединений (элементной серы).

Разбраковка циклических соединений по структурным и элементным характеристикам показала на их геохимическую стабильность в условиях гидросферы, а неизбежные в водной среде изменения затрагивают, как правило, только элементный состав молекулы с сохранением ее генетической структуры [1, 8]. Геохимическая стабильность алициклических и гетероциклических соединений в гидросфере выгодно отличает их от УВ ациклического и ароматического рядов, которые относят к базовым гидрогеохимическим показателям нафтидного типа. Парафины и арены при контакте с водой структурно преобразуются в олефины и гидроарены, что ограничивает их использование в качестве геохимических маркеров нефти.

Таким образом, состав водорастворенной органики наблюдательных скважин отражает присутствие продуктов трансформации нефтей в приповерхностной гидросфере.

Совершенно очевидно, что для определения в изучаемых объектах маркеров нефтезагрязнения, содержание многих из которых находится на уровне «следов», требуется современный комплекс аналитических методов и аппаратуры. Практическая реализация данного подхода возможна на основе спектрально-хроматографического профилирования (ГХ-МС), используемого для изучения сложных органических смесей на уровне «отпечатков пальцев» [3, 8]. Это позволяет распознавать геохимические маркеры, характерные для различных этапов трансформации нефтяной органики в условиях поверхностной и приповерхностной гидросферы и, тем самым, практически однозначно идентифицировать источники ее загрязнения.

Предложенная методика спектрально-хроматографического профилирования состава аквабитумоидов близка по идеологии к технологии фингерпринтинга, используемой за рубежом в рамках экологической криминалистики (*Environmental Forensic*) [9-11], в том числе при идентификации источников нефтяного загрязнения. В отличие от нее, использующей в качестве геохимических маркеров преимущественно углеводородные соединения (алифатические углеводороды, низкомолекулярные ароматические углеводороды, ПАУ, биомаркеры), технология спектрально-хроматографического профилирования аквабитумоидов охватывает и неуглеводородные соединения, что позволяет выявлять признаки «старого» нефтяного загрязнения гидросферы.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ в рамках соглашения по государственному заданию № 075-03-2021-374 от 29 декабря 2020 г.

Библиографический список

1. Бачурин Б.А., Одинцова Т.А. Проблемы диагностики и контроля нефтяных загрязнений природных геосистем // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2005. – № 9-10. – С. 79-82.
2. Бачурин Б.А. Геохимические аспекты характера нефтезагрязнения на Усть-Полазненском участке // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – 2020. – Вып. 23. – С. 310-317
3. Бачурин Б.А., Костарев С.М. Современные геохимические технологии идентификации источников нефтяного загрязнения гидросферы // Нефтегазовая геология, геофизика, разработка. – 2017. – № 11. – С. 45-50
4. Борисов А.А., Бачурин Б.А. О природе нефтезагрязнения Камского водохранилища в районе Полазненского месторождения // Горное эхо, 2019. – № 3 (76). – С. 17-20. DOI:10.7242/echo.2019.3.5
5. Бродский Е.С., Савчук С.А. Определение нефтепродуктов в объектах окружающей среды // Журнал аналитической химии. – 1998. – Т. 53. – № 12. – С. 1238-1251.
6. Вершинин В.И., Антонова Т.В., Федорова М.А. Надежность интегральных показателей как оценок суммарных содержаний углеводородов и фенолов в природных и сточных водах (обзор) // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. – 2013. – Т. 79. – № 10. – С. 3-12.
7. Другов Ю.С., Родин А.А. Экологические анализы при разливах нефти и нефтепродуктов. – СПб.: Изд-во «Анатолия». – 2000. – 250 с.
8. Одинцова Т.А., Бачурин Б.А., Костарев С.М. Геохимические маркеры идентификации аквабитумоидов нафтидного типа // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. – 2015. – Том 17, № 5. – С. 293-297.
9. Alimi H., Ertel T., Schug B. Fingerprinting of Hydrocarbon Fuel Contaminants: Literature Review // Environmental Forensics. – 2003. – № 4. – P. 25–38.
10. Petrisor I.G. Environmental Forensics Fundamentals: A Practical Guide. – CRC Press, 2014. – 445 p.
11. Wang Z., Stout S.A. Oil Spill Environmental Forensics: Fingerprinting and Source Identification. – Imprint: Academic Press, 2006. – 620 p.

TRANSFORMATION OF THE ORGANIC BACKGROUND OF THE HYDROSPHERE IN CONDITIONS OF OIL POLLUTION

B.A. Bachurin

E-mail: bba@mi-perm.ru

The methodological features of assessing the nature of organic pollution of the hydrosphere in oil-producing regions are considered. It has been established that in many cases the elevated values of the oil products indicator are due to the peculiarities of the natural hydrogeochemical background and are not associated with technological pollution. Using the example of oil fields in the Perm Kama region, it has been shown that reliable identification of sources of organic pollution is possible based on the study of the composition of aquabittumoids and water-soluble oil products by chromatography-mass spectrometry using the technology of spectral-chromatographic profiling.

Keywords: oil fields, organic pollution of the hydrosphere, aquabittumoids, petroleum products, chromatography-mass spectrometry.

Г.П. Дворник

Институт геологии и геохимии Уро РАН, г. Екатеринбург

КВАРЦ-ЭГИРИН-МИКРОКЛИНОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ: УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, МИНЕРАГЕНИЯ

Кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты относятся к самостоятельной метасоматической формации. Они образуются в условиях проявления кремнежелезо-калиевого метасоматизма на участках распространения пород щелочно-гранитной и щелочно-сиенитовой серий, фенитов, микроклин-серицитовых метасоматитов. Охарактеризованы условия формирования и минерогения (благороднометальная, редкометальная и редкоземельная минерализация) кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов в массивах Центрально-Алданской, Западно-Алданской и Уральской щелочных провинций.

Ключевые слова: щелочные породы, кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты, благороднометальная, редкометальная и редкоземельная минерализация.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.20

Процессы кварц-эгирин-микроклинового метасоматоза проявились в пределах щелочных комплексов Центрально-Алданской, Западно-Алданской и Уральской провинций [4, 6, 7]. В рябиновском и Ыллымахском комплексах Центрально-Алданской провинции метасоматиты эгирин-микроклинового, эгиринового, кварц-гематит-микроклинового и кварц-микроклинового состава, выделенные в самостоятельную формацию [4, 12], образуют многочисленные жилы, прожилки и гнезда на участках распространения поздних даек и штоков щелочногранитной серии (грорудитов, эгириновых граносиенитов, щелочных гранитов). Они также встречаются в зонах развития фенитов и серицит-микроклиновых метасоматитов. Наиболее поздние по времени образования породы щелочногранитной серии (грорудиты, эгириновые граниты и граносиениты) секутся жилами кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов. В пределах массивов они образуются в результате проявления процессов кремне-железо-калиевого метасоматизма на завершающем этапе постмагматической гидротермальной деятельности [4, 11].

Развитие метасоматического процесса на позднем этапе в породах Рябинового массива характеризовалось условиями нарастания в гидротермальных растворах активности ионов трехвалентного железа и

натрия при снижении потенциала ионов калия. В этих условиях в колонке по грорудитам в раннюю щелочную стадию сформировались эгириниты и эгирин-микроклиновые метасоматиты (табл. 1, 2). Изменение химического состава эдукта в эту стадию при образовании эгирин-микроклиновых метасоматитов выражается в привносе в зону реакции ионов железа, калия, кальция, магния, выносе ионов кремния, алюминия.

Таблица 1

Химический состав (мас. %) исходных пород и кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	67,76	58,67	52,64	53,90	59,02	76,42	64,28	68,90	65,79	60,26	88,21	70,53
TiO ₂	0,14	0,35	0,84	0,50	0,15	0,32	0,02	0,04	0,22	0,92	0,04	0,18
Al ₂ O ₃	15,70	8,82	1,69	1,31	15,84	6,80	18,62	15,85	14,38	16,27	2,64	13,69
Fe ₂ O ₃	1,85	12,92	30,00	23,42	10,28	6,60	1,75	0,55	2,36	7,80	1,30	0,40
FeO	0,59	2,03	2,27	2,91	0,56	0,36	0,42	0,43	0,27	0,22	1,29	1,55
MnO	0,47	0,33	0,40	0,44	0,01	0,21	0,01	-	0,09	0,37	0,07	0,04
MgO	0,28	1,11	0,57	1,69	0,20	0,41	0,20	0,14	0,40	0,28	0,16	0,10
CaO	0,45	2,16	1,99	3,72	0,35	0,35	0,25	-	2,34	0,79	0,67	0,12
Na ₂ O	5,74	6,02	7,65	11,49	0,56	0,56	0,70	0,51	2,39	4,69	0,18	0,40
K ₂ O	5,94	7,12	0,56	0,29	1,61	5,65	13,14	13,34	10,68	6,59	1,99	12,27
P ₂ O ₅	-	0,01	0,01	-	0,03	0,11	0,02	-	0,05	0,09	0,05	0,05
H ₂ O	0,14	0,32	0,54	0,16	1,56	1,96	0,40	1,60	1,69	0,16	0,75	0,20
CO ₂	0,20	-	0,12	-	0,20	0,19	0,20	0,20	-	0,17	-	0,09
Сумма	99,26	99,86	99,28	99,83	100,07	99,94	100,01	101,56	100,68	98,64	97,30	99,62
Комп-ы	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	51,16	56,28	56,63	52,63	66,32	65,34	62,35	52,91	49,12	56,47	57,27	49,87
TiO ₂	0,70	0,96	1,41	5,07	0,64	0,06	0,01	2,28	1,32	0,89	1,78	1,14
Al ₂ O ₃	11,68	13,22	9,15	6,72	12,75	20,16	7,75	11,62	6,35	9,36	6,33	11,27
Fe ₂ O ₃	3,53	8,70	13,68	14,80	1,46	0,88	0,88	4,62	18,17	15,26	19,01	12,99
FeO	3,86	1,95	1,80	1,58	1,82	0,11	0,67	6,66	2,01	0,98	0,55	2,25
MnO	0,13	0,16	0,17	0,36	0,09	0,58	0,18	0,16	0,25	0,14	0,46	0,36
MgO	6,09	1,02	1,13	0,83	0,73	0,05	0,10	6,48	1,82	1,26	2,96	0,97
CaO	6,06	2,27	2,20	2,45	1,47	0,36	10,39	8,22	4,22	1,98	1,91	8,31
Na ₂ O	1,56	3,77	5,16	7,36	0,68	0,28	1,75	3,80	9,36	8,56	0,54	0,80
K ₂ O	10,26	9,64	7,73	6,10	12,99	13,18	12,14	2,08	2,53	2,78	4,90	4,20
P ₂ O ₅	0,76	0,23	0,12	0,40	0,07	0,04	0,03	-	0,51	1,05	0,87	-
H ₂ O	3,63	1,31	0,55	0,93	0,59	0,23	2,23	0,95	0,52	0,57	0,86	0,64
CO ₂	-	-	-	-	0,51	-	0,33	0,37	2,60	-	0,61	6,64
Сумма	99,42	99,51	99,73	99,23	100,12	101,27	99,67	100,15	98,78	100,55	98,05	99,44

Таблица 2

*Минеральный состав (%) кварц-эгирин-микроклиновых
метасоматитов и их эдуктов*

Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Кварц	9,5	1,3	16,7	1,3	1,0	45,2	8,9	12,6	7,5	11,2	77,5	20,0
Микроклин	35,2	43,7	4,6	1,4	74,0	43,5	78,9	81,5	67,7	40,4	17,0	74,7
Альбит	48,7	6,1	9,3	7,0	4,9	3,7	6,0	4,1	13,9	16,9	1,2	2,0
Нефелин												
Эгирин	1,1	38,2	51,7	77,8		0,9			4,6	20,7		1,8
Диопсид	1,8	7,9	5,5	12,2	0,6				5,5	2,3	1,9	
Энстатит						1,4	0,6					
Гиперстен		2,6										
Корунд					2,5		3,5	0,6		6,7	0,3	
Магнетит	2,9		6,6		1,3	0,8	1,0	0,5	0,6	0,5		0,5
Гематит	0,2		4,7		6,1	3,6	0,6	0,2			2,1	0,6
Рутил	0,1	0,2	0,6	0,3	0,1	0,2			0,2	0,6		0,2
Апатит						0,2				0,2		
Кальцит	0,5		0,3		0,5	0,4	0,5			0,5		0,2
Магнезит								0,5				
Минералы	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Кварц			1,2		14,0	11,7	8,2		4,5	7,8	29,6	21,1
Микроклин	49,7	62,1	49,2	41,3	73,6	77,9	45,3	11,7	16,5	17,5	35,2	28,5
Плагноклаз								40,8				23,1
Альбит	3,0	8,5	3,9	0,5					20,9	36,0	6,4	
Нефелин		3,3										
Эгирин	6,9		33,7	45,3	4,8	2,2	4,3		38,1	25,2		
Диопсид		6,6	7,3	6,5	3,6	1,7	1,2	14,8	5,7	4,8		
Энстатит											9,4	
Волластонит	8,4											
Гиперстен		0,6	1,7	2,4	2,3							
Актинолит								25,7				
Чароит							40,2					
Биотит	28,7											
Корунд						6,3						
Магнетит	0,6	3,3	1,7			0,2		4,6	4,6	2,3	1,4	1,3
Гематит	0,9									3,3	13,0	8,2
Рутил	0,4	0,6	1,0	3,5	0,4			1,5	0,9	0,6	1,3	1,0
Апатит	1,4	0,5	0,3	0,5					1,3	2,5	2,3	
Кальцит					1,3		0,8	0,9	6,5		1,4	6
Анкерит												10,8

Примечание. Здесь и в табл.1: 1–8 – рябиновский комплекс (1 – грорудит, 2 – эгирин-микроклиновый метасоматит, 3–4 – эгириниты, 5–6 – гематит-кварц-микроклиновые метасоматиты, 7–8 – кварц-микроклиновые метасоматиты) [4, 11]; 9–12 – ылдымахский комплекс (9 – пироксеновый граносиенит, 10 – эгирин-микроклиновый метасоматит, 11 – гематит-микроклин-кварцевый метасоматит, 12 – кварц-микроклиновый метасоматит) [4]; 13–19 – мурунский комплекс (13 – минетта, 14 – тингуаит-порфир, 15 – пироксен-микроклиновые метасоматиты, 16 – эгиринит, 17–18 – кварц-пироксен-микроклиновые метасоматиты, 19 – кварц-эгирин-микроклиновый метасоматит с чароитовой минерализацией) [1, 2, 8, 9]; 20–24 – месторождение «Сибирка»: 20 – пироксен-амфиболовый порфирит, 21 – эгиринит, 22 – эгирин-полевошпатовый метасоматит, 23 – кварц-гематит-микроклиновый метасоматит, 24 – кварц-карбонат-микроклиновый метасоматит [7].

В стадию кислотного выщелачивания эгирин становится неустойчивым и замещается кварц-гематитовым агрегатом. При этом происходит привнос в зону реакции ионов кремния, водорода, вынос ионов натрия, железа. В позднюю щелочную стадию в обстановке привноса в элементарный объем пород (10^{-26} м^3) ионов калия, алюминия, выноса ионов кремния и железа образуются кварц-микроклиновые метасоматиты.

Характерными минералогическими признаками жильных кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов позднего этапа являются присутствие белого, а под микроскопом прозрачного решетчатого микроклина-3, развитие игольчатых кристаллов эгирина. В некоторых разностях метасоматитов отмечаются альбит, железистый карбонат, в других широко распространен кварц. Микроклин-3 характеризуется высокой степенью триклинности, его показатели преломления: $n_p=1,516$, $n_g=1,522$. Агрегаты зерен микроклина-3 из кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов по среднему размеру зерен занимают промежуточное положение между ранними и поздними микроклинитами формации серицит-микроклиновых метасоматитов, но близки с последними по величине относительной энтропии. Микроклин-3 отличается по химическому составу ($\text{SiO}_2 - 65,98\%$, $\text{TiO}_2 - 0,01\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 16,05\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,43\%$, $\text{FeO} - 0,40\%$, $\text{MnO} - 0,03\%$, $\text{MgO} - 0,01\%$, $\text{CaO} - 0,67\%$, $\text{Na}_2\text{O} - 0,36\%$, $\text{K}_2\text{O} - 15,12\%$, $\text{H}_2\text{O} - 0,70\%$), от полевых шпатов из серицит-микроклиновых метасоматитов Рябинового массива, вмещающих золотопорфировое оруденение, более высоким содержанием кремнезема, более низкой концентрацией глинозема. Кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты рябиновского комплекса иногда содержат вкрапленность борнита и более редкого пирита. Для них характерны сидеро- халькофильная геохимическая специализация, повышенные концентрации в сравнении с эдуктом меди, серебра, марганца, ванадия, более низкие значения полиметаллического индекса $(\text{Pb} \times \text{Zn})/(\text{Cu} \times \text{Mo})$.

Сходные по характеру и направленности с рассмотренными процессы проходили при формировании жильных кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов по пироксеновым граносиенитам Ыллымахского комплекса (табл. 1, 2). Образование эгирин-микроклиновых, гематит-микроклин-кварцевых метасоматитов происходило в условиях преобладания выноса компонентов из зоны реакций над их привносом. Следует отметить, что процессы эгиринизации в щелочных гранитах и граносиенитах Ыллымахского комплекса проявились менее интенсивно, чем в породах Рябинового массива, и жил эгиринового состава здесь не установлено. Белый микроклин-3 из кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов Ыллымахского массива характеризуется высокой степенью

триклинности и сходен по своим структурным параметрам с решетчатым микроклином из аналогичных метасоматитов рябиновского комплекса. Его показатели преломления: $n_p = 1.515\text{--}1.516$, $n_g = 1.521\text{--}1.523$.

В пределах Ыллымахского комплекса кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты наибольшее площадное распространение получили в юго-восточной части, в штоке эгириновых гранитов и граносиенитов и их эруптивных брекчий, где в стадию кислотного выщелачивания сформировались кварцевое ядро и окружающая его широкая зона повышенного окварцевания пород. В породах штока канавами вскрыты жилы, прожилки и гнезда, сложенные пироксен-микроклиновыми, микроклин-кварцевыми метасоматитами, содержащими обильную вкрапленность борнита.

Геохимическая специализация кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов Ыллымахского комплекса халькофильная, существенно медно-серебряная с повышенным содержанием свинца. Полиметаллический индекс метасоматитов варьирует от 1,1 до 3,3 [12]. В минерализованном штокверке содержание меди достигает 0,8-1%, серебра – до 200 г/т. Содержание золота в жильных метасоматитах с вкрапленностью борнита низкое, по данным их пробирного анализа оно изменяется от 0,12 до 0,29 г/т, по данным атомно-абсорбционного анализа – от 0,11 до 0,26 г/т.

В пределах мезозойского мурунского щелочного комплекса в Западно-Алданской провинции кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты сформировали линзовидные залежи, жилы и прожилки на участках развития поздних даек и силлов минетт, грорудитов, тингуаит-порфиров [3, 8]. В фенитовой зоне они нередко пересекают и замещают породы дайкового комплекса и являются наиболее поздними по времени образования метасоматическими породами. Эгирин-микроклиновые, эгириновые и кварц-микроклиновые метасоматиты мурунского комплекса по химическому и минеральному составу близки аналогичным метасоматитам рябиновского и Ыллымахского комплексов в Центрально-Алданской провинции (1, 2). В южном экзоконтактовом фенитовом ореоле Маломурунского массива кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты образовали линзовидные и жильные тела, вмещающие чароитовую минерализацию месторождения Сиреневый Камень, расположенного на участке пересечения кольцевых и линейных разломов северо-восточного и северо-западного простирания на площади около 12 км². Месторождение состоит из 26 участков, представляющих собой отдельные проявления чароита. В составе чароитовых пород (чароититов) установлено около 30 минералов, которые разделены на 4 группы [3, 5].

1. Породообразующие минералы – кварц, микроклин, эгирин, рихтерит.

2. Щелочные кальциевые силикаты: чароит, пектолит, тиноксит, токкоит, апофиллит, мизерит, канасит, федорит.

3. Акцессорные минералы – титанит, батисит, болефит, барит.

4. Рудные минералы – борнит, халькопирит, халькозин, галенит, сфалерит, самородные медь, золото и серебро.

Чароититы по времени образования (100 – 85 млн лет) значительно моложе фенитов, контролируются локальными разрывными структурами и отличаются повышенной концентрацией ниобия, циркония, титана, стронция, бария [3]. Чароитовые породы также характеризуются более низкими значениями отношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70745\text{--}0,70786$) в сравнении с породами дайкового комплекса ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70785\text{--}0,70799$) [9]. В результате исследований первичных флюидных включений в кварце чароитовых пород на месторождении Сиреневый Камень [10] установлены термодинамические условия формирования кварц-эгирин-микроклиновых метасоматитов с чароитовой минерализацией: $T = 635\text{--}565^\circ\text{C}$, $P = 400\text{--}60$ МПа.

В Уральской провинции процессы эгирин-микроклинового метасоматоза проявились в пределах Ильмено-Вишневогорского и Западно-Уральского щелочных комплексов на Южном Урале [6, 7]. В экзоконтактовой фенитовой зоне палеозойского Вишневогорского щелочного массива в раннюю щелочную стадию гидротермального процесса сформировались крупнозернистые апофенитовые пироксеновые (эгирин-диопсидовые) и пироксен-микроклиновые метасоматиты. Они представлены линзовидными и жилкообразными телами мощностью от нескольких сантиметров до 2 м, длиной от нескольких метров до 100 м, залегающими согласно или секущими слоистость фенитов. В среднем минеральном составе апофенитовых метасоматитов установлено преобладание протексена (50-55 %) над полевыми шпатами (35-40 %). А в составе вмещающих их фенитов превалирует полевой шпат (60-65 %).

В стадию кислотного выщелачивания пироксены в апофенитовых метасоматитах замещаются амфиболами (гастингситом, арфведсономитом) и биотитом, образуется кварц. В позднюю щелочную стадию в пироксен-микроклиновых метасоматитах фенитовой зоны развивается прожилковая минеральная ассоциация, представленная кварцем, щелочными амфиболами и карбонатами (кальцитом, доломитом, анкеритом). С этой ассоциацией связано образование в апофенитовых метасоматитах редкоземельной (бастнезит, чевкинит) и сульфидной (пирит, халькопирит, молибдениты, галенит, сфалерит) минерализации [6].

В Западно-Уральском комплексе в Саткинском районе кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты локализованы в небольшом (1,3×0,6 км) тектонически нарушенном блоке палеозойских вулканогенно-осадочных пород. В пределах блока щелочные породы представлены крутопадающими дайками арфведсонитовых сиенитов мощностью до 6 м. На этом участке в зависимости от состава первичных пород выделены три группы щелочных метасоматитов: 1) апоглинисто-карбонатные, 2) апоэффузивно-обломочные, 3) апосланцевые, слагающие южную, центральную и северную части площади участка [6, 7]. В раннюю щелочную стадию в южной и центральной зонах образовались преимущественно эгириниты и эгирин-микроклиновые метасоматиты, в северной зоне – биотит-микроклиновые метасоматиты. В кислотную стадию на участке сформировались гематит-кварц-микроклиновые метасоматиты. В позднюю щелочную стадию в измененных вулканогенно-осадочных породах развиваются кварц-карбонат-микроклиновые метасоматиты (табл. 1, 2). Карбонаты в них представлены кальцитом, анкеритом и сидеритом. При проведении в шестидесятые годы двадцатого века на участке геологоразведочных работ в эгирин-микроклиновых и гематит-полевошпат-карбонатных метасоматитах было выявлено месторождение «Сибирка» с комплексным молибден-редкометальным оруденением с промышленными содержаниями в рудах ниобия, тантала, циркония и молибдена [7]. Основные редкометальные минералы руд – колумбит, ильменит, рутил, пироклор, ниобозинит, циркон. В редкометальных рудах также были установлены развитие сульфидной минерализации (пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, молибденита) и повышенные содержания в них золота – до 0,2 г/т и серебра – до 7,6 г/т. Руды месторождения «Сибирка» являются труднообогатимыми в связи с тонкозернистостью редкометальных минералов и тесным сростанием их с породообразующими минералами.

Кварц-эгирин-микроклиновые метасоматиты рассмотренных щелочных провинций объединяет несмотря на различия их минерогенеза повышенная концентрация в них благородных металлов (золота и серебра).

Библиографический список

1. Бирюков В.М., Бердников Н.В. О парагенетической связи чароитовой минерализации с щелочным метасоматозом // Зап. ВМО. 1992. Ч. 121, № 6. С. 59–76.
2. Борисов А.Б., Евдокимов М.Д. Фениты района чароитовых месторождений Мурунского массива // Зап. ВМО. 1984. Ч. 113, № 4. С. 485–497.
3. Гадиятов В.Г., Маршинцев В.К. Цветные камни Якутии и их месторождения. Екатеринбург: Банк культурной информации, 2000. 328 с.
4. Дворник Г.П. Метасоматизм и золотое оруденение калиевых щелочных массивов (на примере Центрально-Алданской щелочной провинции): научная монография. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2014. 329 с.

5. Добровольская М.Г., Рогова В.П., Цепин А.И., Малов В.С. О сульфидной минерализации в чароитовых породах // Минерал. журн. 1980. Т. 2. № 6. С. 3–13.
6. Еськова Е.М. Щелочные редкометальные метасоматиты Урала. М.: «Наука», 1976. 292 с.
7. Золотов К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И. Шардакова Т.Ю. Минерогения и метасоматогения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. – Екатеринбург: МПР РФ, ИГГ УрО РАН. ОАО УГЭС. 2004. 336 с.
8. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы / В.П. Костюк, Л.И. Панина, А.Я. Жидков и др. Новосибирск: Наука, 1990. 239 с.
9. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии // Тр. ГИН РАН. Вып. 535. М.: Наука, 2000. 238 с.
10. Прокофьев В.Ю., Воробьев Е.И. Р-Т-условия образования стронций-бариевых карбонатитов, чароитовых пород и торголитов мурунского щелочного массива (Восточная Сибирь) // Геохимия. 1991. № 10. С. 1444–1452.
11. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П. Щелочные рудоносные метасоматиты Рябиново-го массива (Алданский щит) // Сов. геология. 1984. № 9. С. 84–94.
12. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П., Балахонов В.С. Метасоматическая зональность мезозойского полигенного и полихронного Ыллымахского золоторудного узла (Алданский щит) // Изв. УГГА. Сер. Геология и геофизика. Вып. 13. Екатеринбург, 2001. С. 151–163.

QURTZ-EGIRIENE-MICROCLINE METASOMATITES: CONDITIONS BUILDUPS, MINERAGENY

G.P. Dvornik

gpdvornik@yandex.ru

Quartz-egirine-microcline metasomatites related to independent metasomatic formation. They formed in the conditions display of processes silicon-iron-potassium metasomatism on areas of distribution rocks alkaline-granite and alkaline-syenite series, fenites and microcline-sericite metasomatites. Defined conditions formation and minerageny (precious-metals, rare-metals, rare-earth mineralization) quartz-egirine-microcline metasomatites in the massif of Central Aldan, West Aldan, Urals alkaline province.

Keywords: alkaline rocks, quartz-egirine-microcline metasomatites, precious-metals, rare-metals, rare-earth mineralization.

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЦИРКОНЕ ИЗ ГРАНИТОВ КУЗЬПУАЮСКОГО МАССИВА (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Многие вопросы генезиса магматических горных пород, гидротермально-метасоматических процессов, процессов рудообразования могут быть решены путем изучения акцессорных минералов, содержащих редкие земли. Одним из наиболее информативных акцессорных минералов является циркон, который в ходе роста фиксирует все изменения, происходящие в среде минералообразования, в своем составе, структуре и морфологии. Проведенный анализ содержания редких элементов в цирконах из гранитов Кузьпуаюского массива выявил отсутствие ряда элементов. Дефицит Tb, Ho, Tm указывает на образование излученных гранитов при высокой температуре и активной роли кислорода. Нормирование содержаний TR по хондриту McDonough и Sun для циркона выявило постепенное накопление этих элементов в течении всего периода формирования кузьпуаюских гранитов.

Ключевые слова: циркон, гранит, редкие земли, Кузьпуаюский массив, Приполярный Урал.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.28

В пределах изученного района Приполярного Урала, являющейся областью наиболее древней периферической части Уральского подвижного пояса, развиты магматические образования различного возраста, в том числе и средне- и позднерифейские интрузии, к которым относятся и исследованные породы (рис.1). Кузьпуаюский массив представляет собой гранитное тело штокообразной формы, прорывающее верхнерифейские отложения хобейнской и мороинской свит в бассейне руч. Кузьпуаю [6,7,8]. Породами массива являются среднезернистые граниты розово-зеленого цвета с массивной грубоплитчатой текстурой с хорошо выраженной тектонической гнейсоватостью. Минеральный состав гранитов представлен калиево-натриевым полевым шпатом (52 %), кварцем (32 %), плагиоклазом (11 %), мусковитом (1 %), биотитом (4 %) [4, 8]. Анализ среднего состава пород Кузьпуаюского массива ($\text{SiO}_2 = 77,25 \%$, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7,67$) позволяет рассматривать эти образования как лейкогранит. Изучение геохимии гранитов выявило обогащение этих пород легкими редкоземельными элементами относительно хондрита по Sun [3, 9, 10].

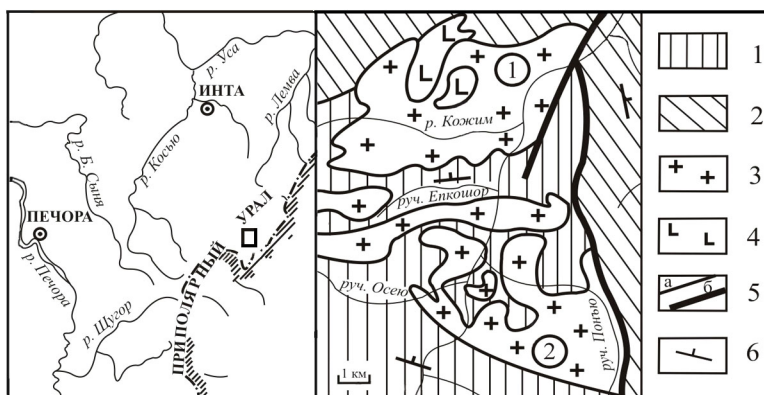


Рис. 1. Кузъпуауский массив. 1 – слюдяно- кварцевые сланцы, зеленые ортосланцы, кварциты; 2 – слюдяно- кварцевые сланцы, порфиры, порфириты, прослои мраморов и кварцитов; 3 – граниты; 4 – габбро; 5 – геологические границы: а – стратиграфические и магматические, б – тектонические; 6 – элементы залегания плоскостных структур. Массивы (цифры в кружочках): 1 – Кузъпуауский; 2 – Кожимский

Целью представленной работы является изучение распределения редкоземельных элементов в акцессорном цирконе из гранитов Кузъпуауского массива (Приполярный Урал).

Циркон из гранитов Кузъпуауского массива по морфологическим признакам разделяется на три типа. К первому морфологическому типу относятся прозрачные короткопризматические минералы светло- желтого цвета, облик которых обусловлен развитием призмы (110) и дипирамиды (111). Размер кристаллов 0,10 - 0,25 мм. Коэффициент удлинения 0,5 - 1,1. Содержание цирконов этого типа оставляет 70 % от общего объема минерала в породе. Второй морфологический тип – это прозрачные короткопризматические минерала коричневого цвета. У зерен типа II отмечаются призмы (100), (110) и дипирамида (111). Размер кристаллов 0,10 - 0,20 мм. Коэффициент удлинения 0,6 - 1,0. Содержание цирконов второго типа в среднем 10 % от общего объема минерала в породе. Третий морфологический тип составляют прозрачные длинно-призматические минералы светло- желтого цвета, габитус которых обусловлен развитием граней (100), (110). Размер кристаллов 0,5 – 1,1 мм, коэффициент удлинения 2,0 - 4,0 (в отдельных случаях достигает 6,0). Содержание циркона типа III составляет 20 % от общего состава содержания минерала в породе [1, 2].

Определение содержаний редких земель в цирконе Кузьпуаюского массива проведено с помощью микрозондового анализа, выполненного в ЦКП Геонаука Института геологии Коми НЦ УрО РАН (комплекс Vega3 Tescan, аналитик Шевчук С. С.). Содержания TR определены как в центральной (ц), так и в краевой (к) зоне минерала (Таблица 1).

Таблица 1

Медialьные содержания REE для циркона Кузьпуаюского массива.

Элемент, мас. %	Морфологический тип					
	I		II		III	
	ц	к	ц	к	ц	к
La	0,18	0,21	0,03	0,09	0,12	0,15
Ce	0,52	0,55	0,42	0,44	0,45	0,48
Pr	0,08	0,1	0,04	0,05	0,06	0,07
Nd	0,25	0,29	0,09	0,15	0,19	0,22
Sm	0,35	0,36	0,19	0,21	0,29	0,32
Eu	0,05	0,06	0,02	0,03	0,04	0,04
Gd	0,45	0,46	0,36	0,39	0,41	0,44
Tb	0	0	0	0	0	0
Dy	0,52	0,55	0,37	0,41	0,44	0,48
Ho	0	0	0	0	0	0
Er	0,51	0,52	0,38	0,41	0,43	0,47
Tm	0	0	0	0	0	0
Yb	0,82	0,84	0,55	0,65	0,71	0,75
Lu	0,59	0,62	0,46	0,49	0,56	0,58
Σ	4,32	4,56	2,91	3,32	3,70	4,00

Как мы видим, в составе цирконов Кузьпуаюского массива отсутствуют три редкоземельных элемента, а именно Tb, Ho, Tm. Это указывает на формирование исследуемых пород при высоких температурах, что подтверждается ранними исследованиями автора, согласно которым температурный диапазон для этих пород составляет 700 °C - 900 °C. Потере этих элементов так же способствует активная роль кислорода при гранитогенезе: на начальном этапе формировались оксиды Tb₄O₇, Ho₂O₃, Tm₂O₃, на поздней стадии кристаллизовался монацит [4, 5].

Прежде чем приступить к нормированию полученных данных по хондриту McDonough и Sun [12], определим последовательность

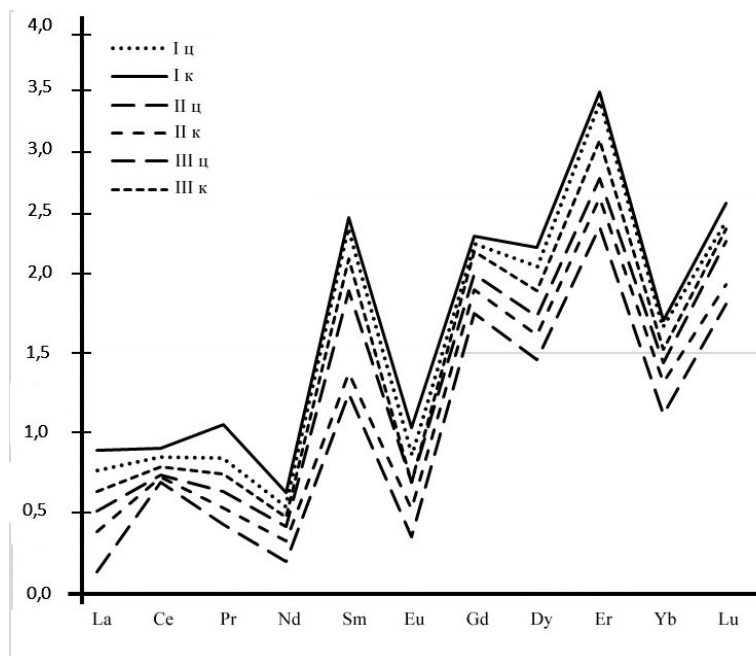


Рис. 2. Нормированные спектры распределения REE (по McDonough, Sun, 1989) для цирконов Кузьпуаюского гранитного массива

кристаллизации морфологических типов кузьпуаюского циркона на основании содержания гафния. Согласно данным микрозондового анализа, для циркона типа I содержание гафния в среднем составляет 1,41 мас. %, для циркона II типа - 1,13 мас. %, для циркона III типа - 1,28 мас. %). Это позволяет утверждать, что кристаллизация циркона началась с формирования коричневого короткопризматического циркона, позднее образовался светло- желтый длиннопризматический циркон и на завершающей стадии происходило формирование светло- желтого короткопризматического циркона.

Нормирование средних содержаний редких элементов циркона (за исключением Tb, Ho, Tm) по хондриту (Таблица 2) показало, что все выделенные морфологические типы минерала характеризуются повышенным содержанием TR, преимущественно насыщен тяжелыми редкоземельными элементами (в 1,5-2,9 раза относительно хондрита по McDonough и Sun). Наиболее насыщен редкими землями циркон I типа, образовавшийся в позднюю магматическую стадию. Как мы видим из графика (рис. 1) во время кристаллизации цирконов Кузьпуаюского

массива происходило постепенное накопление почти редких элементов. Накопление Sm, Pr резко усилилось к концу петрогенеза. Содержание Ce оставалось практически неизменным в период ранней магматической стадии.

Таблица 2

Нормализация содержаний TR для циркона Кузьпуняуского массива по хондриту

Элемент	Cl, мас. %	Морфологический тип, мас. %					
		I		II		III	
		ц	к	ц	к	ц	к
La	237	0,76	0,89	0,13	0,38	0,51	0,63
Ce	612	0,85	0,90	0,69	0,72	0,74	0,78
Pr	95	0,84	1,05	0,42	0,53	0,63	0,74
Nd	467	0,54	0,62	0,19	0,32	0,41	0,47
Sm	153	2,29	2,35	1,24	1,37	1,90	2,09
Eu	58	0,86	1,03	0,34	0,52	0,69	0,69
Gd	205,5	2,19	2,24	1,75	1,90	2,00	2,14
Dy	254	2,05	2,17	1,46	1,61	1,73	1,89
Er	165,5	3,08	3,14	2,30	2,48	2,60	2,84
Yb	493	1,66	1,70	1,12	1,32	1,44	1,52
Lu	254	2,32	2,44	1,81	1,93	2,20	2,28

Все диаграммы характеризуется преобладанием редкоэлементной Y- группы над Ce- группой, а так же четко проявленными положительными Sm, Er (Ce для ранней стадии магматического этапа) и отрицательной Nd, Eu аномалии.

Более низкие содержания Ce- группы элементов по сравнению с содержаниями элементов Y- группы указывает на повышенное содержание плагиоклазов в цирконсодержащей породе, в состав которых породы часть редкоземельных элементов (преимущественно цериевой группы) входит в качестве изоморфной примеси. Элементы Ce- группы из остаточных расплавов образуют алланит. Элементы иттриевой группы в остаточных расплавах могут отмечаться в виде изоморфной примеси в ряде акцессорных минералов (циркон, апатит, гранат и др.). Положительная Ce- аномалия указывает на повышенную фугитивность кислорода. Увеличение содержания церия отмечает изменение степени окисления элементов в магматическом расплаве. Согласно полученному графику, высокая летучесть кислорода в материнском расплаве характерна для ранней стадии гранитогенеза, к поздней роль кислорода ослабевает. Несмотря на то, что в процессе роста минерала европий так же накапливался, но дефицит этого элемента отмечается во всех

морфологических типах кузьпуаюского циркона. Отмечаемая аномалия в цирконе является характерной для гранитов, что является следствием влияния кристаллизационной дифференциации на процессы преобразования расплавов, в результате которого в расплаве происходило активное удаление (фракционирование) полевых шпатов [11].

Анализ распределения редких элементов в цирконе Кузьпуаюского гранитного массива (Приполярный Урал) выявил отсутствие нескольких элементов (Tb, Ho, Tm), что позволяет сделать вывод о высокой температуре и активной роли кислорода на всех этапах гранитообразования. Нормирование по хондриту содержаний TR выявило повышенные содержания TR, преимущественно тяжелыми редкоземельными элементами. Максимальная летучесть кислорода в расплаве определена по Се-аномалии для ранней стадии гранитогенеза в период формирования магненита и ильменита, к поздней роль кислорода ослабевает и количество минералов железа снижается. Дефицит Eu сохраняется со временем, что указывает на практически неизменное влияние кристаллизационной дифференциации на процессы преобразования материнского расплава.

Библиографический список:

1. Денисова Ю.В. Типоморфические и типохимические особенности акцессорных цирконов гранитоидов Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, № 5, 2014. С. 9 - 16.
2. Денисова Ю.В. Термометрия циркона из гранитоидов Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, № 12, 2016. С. 37 - 44.
3. Денисова Ю.В. Геодинамические условия образования Кузьпуаюского гранитного массива (Приполярный Урал) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, № 19. Апатиты, 2022. С. 103-102. <https://doi.org/10.31241/FNS.2022.19.019>.
4. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.
5. Ляхович В.В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М.: Недра, 1973. 310 с.
6. Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрально- Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 189 с.
7. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско- раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 11.
8. Фишман М.В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.- Л.: АН СССР, 1963. 105 с.
9. Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. М.- Л.: Наука, 1968. 252 с.
10. Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Основные черты магматизма и метаморфизма в центральной части Приполярного и Полярного Урала // Геохимия, минералогия и петрография севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1969. С. 7 – 25.

11. Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С. Распределение редких элементов в породообразующих и акцессорных минералах гранитоидов урала / геохимия, 2004, № 3, с. 254-269.
12. Sun S.S., McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 1989; v. 42; p. 313-345 doi:10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19

GEOCHEMISTRY OF RARE ELEMENTS IN ZIRCON FROM
GRANITES OF THE KUZPUAYU MASSIF (THE SUBPOLAR
URALS)

Yu. V. Denisova

yulden777@yandex.ru

Many questions of the genesis of igneous rocks, hydrothermal-metasomatic processes, ore formation processes can be solved by studying accessory minerals containing rare earths. One of the most informative accessory minerals is zircon, which during growth records all the changes occurring in the mineral formation environment in its composition, structure and morphology. The analysis of the contents of rare elements in zircons from the granite of the Kuzpuayu massif revealed the absence of a number of elements. The deficiency of Tb, Ho, Tm indicates the formation of the studied granites at high temperature and the active role of oxygen. Normalization of TR contents by McDonough and Sun chondrite for zircon revealed a gradual accumulation of these elements during the entire period of formation of the Kuz'puayu granites.

Keywords: zircon, granite, rare earths, the Kuzpuyu massif, the Subpolar Urals.

УДК 551.7: 552.5

С.А. Дьякова¹, Т.В. Литвинова², Н.Д. Сергеева¹

¹Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

²Геологический институт РАН, г. Москва

БИОГЕННЫЕ УЛЬТРАМИКРОСТРУКТУРЫ В СТРОМАТОЛИТАХ РИФЕЯ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

В статье представлены результаты исследования проб из керна, включающего строматолитовые доломиты калтасинской (нижний рифей) и леузинской (верхний рифей) свит Волго-Уральской области России. С помощью сканирующего электронного микроскопа в строматолитах были установлены fossilizированные остатки коккоидных и нитчатых микрофоссилий, а также сопровождающие их обрывки бактериальных пленок. Природа биогенных ультрамикроструктур подтверждается определением элементного состава. Fossilizированные реликты организмов характеризуются присутствием биофильных элементов и повышенным, по сравнению с включающими их породами, содержанием углерода.

Ключевые слова: ультрамикроструктуры, карбонаты, строматолиты, рифей, Волго-Уральская область.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.35

Введение. В многокилометровых докембрийских толщах отдельные строматолитовые постройки приурочены к определенным стратиграфическим уровням [6, 7]. Их происхождение априори считалось «результатом жизнедеятельности водорослей и, возможно, бактерий» [7], опираясь на это предположение, была составлена формальная классификация строматолитов. Несмотря на появление мощных оптических и электронного микроскопов, попытки выявления микробиоты в строматолитовых доломитах не оправдывали ожиданий: при их исследовании наблюдался лишь однообразный криптокристаллический карбонатный материал. “К сожалению, среди карбонатных строматолитов сравнительно редко наблюдаются остатки fossilizированных микроорганизмов” [4]. В то же время, на протяжении многих лет при исследовании на электронном микроскопе (РЭМ) самых разных пород были обнаружены многочисленные биогенные микрообъекты [1]. Прибор успешно использовался и при лабораторном моделировании роста строматолитов и поэтапного фиксирования процессов окремнения в современных отложениях [8, 1]. Однако обнаружить микроорганизмы в них долгое время не удавалось.

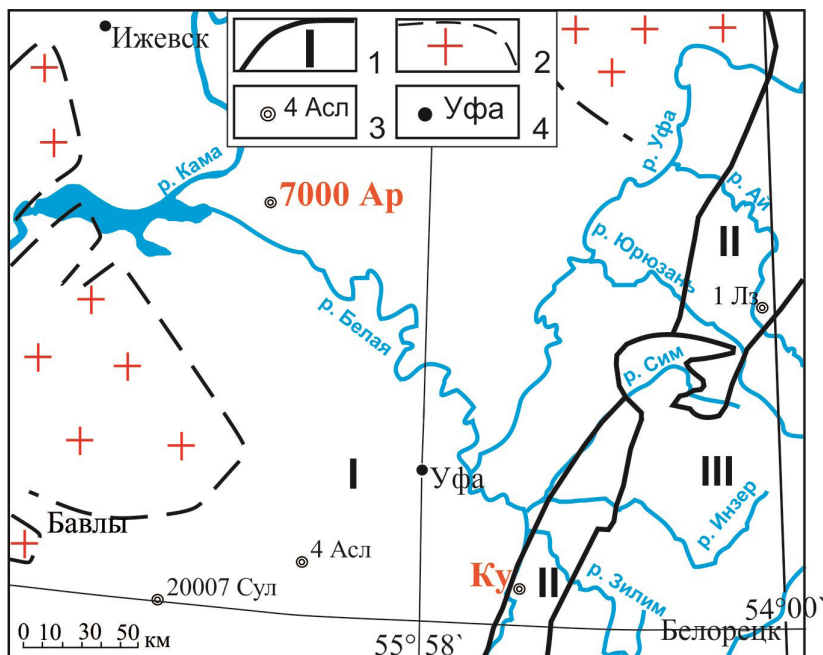


Рис. 1. Схема основных структур Волго-Уральской области и расположение скважин. Условные обозначения: 1 – границы структур первого порядка: I – восточная окраина Восточно-Европейской платформы (Камско-Бельский и Серноводско-Абдулинский авлакогены), II – Предуральский краевой прогиб, III – Уральская складчатая система; 2 – выступы кристаллического фундамента; 3 – местоположение скважины, её номер и название разведочной площади: Ар – Арланская, Асл – Аслыкулькая, Лз – Леузинская, Сул – Сулинская, КУ – Красноустьевская

Новый подход к методике исследования с помощью РЭМ сделал возможным установление многочисленных остатков микроорганизмов, формирующих биогенные слои в этих породах [12, 13, 17]. В данной работе рассматриваются микроорганизмы, впервые установленные в керне рифейский строматолитов Волго-Уральской области России.

Карбонатные породы калтасинской свиты нижнего рифея относят к первично битуминозным (нефтегазопроизводящим) толщам [2, 3, 11], они обладают наибольшим нефтегазоматеринским и нефтегазогенерирующим потенциалом [5]. При благоприятных условиях, рассеянное органическое вещество способно к генерации углеводородов в породах. Это определяет актуальность и перспективность исследований микроорганизмов в строматолитовых постройках не только нижнего рифея, но и других стратиграфических уровней верхнего докембрия Волго-Уральской области.

Если строматолиты в калтасинской (нижний рифей) свите известны давно и изучены по керну скважин 20007 Сулинская, 7000 Арланская и 4 Аслыкульская, то в леузинской свите верхнего рифея Красноустьской скважины, расположенной в Предуральском краевом прогибе (рис. 1), они были вскрыты лишь в 2019 году.

Исходные данные и методы исследований. Материалом для исследования послужили строматолитовые доломиты калтасинской (RF_1) и леузинской (RF_2) свит, вскрытые соответственно скважинами 7000 Арланская и Красноустьская. Первая из них находится в 175 км к северо-западу от г. Уфы, в северной приосевой зоне Камско-Бельского авлакогена (см. рис. 1). Красноустьская скважина расположена к югу от пос. Красноустьский Гафурийского района Респ. Башкортостан, в Предуральском краевом прогибе (см. рис. 1).

Исследования проводились на сканирующих электронных микроскопах TeScan MV-2300 и Tescan Vega 4.

1. Отобранные с помощью бинокулярной лупы и отделённые механическим путем от породы керна пробы размером приблизительно 20x20 мм исследовались на TesScan MV-2300. Прибор оборудован энергодисперсионным спектрометром Cambridge Instruments INCA-200, диаметр анализируемого участка – 1 мкм, чувствительность по легкой матрице составляет 0.001%. Напыление образца проводилось золотом. Прибор использовался для исследования строматолитов калтасинской свиты скважины 7000 Арланская с глубины 2206 м и 2848 м (рис. 2Б), а также леузинской свиты Красноустьской скважины с глубины 3448 м (рис. 5Б, Геологический институт РАН, г. Москва). Установленные остатки организмов контролировались точечным химическим составом.

2. Неполированные аншлифы из образцов калтасинской свиты скважины 7000 Арланская с глубины 2846 м. размером 20x20 мм изучались с помощью микроскопа Tescan Vega 4 Compact (рис. 2Б, Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа). Прибор имеет энерго-дисперсионный анализатор Xplorer 15 Oxford Instruments. Обработка спектров (рис. 3, 6) производилась автоматически при помощи программного пакета AzTec One с применением методики TrueQ. При съемке использовались следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда в диапазоне 3–4 нА, время накопления спектра в точке 60 секунд в режиме «Point&ID», диаметр пучка составил — 3 мкм

Результаты и их обсуждение. Калтасинская свита нижнего рифея впервые выделена К.Р. Тимергазиным [16] со стратотипом в скважине 3 Калтасинская.

Позднее стратиграфически полный разрез толщи был вскрыт при

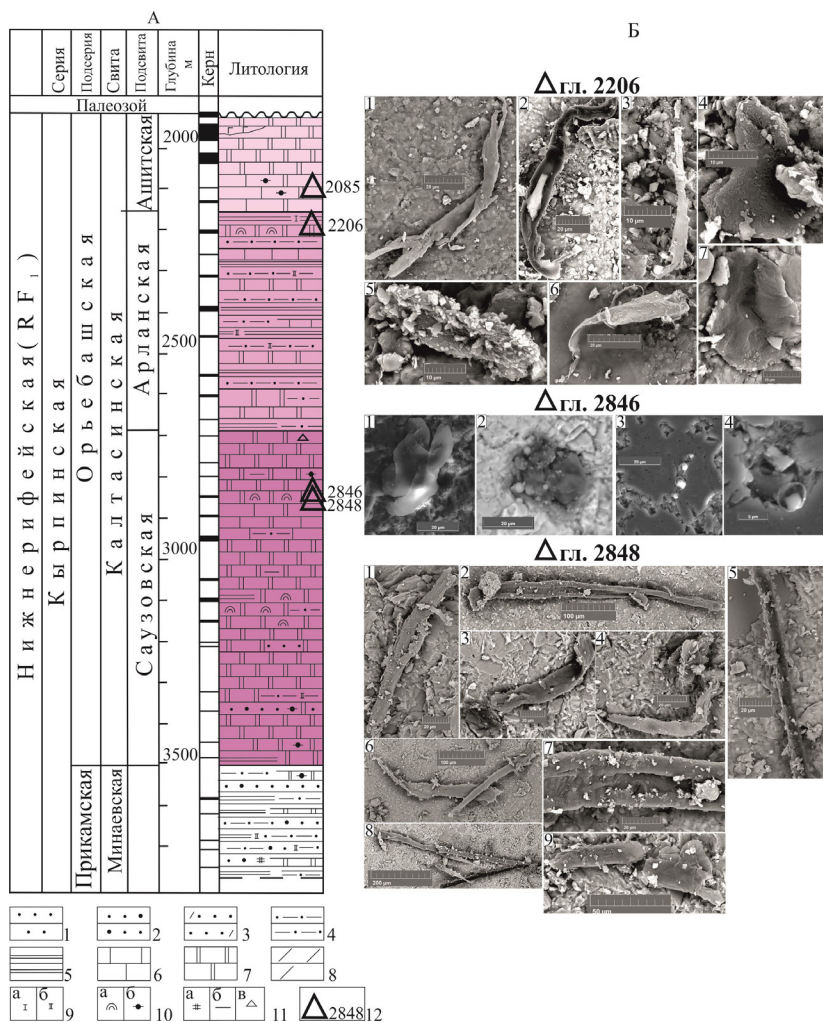


Рис. 2. Фрагмент разреза скважины 7000 Арланская (А) и микрофотографии биогенных ультрамикроструктур в строматолитах калтасинской свиты (Б)
Условные обозначения: 1–3 – песчаники: 1 – кварцевые, 2 – полевошпат-кварцевые, 3 – полимиктовые; 4 – алевролиты; 5 – аргиллиты; 6 – известняки; 7 – доломиты; 8 – мергели; 9–11 – характеристика породы: 9 – кальцитизация (а) и доломитизация (б); 10 – строматолиты (а) и микрофитолиты (б); 11 – ангидритизация (а), глинистые (б) и брекчированные участки (в); 12 – места отбора образцов

бурении скважины 7000 Арланская, где мощность отложений составила 1585 м (рис. 2). Изучение керна показало, что калтасинская свита сложена доломитами, включающими строматолиты и микрофитолиты, прослои и пачки аргиллитов (местами содержащих микрофоссилии), доломитовые мергели, реже – полевошпат-кварцевые алевролиты и песчаники [15].

В строматолитах, выявленных на глубине 2206 м, обнаружены обрывки бактериальных пленок (рис. 2, фото 4, 6, 7) и остатки нитчатых микрофоссилий, представленных полыми раскрытыми чехлами трихом (рис. 2, фото 1, 2, 3, 5).

В пробах керна с глубины 2846 м также установлены бактериальные пленки (рис. 2, фото 1) и скопления округлых мелких образований диаметром до 5 мкм, представляющих собой правильные шарики (рис. 2, фото 2-4) с повышенным содержанием углерода, несхожие ни с одними минеральными составляющими породы. Логично предположить, что эти округлые образования могут являться остатками коккоидных микрофоссилий и реликтами бактериальных матов.

В пробах с глубины 2848 м выявлены относительно крупные нитевидные остатки организмов длиной от 100 мкм до 600 мкм, шириной 8-12 мкм (рис. 2, фото 1-7). Они имеют палочковидную форму, гладкую поверхность, достаточно выдержанную в пределах одной находки ширину. Некоторые из них раскрыты (рис. 2, фото 1, 2, 7), в таком случае видно, что они представляют собой полые чехлы трихом. Остатки фоссилизованных нитевидных организмов часто сопровождаются плотными, обрывками вытянутых бактериальных пленок (рис. 2, фото 1-3, 6-9), иногда скрученных в несколько слоев (рис. 2, фото 1, 9).

Они частично сплюснуты и часто имеют сморщенную поверхность, возникшую в процессе литификации породы в результате обезвоживания и фоссильзации биогенного материала [12].

Биоморфные ультрамикроструктуры в этих породах, кроме карбонатного материала, характеризуются повышенным количеством, по сравнению с вмещающей породой, углерода, присутствием кислорода, а также сопровождаются незначительными примесями других биофильных элементов (хлором, реже – натрием, калием). Установленное в них повсеместное присутствие кремнезема (рис. 3) способствует сохранению морфологии бактериальной клетки [1, 8].

Вместе со строматолитами, в калтасинской свите распространены и комплексы микрофитолитов (рис. 4), в некоторых из которых были выявлены остатки цианобактерий, что подтверждает существенную роль биогенных факторов в формировании этих образований [10].

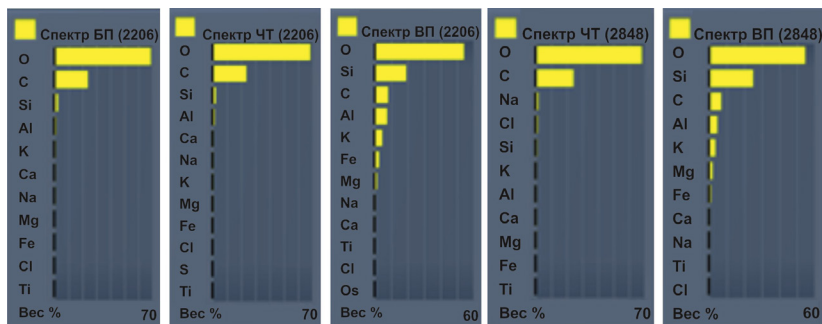


Рис. 3. Составы (весовые %) биогенных ультрамикроструктур и вмещающих их пород в скв. 7000 Арланская

Пояснения: БП – бактериальная пленка, ЧТ – чехол трихомы, ВП – вмещающая порода. В скобках указана глубина отбора образца

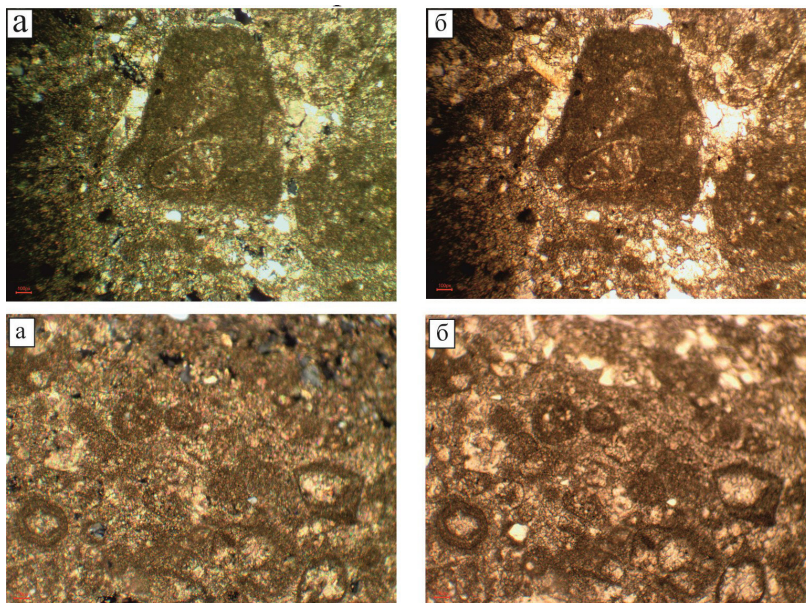


Рис. 4. Фотографии петрографических шлифов микрофитолитовых доломитов калтасинской свиты в скв. 7000 Арланская (глубина 2085 м). Николи скрещены (а) и параллельны (б)

Фации микрофитолитовых карбонатных пород могут быть связаны с коллекторами нефти и газа [10], в связи с этим исследования ископаемой микроорганики, как и в строматолитах, приобретает особое значение.

Леузинская свита верхнего рифея впервые была выделена В.И.

Козловым и др. [9] со стратотипом в скважине 1 Леузинская.

Ее отложения мощностью 576 м вскрыты в Красноульской скважине. Строматолитовые доломиты были изучены в интервале глубин 3420–3454 м (рис. 5), где они представляют собой брекчированные, мелко-кавернозные, серые и темно-серые доломиты, включающие местами пластовые, столбчатые и желваковые строматолиты с сутурами, выполненными черным углеродистым материалом. В доломитах отмечаются прожилки и линзы черных кремней [14].

При исследовании проб керна строматолитовых доломитов (гл. 3448) с помощью РЭМ установлены относительно некрупные (до 40 мкм), плотные разрозненные бактериальные пленки, некоторые из которых скомканы и скручены в плотные комки или трубочки (рис. 5, фото 1-4). В пробах встречаются также остатки фоссилизированных нитевидных организмов различной морфологии: единичный полый раскрытый чехол трихом выдержанной толщины (рис. 5, фото 5), несептированный

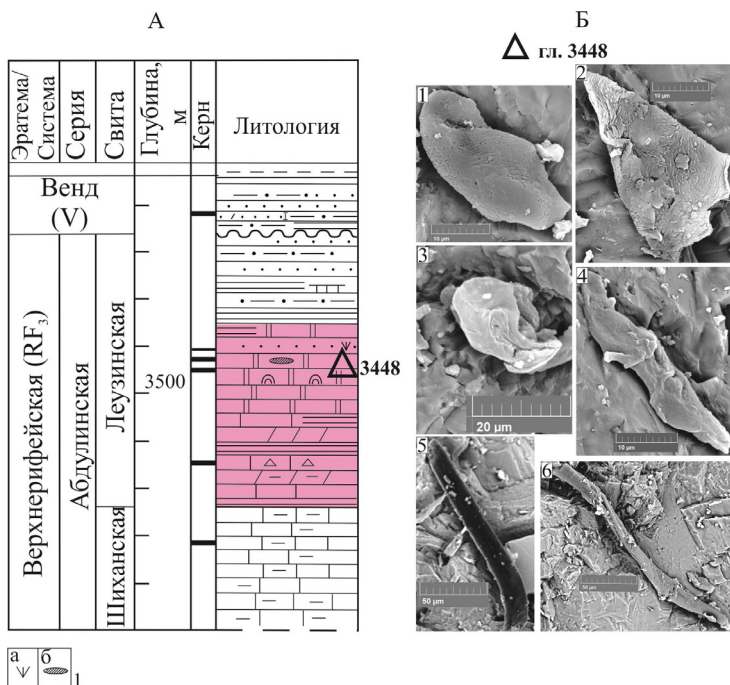


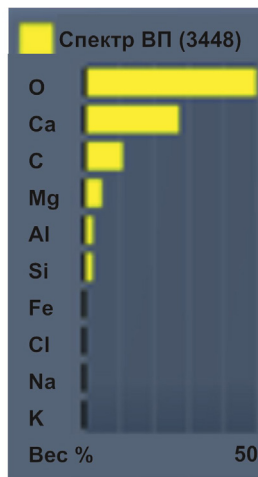
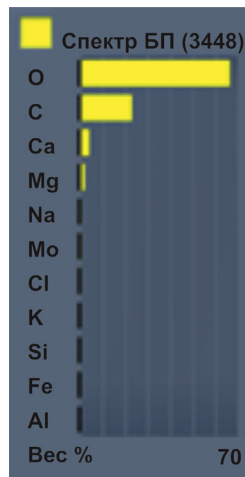
Рис. 5. Фрагмент разреза скважины Красноульская (А) и микрофотографии биогенных ультрамикроструктур в строматолитах леузинской свиты (Б)

Условные обозначения: а – глауконит, б – линзы кремней. Остальные условные – см. рис. 2

и неветвящийся; частично скрученные политрихомные трубчатые образования цилиндрической формы, каждая диаметром 4 мкм. В целом такие образования невыдержанны по ширине и состоят из двух неплотно соединенных неодинаковых частей, расширяющихся в месте стыковки. Каждая из них, по-видимому, включает нити толщиной 4-6 мкм, часть из которых отчетливо фиксируются (рис. 5, фото 6). Для всех карбонатных биоморфных ультрамикроструктур характерно существенно повышенное количество углерода и кислорода, обязательное присутствие кремнезема и, в качестве примеси, отмечается магний (рис. 6).

Выводы. В результате изучения с помощью РЭМ столбчато-пластовых карбонатных строматолитов калтасинской и леузинской свит соответственно нижнего и верхнего рифея Волго-Уральской области, были установлены биогенные ультрамикроструктуры, фоссилизированные остатки микроорганизмов и сопровождающие их цианобактериальные пленки. Предположительно выявлены коккоидные (?) и нитчатые микрофоссилии (несептированные полые трубчатые образования, политрихомные нити), рассмотрены детали их строения и элементный состав. Практически все биогенные ультрамикроструктуры заметно отличаются по составу от вмещающей карбонатной породы. Они характеризуются обязательным присутствием небольшого количества кремнезема, возрастанием количества углерода и появлением микропримесей других биофильных элементов (хлора, натрия, калия, железа).

Полученные материалы свидетельствуют о существенной роли биогенного материала в построении рифейских строматолитов и их морфологии. Изучение



ископаемой микрооргани-
ки позволит использовать
ее в дальнейшем в целях
стратиграфической кор-
реляции докембрийских
толщ и значительно рас-
ширит возможности осмы-
сления вопросов эволю-
ции древних отложений.

Рис. 6. Составы (весовые %) биогенных ультрамикроструктур и вмещающих их пород леузинской свиты в скв. Красноусольская
Пояснения см. рис. 3

Нефтепроявления, зафиксированные в карбонатных отложениях калтасинской свиты в скважинах 7000 Арланская, 203 Бедряжская и др., свидетельствуют о возможности развития процессов генерации углеводородов из рассеянного органического вещества. Их концентрация установлена в биогенных породах, прежде всего, в строматолитах, а также в микрофилитах. Получение нового материала, свидетельствующего о существенной роли организмов в их образовании, указывает на то, что они могут рассматриваться в качестве перспективных для поисковых работ на углеводородное сырьё, что согласуется с данными геохимических исследований этого района [5].

Исследования выполнены в соответствии с планами научно-исследовательских работ Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа (тема гос. задания FMRS-2022-0013) и в рамках госбюджетной темы Геологического института РАН, г. Москва «Детализация стратиграфических подразделений протерозоя и роль глобальных изменений среды и климата в эволюции докембрийской биосферы».

Библиографический список

1. Бактериальная палеонтология. М.: ПИН РАН, 2002. 188 с.
2. Белоконов Т.В., Горбачев В.И., Балашева М.М. Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь: ИПК «Звезда», 2001. 108 с.
3. Егорова Н.П. Геохимические критерии нефтегазоносности докембрия Башкирского Приуралья // Проблемы геологоразведочных работ и разработки нефтяных месторождений. Уфа, 1986. С. 73–82. (Тр. / БашНИПИнефть; Вып. 14)
4. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах. М.: ПИН РАН, 2011. 173 с.
5. Карасева Т.В., Денисов А.И., Башкова С.Е. Рифейские отложения Волго-Уральской НГП как перспективной объект для поисков углеводородов // Стратегия развития минерально-сырьевого комплекса Приволжского и Южного округов на 2006 и последующие годы: Тезисы докл. научно-практ. конференции. Саратов, 2005. С. 76-77.
6. Комар Вл.А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. Труды ГИН АН СССР, вып. 154. 1966. 134 с.
7. Крылов И.Н. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. Труды ГИН, выпуск 69. С. 133. 36 Табл.
8. Крылов И.Н., Тихомирова Н.С. К образованию кремнистых микрофоссилий // Палеонтол. журн. 1998. № 3. С. 3–9.
9. Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Генина Л.А., Михайлов П.Н. Комплексное обоснование корреляции допалеозойских осадочных комплексов Волго-Уральской области // Материалы Всероссийского совещания «Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы». Часть 1. Уфа: ИГ УНЦ РАН. 1999. С. 33-40.
10. Колосов П.Н., Рожин С.С. Биохомогенные микрофилиты неопротерозоя среднего течения реки Лены // ВЕСТНИК СВФУ, № 4 (78) 2020. С. 11–22.

11. Лагутенкова Н.С., Чепикова И.К. Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М.: Наука, 1982. 112 с.
12. Литвинова Т.В. Строматолитовые фосфориты Южного Урала и их генезис // Литосфера. 2014. №2. С. 50-59.
13. Литвинова Т.В., Сергеев В.Н. Биогенные микрообразования в строматолитах Байкало-Патомского нагорья: результаты комплексного изучения // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 2. С. 171–183.
14. Сергеева Н.Д., Солодова С.А. Литолого-петрографическая характеристика и стратиграфическое расчленение допалеозойских отложений в разрезе скважины 40 Красноусольская (Предуральский краевой прогиб) // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 55–67. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-4
15. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Карасева Т.В. Верхний протерозой (рифей и венд) Волго-Уральской области в параметрических и глубоких скважинах. Уфа: Книга-ПРИНТ, 2021. 196 с.
16. Тимергазин К.Р. Очерки по истории Башкирской нефти. Уфа: Башкнигоиздат, 1956. 91 с.
17. Litvinova T.V. Biogenic–Abiogenic Interactions in Stromatolitic Geosystems and Their Mineralization // Abiogenic Interactions in Natural and Anthropogenic Systems. Chapter 6. Springer. 2016. P. 50–66.

**BIOGENIC ULTRAMICROSTRUCTURES IN RIPHEAN
STROMATOLITES IN THE VOLGA-URALIAN AREA (EAST
RUSSIAN PLATE)**

S.A. Dyakova, T.V. Litvinova, N.D. Sergeeva

Solodova.IG@yandex.ru

The article presents the results of a study of core samples, including stromatolite dolomites of the Kaltasa (Lower Riphean) and Leuza (Upper Riphean) formations of the Volga-Uralian area of Russia. Using a scanning electron microscope, fossilized remains of coccooid and filamentous microfossils, as well as fragments of bacterial biofilms accompanying them, were found in stromatolites. The nature of biogenic ultramicrostructures is confirmed by the determination of the elemental composition. Fossilized relics of organisms are characterized by the presence of biophilic elements and increased carbon content compared to the rocks that include them.

Keywords: ultra microstructures, carbonates, stromatolites, Riphean, Volga-Ural region.

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ), АН РС (Я), г. Мирный

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ФЛЮИДНЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

Приведена характеристика нового генетического типа включений, образующихся при вскипании магм или гидротерм. Показано, что важную роль в познании природы минералов имеют форма и размеры включений вскипавших флюидов. Проанализированы примеры анализа по составу и температуре гомогенизации включений отдельных групп минералов из конкретных месторождений мира. Анализ температуры гомогенизации отдельных включений показывает, что при конкретных условиях происходит расслоение гомогенизированного магматического или гидротермального расплава на две части – силикатную и сульфатную. Большое внимание уделено минералого-петрологическим характеристикам кимберлитовых пород с различной продуктивностью, для чего приведены примеры расчетов эволюции исходного субстрата и выполнены реконструкции мантийных разрезов, что позволило высказать предположение о зональности литосферной мантии кимберлитовой провинции и её конкретных алмазоносных территорий.

Ключевые слова: химический и геохимический состав, кимберлиты, алмазоносные поля, мантийные парагенезисы, Сибирская платформа.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.45

Многолетними исследованиями кимберлитов древних платформ мира показано [3-6,12-16,19-23], что их петрогенез является многоэтапным, особенно это касается алмазоносных магматитов. Обычно этот процесс начинается с разогрева и разуплотнения мантии. В верхней мантии нижней части коры происходили всплески мантийного диапиризма, осуществлялся [9-11,17-19] плутонический подъем кимберлитовой магмы, сменившийся гипабиссальным (дайковым) периодом её жизни и заканчивался эксплозивным (диатремовым). После выхода кимберлитов на дневную поверхность осуществлялось их гипергенное изменение и формирование коры выветривания (КВ) с возникновением [24-27] вторичных породообразующих и жильных комплексов. Магматические и внутри-кимберлитовые физико-химические процессы формирования кимберлитов восстанавливаются по составу глубинных ксенолитов, алмазам и их парагенетическим спутникам – ИМК (пиропам, пикроильменитам,

оливинам, хромшпинелидам и клинопироксенам). Исследования последних подтвердили геологические данные о различиях в физико-химическом составе формировавших их магм [1-3, 7-9]. Экспериментальные исследования последних лет показали, что пикроильменит, являющийся характерным минералом кимберлитов, кристаллизуется из базальтовых расплавов в интервале 10-50 кбар при температуре до 1500°C, создавая ассоциацию гранат+клинопироксен+пикроильменит.

Дополнительные сведения о физико-химических условиях формирования кимберлитов получают [4-6, 28-30] по результатам исследований флюидных включений в кимберлитах, нодулях в мантии, алмазах и ИМК. Предполагается, что на границе кора-мантия (Мохо) происходило кипение расплавов и консервация во включениях силикатного и сульфидного расплава, а также отделившейся от них двуокиси углерода при давлении 6,5-7,5 кбар (глубина 22-25 км) при 1250°C. На неоднородность мантийного вещества и многоэтапность формирования кимберлитов указывалось исследователями на многих древних платформах мира [31-36]. Например, возраст алмазов Арканзасского месторождения, определенный по аргону, колеблется от 3,2 до 4,5 млрд лет. Из двух алмазов этого месторождения было извлечено [37-40] $3,42 \cdot 10^{-6}$ и $5,4 \cdot 10^{-4}$ газа (в основном H_2O и CO_2). В примерно аналогичных пределах колеблется и возраст, и количество аргона в алмазах из кимберлитов СП. Исследователями отмечено, что формирование коренных алмазных источников (кимберлитовых или лампроитовых диатрем) от магматической до гипергенной стадий происходит через пневматолитово-гидротермальные процессы, которые изменяли как материнские породы, так и окружающую среду. Результаты пневматолитово-гидротермального и гипергенного влияния на кимберлиты выразились на текстурно-структурных особенностях пород и их минералого-геохимических свойствах. Эти процессы осуществлялись в течение сотен миллионов лет. Разделить указанные изменения по их возрасту и последовательности – важнейшая задача, позволяющая узнать историю развития пород и выделить поисково-оценочные критерии на том или ином этапе формирования месторождений. Отмечаемая многими исследователями многоцикличность формирования алмазоносных кимберлитов обычно базируется на огромном фактическом и аналитическом материале, позволяющем выделить [8-10, 13-15] не менее восьми широко развитых эпох корообразования и связанного с ними алмазоносного магматизма. Выделение таких периодов развития земли производится по геолого-структурным, минералого-геохимическим и специальным приемам исследований кимберлитов. Кимберлитовые месторождения прогнозируются, открываются и оцениваются на сравнительно большем материале, чем лампроитовые. По

Сибирской платформе (СП), кроме геолого-структурных и минералого-геохимических исследований довольно широко используются и другие новейшие современные методики, включая и исследования флюидных включений в минералах кимберлитов. Это привело к установлению в алмазах различных диатрем первичного карбондиоксида и водного аналога компонента. На алмазах северо-востока СП выявлены внешние зоны, возникшие из флюидов, обогащенных CO_2 с примесями N_2 .

В литературе появилось немало материала по составу мантийных флюидов в минералах из кимберлитов многих других алмазоносных провинций мира. Наличие газов (CO_2 и H_2O) в алмазах из кимберлитов Заира свидетельствует [21-23] об их захвате во время роста алмазов. Внешние оболочки кристаллов алмазов из кимберлитов Сьера-Леоне также возникли из флюидов, обогащенных CO_2 и H_2O при 1050-1350°C и 4,5-5,0 ГПа. На месторождениях Ганы кристаллы алмаза содержат корки высокотемпературной разновидности кварца. Последний развит также в породах верхних горизонтов диатрем, что имеет важное практическое значение [8-10]. Наличие ильменита в алмазах Бразилии, характерного для магнезиально-железистых эклогитов, а также циркона, рутила и коэсита связано с их образованием в нижней мантии на глубинах ниже 670 км [17, 23]. В свою очередь, алмазы из кимберлитов трубки Орапа (Ботсвана) содержат включения эклогитового парагенезиса. Цементом кимберлитовых составляющих на глубоких горизонтах является рудно-силикатная масса, свидетельствующая о наличии металлоносных флюидов в алмазоносных магмах последних этапов формирования этих пород.

Очень важным аспектом генезиса отдельных типов включений в минералах является исследования вскипавших растворов, которые были проведены одними из первых на примере всемирно известного медного месторождения Бингем [14, 19], где было показана причина этого явления, обусловленная давлением. Вскипание способствовало отделению от растворов CO_2 , H_2O , HCl , изменению pH, состояния, ионного соотношения в растворах и разрушению комплексных соединений, в виде которых переносилась медь. От градиентов давления и вскипания флюидов зависел механизм локализации руд в порфировых системах. Позже в мировой литературе была представлена модель литосферного корня очагов кимберлитовых магм под кратонами в астеносфере. Впервые данные о зависимости оруденения от перепадов давления в минералообразующей системе, приводящие к вскипанию магм, приведены А.В.Пизнюром (Пизнюр, 1986), которые позже нами [23] развивались и для кимберлитовых магм. Анализ схемы многократного кипения кимберлитовых магм и формирования флюидизатов показывает возможность вскипания алмазоносных

глубинных компонентов на самых глубоких горизонтах. После формирования кимберлитовых магм с участием глубинных компонентов и пород субстрата в зонах субдукции, богатых углеродом, могли возникать алмазы. В верхней части таких кимберлитобразующих очагов, которые просочились в тектонически ослабленные зоны (т.е. в областях пониженного давления), резко понижается давление и от кимберлитовых магм отделяются летучие, приводя к вскипанию магм. Изменяется рН кимберлитовых магм, их состояние, ионные соотношения в расплавах и разрушение комплексных соединений. Температура кипения магм здесь находится в пределах 1400-1500°C. Изменение указанных параметров резко меняет состояние магм [10, 14, 16]: они разделяются на две части – силикатную и сульфидную. Последняя дает начало образованиям магматогенных месторождений меди, никеля, платины, кобальта и др. В отличие от этого, силикатная магма стала местом зарождения алмазов и ИМК.

В середине прошлого века, после возникновения нового направления геологической науки – термобарогеохимии, в мировой литературе появилось несколько классификаций включений минералообразующих сред [7, 17-19, 23], но ни одна из них не включает такого генетического типа включений, образующихся при вскипании магм и гидротерм. Поскольку явления вскипания фиксируются полевыми геологическими наблюдениями и лабораторными исследованиями, то возможно предполагать, что признаки этого процесса широко документируются флюидными включениями. При нагревании газово-жидких включений отчетливо видно кипение флюида [14, 18], которое объясняется неравномерным обогреванием включения. Возникающие при этом газовые пузырьки перемещаются от горячих стенок включения к холодным, подчеркивая, что данный вид кипения вызван повышением температуры.

В эндогенных условиях существует и другой вид кипения, сущность которого заключается в том, что любой минерал магматического и постмагматического происхождения возникает при понижении температуры. Обычно понижение последнего фактора осуществляется в эндогенных условиях с увеличением объема. Проникая в тектонически ослабленные зоны, гомогенные магмы и флюиды подвергаются резкому спаду давления, в результате чего отделяются растворенные в них газы, приводя к ретроградному вскипанию. Происходит разделение гомогенного флюида (раствора магмы) на две части: жидкообразную и газообразную, на что указывали многие исследователи. Поскольку магматический расплав сложен силикатными и сульфидными компонентами, образующими жидкообразную часть, то со временем из второй фазы образуются медно-никелевые месторождения. При кристаллизации минералов в такой кипящей

магме к их поверхности прикрепляются частицы этой среды – расплав и газ (магматические флюиды) или жидкость и газ (гидротермальные флюиды), формируя первичные включения. Попадая в трещины формируются вторичные включения. Пока в системе существует равновесие между породой и флюидом, до тех пор не будут происходить процессы минералобразования. Только нарушение этого равновесия дает начало зарождению и росту минералов. Толчком к нарушению равновесия является трещинообразование, за которым следовало возникновение вакуума, в который внедрялись флюиды и происходит процесс отделения от них газов, приводящие к их гетерогенизации или вскипанию.

Важную роль в познании природы минералов имеют форма и размер включений вскипающих флюидов. Форма их обычно изометрическая, удлиненная, амёбовидная, реже отражает облик минерала-хозяина, в котором они заключены. Расплавные включения имеют более или менее изометрический облик. Длительное и медленное охлаждение приводит к образованию формы равновесной и энергетически выгодной с окружающим минералом. Форма включений обуславливается во многом обликом минерала-хозяина. В минералах эффузивных пород, кристаллизующихся сравнительно быстро, находятся расплавные включения перекристаллизованного расплава (чаще всего включения стекла). Они имеют неправильную форму и отражают неровности грани или трещин, в которые попала магма. Форма сингенетических газовых включений является неправильной и полностью отражает неравновесные условия их возникновения. Этот тип включений более чувствительный к резким флуктуациям температуры и давления и их форма отражает эти изменения. Часто по форме включений определяют продолжительность процесса охлаждения. Включения изометрической формы или облика отрицательного кристалла минерала-хозяина свидетельствует о длительном процессе охлаждения, а выделения неправильной формы указывают на его скоростность. В таком случае выпуклости стенок включения не успели раствориться и переотложиться на вогнутых его участках.

Размеры включений вскипающих расплавов-растворов самые разные – от миллиметровых до субмикроскопических (рис.1). Анализируя эти примеры вскипавших гидротерм и оценивая по ним давления при вскипании, можно отметить [14, 18], что фиксируются они жилками и газовыми включениями. Последние представлены углекислотными включениями (внизу слева), которые в комнатных условиях представлены высокоплотной жидкой углекислотой ($d=0,62 \text{ г/см}^3$). Жидкие включения состоят из KCl, NaCl, раствора H_2O и газового пузырька, который обрамляется жидкой CO_2 (рис.1). Данные о температуре и давлении при вскипавших

магмах играют важную петрологическую роль как признаки алмазоносности. Они свидетельствуют о Р-Т-параметрах формирования ультраосновных нодулей из кимберлитовых расплавов, роли летучих компонентов и их составе. Насыщенность мантийного флюида разнообразными углеродистыми соединениями (CO , CO_2 , CH_4 , C_2H_4 , C_2H_6 и др.) указывает на природный синтез алмаза в восстановительной среде в мантии и свидетельствует о существовании здесь самородных металлов, что подтверждается отделением сульфидного расплава от силикатного. Такое разделение расплава на силикатную и сульфидную части иллюстрируются примером включений в минералах медно-никелевых месторождений [8, 14, 18]. В последних обнаружены включения отликвидировавшего (разделившегося) расплава при 1500°C и давлении 1000×10^5 Па. Проведенное сравнение точности температур кристаллизации диопсида и гомогенизации в нем включений практически совпали с более ранними исследованиями [7, 19]. Расплавы кристаллизовались при температуре 1300°C , а включения в диопсиде гомогенизовались при $1300 \pm 10^\circ\text{C}$. Включения в минералах ультраосновных – щелочных пород содержали силикаты, которые по мере охлаждения и кристаллизации переходили к силикатным расплавам-рассолам и затем к расплавам-растворам в интервале $1450 \pm 30 \dots 730^\circ\text{C}$, что

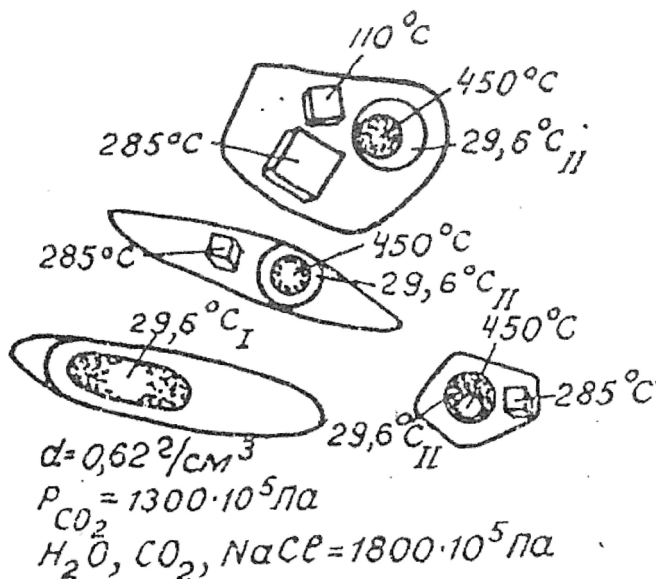


Рис. 1. Включения гетерогенизированного хлоридно-углекисло-водного флюида и пример оценки давления

позволяет допустить, что в этих же рамках происходила эволюция сульфидной части расплава.

Температуры образования отдельных минералов магматических пород (в °C) следующие [7, 14, 18]: форстерит – 1450-1280, пироксен – 1260-1040, меллитит – 1230-2106 нефелин – 1170-830, апатит – 1170-1140 и т.д. В пределах таких температур возникали месторождения Cu, Ni, Cr, Ti, Pt, алмазы, Ta, Nb, Th (Норильские месторождения, Седбери, Бушфельд, кимберлитовые диатремы и др.). В рамках указанных температур укладывается формирование минералов карбонатитовых магматических (1350-630°C и $1000-600 \times 10^5$ Па). Примерно в рамках указанных температур укладывается формирование минералов карбонатитовых магматических месторождений (1350-630°C и $1000-600 \times 10^5$ Па). Так, пироксены кристаллизовались при 1170-1140°C, нефелин – 1040-850°C, карбонаты – 750-630°C из магм карбонатного состава. При этом возникали месторождения Ta, Nb, Ti, апатита, флогопита, редких земель (Томтор, Ковдорское, Гулинское, Ально и др.). Перечисленные температурные значения получены при нагревании и гомогенизации расплавно-флюидных включений в указанных минералах. Кристаллизация последних предшествовало вскипанию магм, что фиксируется находками соответствующих включений.

Расплавная часть вскипавших магм представлена в комнатных условиях раскристаллизованными включениями. Центральная их часть полностью выполнена твердыми фазами минералов-узников. Отдельно вблизи стенок включений находится газовый пузырек, состоящий в центре из газа и обрамляемый жидкой фазой уголекислоты и концентрированного водного раствора, где плавают кристаллы хлоридов калия и натрия. Температура расплавов и отделившихся от них газов определяется путем нагревания включений расплава и газов, когда они станут гомогенными. Поскольку последовательность кристаллизации из расплава соответствует их природным физико-химическим свойствам (высоко-, средне-, низкотемпературные и др.), то и последовательность кристаллизации минералов во включениях будет такой же. В лабораторных условиях, нагревая расплавные включения, мы воспроизводим общую картину: от низкотемпературных (комнатных) условий до достижения гомогенных расплавных условий, которые будут отвечать Р-Т-моментам начала вскипания магм. При нагревании подобных включений гидротерм вначале исчезает CO_2 при 29,6°C, потом растворяется при 110°C KCl, затем при 285°C NaCl и последним при 450°C исчезает газ (рис.1). Температура 450°C отвечает условиям гетеронизации (вскипания) хлоридно-натриево-уголекисло-водного флюида. По этим включениям можно рассчитывать величину давления при вскипании. Величина плотности CO_2 при этом будет достигать

1300×10^5 Па. К этому значению следует добавить величину давления паров H_2O , NaCl из Р-Т-диаграммы и суммарное давление будет достигать 1800×10^5 Па.

Важное значение для становления кимберлитов занимают постмагматические преобразования, которые претерпели породы в пневматолигово-гидротермальную стадию метаморфизма.. Верхней температурной границей этого процесса считается [8-15] 600°C , т.е. температура, при которой от магматического расплава отщепляется флюид, а нижней можно условно считать температуру кипения воды, хотя некоторые минералы возникают и при более низких температурах. В этом интервале температур возникли все основные вторичные образования, и в первую очередь доминирующие для диатрем СП серпентин и кальцит. Наряду с автометаморфическими процессами, которые протекают в обстановке, близкой к изохимической, в кимберлитовых телах довольно широко распространен метасоматоз (автометасоматоз), куда можно отнести хлоритизацию слюд и полевых шпатов ксенолитов, сопровождаемую выносом щелочей и кальция. При бруситизации оливина происходит удаление кремнезема. Оталькование серпентина предусматривает предусматривает привнос кремнезема, а окварцевание серпентина – вынос всех остальных компонентов. К метасоматическим относится также превращение серпентинов карбонатами и, наоборот, замещение карбонатом силикатов. Главным реагентом в этих процессах является вода и степень её диссоциации на H^+ и OH^- , т.е. pH раствора, который в значительной мере определяется количеством в нем сильных оснований (Na, K, Ca и др.). Последние не только влияют на реакции среды, но и входят в состав новообразований. В присутствии щелочей синтезирован [2-6, 19-23] оливин в гидротермальных условиях, а флогопит получен при температуре ниже 600°C , что позволяет предполагать образование высокотемпературных минералов в зависимости от конкретных условий и в других Р-Т параметрах. Поскольку остаточный расплав магниезией не обогащается, образование серпентина происходит (рис.2,а-г) в основном за счет магниезии оливина. Определенное её количество заимствуется также из карбонатов (в частности из ксенолитов). Прежде чем возникнет серпентин, должен разрушиться оливин – как наименее устойчивый из силикатов и наиболее распространенный. Его разрушение возможно под действием кислых растворов и роль кислоты выполняет CO_2 , который под большим давлением создает довольно сильноокислую среду водного раствора. Перешедшие в раствор SiO_4^{4-} и магний находятся в близком соотношении (как и в серпентине) с небольшим излишком последнего. Будучи сравнительно слабым основанием, магний все же нейтрализует углекислый раствор, однако магнезит в этих условиях

сформироваться не может, так как рН раствора еще низкий. Поэтому, имея сравнительно большую положительную энергию гидратации, магний взаимодействует с отрицательно заряженными кремнекислородными тетраэдрами, которые в слабокислых условиях полимеризуются в слой с образованием двухмерного коллоида, возникновение которого возможно при сильном падении давления. При высоких давлениях подобные образования неустойчивы поскольку идет кристаллизация, сопровождаемая уменьшением объема. Разрушение оливина с образованием аморфных продуктов разложения происходит в пределах самого зерна этого минерала. О подобном ходе процесса свидетельствуют субмикроскопические размеры кристаллитов ядер многих псевдоморфоз, а также расплывчатость рефлексов на порошкограммах многих из них, хотя в данном случае в препарат для исследования попадает много более крупных индивидов, возникших вследствие перекристаллизации. В целом серпентины из псевдоморфоз, цементирующей массы и выделений серпофитов обязаны коллоидному первоначальному образованию с последующим преобразованием в гель

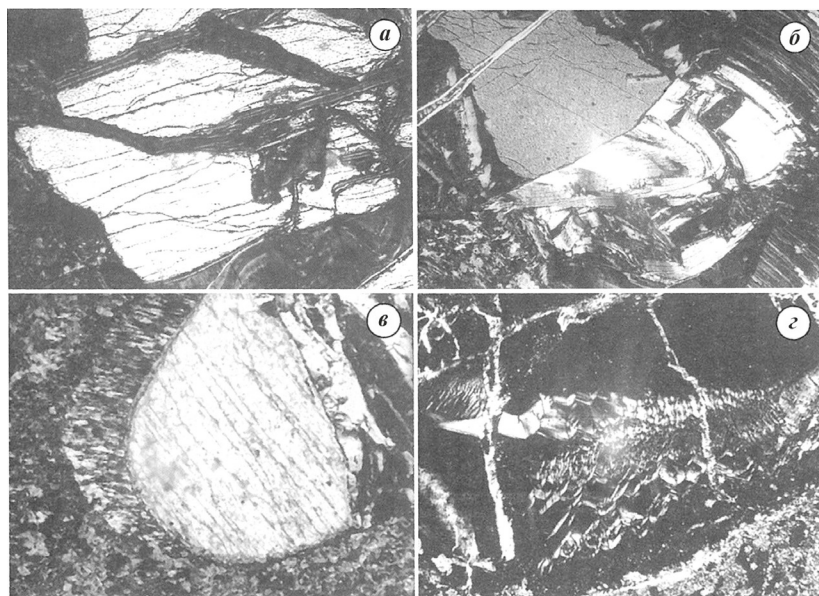


Рис. 2. Замещение оливина различными новообразованиями:
а – замещение оливина (белое) серпентином (шнуры), шлиф У-4-1А; б – замещение оливина (серое, шагренё) бруситом (белое), шлиф У-36-2; в – замещение оливина (светло-серое, шагренё) серпентином (тонкая серая кайма) и бруситом (белое и кайма волокнистого агрегата), шлиф У-39-3; г – серпофит с гребенчатой структурой, шлиф У-1-3; а – г – шлифы с анализатором, увеличение 60

и его кристаллизацией. Об этом свидетельствуют трещины синерезиса, которые разбивают затвердевший гель на полигональные фигуры. В низкотемпературных серпофитах эти трещины сохранились, а у псевдоморфоз вместо них появились агрегаты из параллельно-чешуйчатых индивидов, образующих секториально гаснущую (секториальную) структуру. Это стало возможным потому, что напряжение было снято не полностью из-за нахождения породы в целом под давлением. Секториально гаснущая структура возникает [10, 15, 23] в процессе быстрого роста множества кристаллов с четырех сторон. Рост заканчивается в центре или на определенном расстоянии от него. В первом случае получается картина, напоминающая обратную сторону закрытого конверта, во втором – сохраняется не раскристаллизованное ядро. Чаще всего петельчатая структура также имеет элементы секториальной. Агрегаты из субмикроскопических индивидов псевдоморфоз чаще перекристаллизованы, чем выделения светлого серпофита, количество которого в кимберлитовых трубках кверху увеличивается. Причиной этому является уменьшение общего (статистического) давления пород в верхних горизонтах кимберлитовых диатрем.

Среди карбонатов в кимберлитах СП наиболее распространенным минералом является кальцит, чаще всего наблюдаемый в виде неправильных зерен и их агрегатов в основной массе пород (рис.3,а-г). Агрегаты кальцита неправильной формы также входят в состав псевдоморфоз по оливину [8-15]. Достаточным распространением пользуются лейстовидные и столбчатые выделения минерала, приуроченные к основной массе пород, нередко создавая своеобразную флюидалность (рис.3,а-б). Довольно часто в кимберлитовых трубках встречаются (рис.3, в-г) выделения кальцита в виде прожилков или гнезд, а в отдельных диатремах (Удачная, Юбилейная и др.) выявлены сферические выделения кальцита, размеры отдельных сфер в которых достигают иногда 1 см. Часто фиксируются концентрически-зональные полусферы, на поверхности которых вырастают корочки других минералов (кварца, сепиолита, битумов и др.). Жилы и гнезда кальцита в кимберлитовых диатремах нередко выполнены (особенно на СП) хорошо ограненными кристаллами, образующими друзы. Наиболее часто встречающимися простыми формами минерала в кимберлитах являются скаленоэдри и ромбоэдри. Иногда прожилки кальцита пронизывают в различной степени рыхлые выделения кимберлита. Кальцит образует здесь удлиненные зерна, ориентированные перпендикулярно к поверхности кимберлита, с которым имеют резкие контакты. Минерал в этом случае слабо окрашен в зеленоватые тона разной интенсивности. В кимберлитах глубоких горизонтов трубок Мир, Интернациональная и др. отмечаются игольчатые образования кальцита. Иголки обычно представлены мутным

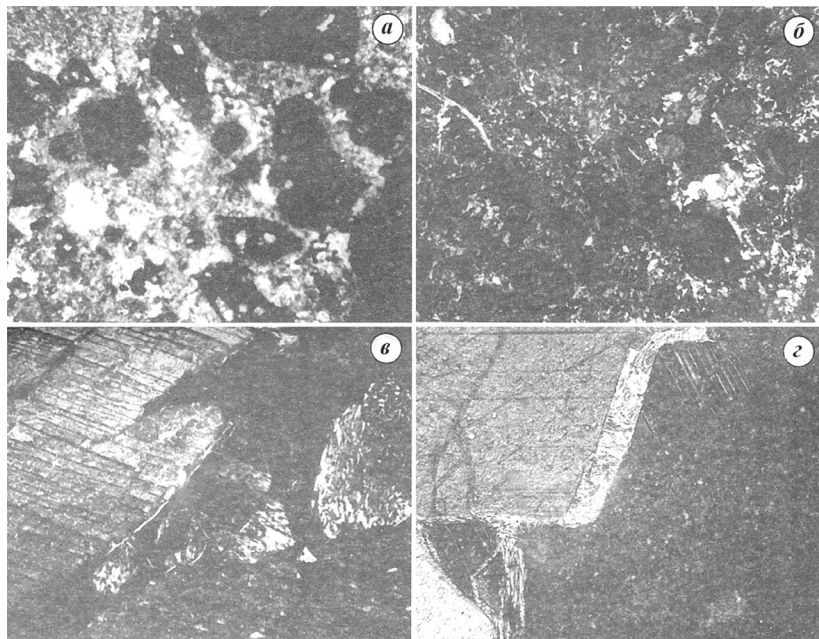


Рис. 3. Новообразования карбонатов в кимберлитах верхних горизонтов трубки Удачная:

Кимберлит с большим (а – обр.УЗ-102) и малым (б – обр.У-36-6) содержанием карбонатов в основной массе; кальцит с пироауридом (в – обр.У-36-19) и сепиолитом (г – обр.У-32-2). а – г - шлифы с анализатором, увеличение 60

кальцитом за счет включений рудных образований. В таких образованиях преобладают CaO (51,01-56,20 %) и CO_2 (33,74-43,62 %). Доминирующая масса кальцита, вместе с минералами группы серпентина, составляет основную массу пород диатрем СП, цементируя дезинтегрированные породы и минералы различного происхождения. Часть кальцита выполняет пустотно-трещинные образования, формируя в кимберлитах прожилки, друзы, жеоды и щетки. Минерал известен также в виде включений в различных минералах кимберлитов. Выделяются [2, 8-10, 17-23]: а) ранний (глубинный) первично магматический кальцит (включения в глубинных минералах), образующийся из первичных водно-силикатно-карбонатной магмы; б) глубинный метасоматический кальцит – продукт верхнемантийного метасоматоза глубинных пород; в) собственно кимберлитовый кальцит, кристаллизация которого связана с различными процессами формирования кимберлитовых тел. Последний по способу и времени образования можно подразделить на: кимберлитовый кальцит, слагающий основную массу

пород; метасоматический минерал – продукт карбонатизации некоторых минералов и пород; поздний гидротермальный кальцит, выполняющий пустотно-трещинные образования. Поэтому кальциты с полным основанием можно относить к сквозным, но полигенным минералам кимберлитового процесса, всестороннее исследование которых может дать новую информацию о природе и специфике этого процесса на различных этапах. При этом важно выяснять, несет ли кальцит того или иного этапа или стадии кимберлитобразования информацию о составе глубинного водно-силикатно-карбонатного флюида или отражает только геохимическую специализацию вмещающих диатремы пород. Большинство исследователей высказываются о гетерогенном источнике Са и CO_2 в кальцитах, о многостадийности процессов кальцитообразования в кимберлитах, о сходстве изотопных характеристик минерала из кимберлитов и карбонатитов [5, 9-11]. Однако до настоящего времени остаются дискуссионными вопросы об устойчивости и равновесности минерального состава кальцитсодержащих ассоциаций. Принципиальными остаются сегодня вопросы информативности и типоморфного значения микросостава и свойств кальцита из кимберлитов, что затрудняет их использование в качестве генетических индикаторов условий кимберлитобразования. Наиболее детально нами исследованы полиминеральные кальцитсодержащие ассоциации из пустотно-трещинных образований, обносящиеся большинством исследователей к наиболее поздним продуктам кристаллизации гидротермального процесса. Одним из путей их решения может стать сравнительное исследование закономерностей распределения в кальцитах редкоземельных (TR) элементов. Однако фазовая неоднородность кальцита и наличие в нем микровключений других минеральных фаз не позволяют корректно провести такого рода исследования с помощью классических видов спектрального и других методов анализов вещества. Нам представляется, что наиболее объективное изучение микросостава и закономерностей распределения TR-элементов в кальцитах из кимберлитов можно выполнить сегодня с помощью известных люминесцентных методов исследования минералов, отличающихся высокой чувствительностью (0,000n %) к самым незначительным концентрациям примесных элементов и оптически активных центров (ОАЦ) в минералах. Следует отметить, что процесс кристаллизации кальцита даже в пределах одних и тех же изучаемых образований был достаточно сложным и многостадийным. Нередко в одной и той же жеоде выделяется до трех генераций кальцита, отличающихся размерами, морфологическими особенностями, набором включений, типом зональности, окраской и люминесцентными свойствами. Убедительным подтверждением устойчивости кальцитсодержащих образований может

служить частота встречаемости одних и тех же ассоциаций в различных кимберлитовых диатремах древних платформ мира, типах слагающих их пород, меняющихся как в плане, так и на разведанную глубину тел. Могут существенно меняться лишь количественные взаимоотношения между минеральными фазами и формы выделений минерала.

Доломит в кимберлитах образует мелкозернистые агрегаты в основной массе породы, обычно ассоциируя с кальцитом и серпентином. Встречен доломит и в жильных образованиях СП в зонах выщелачивания гипергенно измененных пород только в единичных трубках (Юбилейная, Сытыканская, Молодость и др.), где минерал содержится в концентрациях, позволяющих считать его породообразующим. Образование доломита во времени охватывает достаточно широкий интервал: начало процессов метасоматоза верхнемантийных пород (наличие включений доломита в титан-клиногумите и К-рихтерите) – заключительные стадии гидротермальных процессов и пустотно-трещинных образованиях остывающего кимберлитового расплава. Своеобразными катализаторами доломитообразования в кимберлитах могут быть различные соли и сульфаты. Этим можно объяснить повышенную частоту встречаемости доломита в виде тонкоагрегатных сростаний с ангидритом, целестином и кальцитом и чрезвычайную редкость его самостоятельных выделений в кимберлитах в целом. Арагонит образует в кимберлитах отдельных трубок прожилки, почковидные агрегаты радиально-лучистого и сноповидного строения, друзы игольчатых кристаллов. На кристаллах минерала развиты ромбическая дипирамида и призма, придающие арагониту игольчатый габитус. В отдельных случаях (трубки Юбилейная, Заполярная, Поисковая, Новинка и др.) мелкие прожилки сложены агрегатами арагонита, близкими к сферическим. Бугорчатая поверхность таких прожилков напоминает натечные агрегаты. Между отдельными сферами отмечаются агрегаты серпентина, карбонатов и других новообразований. В кимберлитах многих кимберлитовых трубок установлены [8-15, 21-23] прожилки и гнезда волокнистого и кристаллического пирроаурита, ассоциирующего с кальцитом, магнетитом и серпофитом. Во многих участках ряда кимберлитовых диатрем СП (Сытыканская, Юбилейная, Удачная и др.) минерал является породообразующим. Кроме развития в основной массе пород, в составе псевдоморфоз по оливину, в ксенолитах различных образований, отмечены голубоватые и голубовато-зеленые выделения минерала в виде прожилков и жеод (Мир, Сытыканская, Заполярная, Поисковая, Прогнозная и др.). На глубоких горизонтах многих трубок (Интернациональная, Удачная, Юбилейная и др.) в ассоциации с кальцитом и серпентином пирроаурит встречается в виде отдельных голубовато-зеленых ромбоэдрических кристаллов, а

иногда и в виде сферических и отдельных жеод. В кимберлитах СП минерал отмечен в виде кристаллов двух габитусов: ромбоэдрического и пиракоидального. Образование пироаурита происходит из углекислых растворов магния при взаимодействии их с растворимыми солями окисного железа. Стронцианит встречается в кимберлитовых породах многих диатрем как СП, так и некоторых других регионов мира. На СП минерал бесцветен и образует веерообразные друзы или сплошные скопления игольчатых кристаллов. Грани целестиновых кристаллов часто обнаруживают черты частичного растворения. Магнезит установлен в верхних горизонтах многих диатрем СП, ассоциируя с хантитом и слагая тонкие прожилки или встречается в бруситизированных кимберлитах. Гидромагнезит встречается в виде натечных рыхлых агрегатов на различных минералах и новообразованиях в верхних частях диатрем, иногда в смеси с артинитом. Обычно отмечаются жеоды гидромагнезита размером до нескольких миллиметров. Кристаллы его в жеодах водяно-прозрачные удлинено-таблитчатого лейстовидного облика. Хантит обнаружен в ряде кимберлитовых диатрем СП (Сытыкаенская, Заполярная, Маршрутная, Поисковая, Новинка, Молодость, Комсомольская, Магнитная и др.), где в верхних горизонтах выполняет многочисленные трещины. Мощность прожилков колеблется от долей миллиметра до 5 см. В отдельных диатремах (особенно в Заполярной и Новинка) прожилки встречаются в большом количестве до глубин 100 м от поверхности. Минерал в прожилках представлен тонкодисперсным белым порошковидным агрегатом, напоминающим макроскопически мел. В приповерхностных участках диатрем он окрашен гидроокислами железа в буроватые и кремовые тона. На глубинах минерал становится плотнее, чем на верхних горизонтах.

Таким образом, проведенными исследованиями показан широкий диапазон температур, приводящих как к кристаллизации, так и к переходу в другие фазы минеральных фаз, причем аналогичные процессы осуществляются и во включениях магматогенных минералов. При их нагревании вначале исчезает CO_2 (до $31,4^\circ\text{C}$ критической температуры), легкорастворимые KCl (выше 100°C) и NaCl (выше 200°C), при 600°C начинают оплавляться силикаты (оливин и пироксен), а при $700\text{--}800^\circ\text{C}$ растворяется чкаловит, который кристаллизовался из хлоридно-силикатного расплава. При $1140\text{--}1170^\circ\text{C}$ исчезает апатит, при 1170°C нефелин, при 1210°C – меллит, при $1104\text{--}1206^\circ\text{C}$ – пироксены, при $1280\text{--}1450^\circ\text{C}$ – форстерит – конечный член ряда оливина. Дальнейшее нагревание таких включений приводит к расслоению (разделению) гомогенного магматического расплава на две части – силикатную и сульфидную. Последняя дает начало образованию сульфидных магматических медно-никелевых и следующих за ними

постмагматических пневматолитовых и гидротермальных разнометалльных (скарновых, грейзеновых, плутогенных и вулканогенных гидротермальных месторождений). Доказательством кристаллизации упомянутых минералов следуют не только лабораторные исследования, а и полевые наблюдения. Кристаллизация чкаловита осуществляется из хлоридно-силикатного расплава, в то время как лейцита из лейцитовых базальтов в широком температурном интервале – 1400-1100°C во время вскипания базальтовой магмы. Раскристаллизованные включения в оливину из нефелиновых базальтов гомогенизируются при 1290-1250°C, хотя при таких определениях не учитываются значения давления при вскипании магм, которые обычно повышают температуру гомогенизации включений и кристаллизации минералов из магм.

Составной и наиболее важной частью пневматолитово-гидротермального изменения кимберлитовых пород являются серпентинизация и карбонатизация, причем наиболее существенной частью на их интенсивность оказали вадозные термальные воды. С серпентинизацией тесно связаны процессы хлоритизации, оталькования, образования брусита и других магнезиальных силикатов. Серпентинизация оливиновых пород происходит при температурах не выше 500°C даже при высоких давлениях. Серпентин образуется даже при самых низких температурах гидротермального процесса. Второй особенностью массовой серпентинизации является обычно отсутствие в заметных количествах брусита, который должен был бы возникнуть в процессе серпентинизации оливина. Судя по изометрическим сечениям диаграммы фазовых равновесий системы $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, образование парагенезиса серпентина с карбонатами (но без брусита) возможно в довольно узких интервалах парциальных давлений H_2O и CO_2 , которые должны быть для воды сравнительно высокими, а для углекислоты – соответственно низкими. При постоянном соотношении компонентов с повышением температуры область данного парагенезиса смещается в сторону увеличения содержания обоих компонентов. В случае сравнительно небольшого парциального давления углекислоты во флюиде в зависимости от соотношения MgO:CaO:SiO_2 в твердых фазах и $\text{H}_2\text{O:CO}_2$ во флюидах при температуре 300-400°C могут возникать следующие парагенезисы: серпентин + кальцит, тальк + кальцит и тремолит + кальцит. Для образования серпентина хорошо подходит соотношение $\text{MgO:SiO}_2=2:1$ (такое же, как в оливине). В случае повышения содержания углекислоты во флюиде магнезий связывается в карбонат, а вместо серпентина отлагается тальк. Это позволяет утверждать, что серпентинизация больших масс кимберлитов проходила под воздействием на них флюида с довольно узким диапазоном значений отношения $\text{H}_2\text{O:CO}_2$.

При образовании позднего серпентина с офитовой структурой могли возникать различные соотношения главных компонентов. Тальк здесь не формировался, поскольку выделения серпофита появились еще при более низких температурах. При избытке магнезии получали развитие доломит и брусит, а также другие магнезиальные минералы или магний выносился. Изученные нами серпентины представлены лизардитом и хризотилом, которые образуются при температурах значительно меньших верхнего предела серпентинизации. Лизардит, отличающийся заметным количеством изоморфных примесей (железа и алюминия), формировался из офитового аморфного или слабо раскристаллизованного вещества при более высоких температурах, чем хризотил. В результате кристаллизации (или перекристаллизации) происходило очищение новообразований от примесей. Возникали параллельно слоистые агрегаты, растущие за счет кристаллизации или перекристаллизации вещества или из раствора, находящегося в пористом основании. Возникновение аморфных веществ, основу которых составляют кристаллиты слоистых силикатов (куда входят и субизотропный серпентин, и серпофит) возможно при низком давлении. Увеличение давления содействует образованию кристаллических веществ, поскольку при этом уменьшается объем породы. Однако с увеличением давления уничтожается также реликтовая структура породы. Сохранившаяся в кимберлитая реликтовая структура в значительной мере связана со сравнительно низким давлением в процессе серпентинизации. Образования серпентиновых минералов нельзя объяснить только с точки зрения магматического происхождения и тем более выделения их из остаточного расплава.

Важнейшим этапом изменения кимберлитов является карбонатизация, представленная новообразованиями кальцита, доломита, арагонита, стронцианита, а также гидрокарбонатами – гидромагнезитом и пироауритом. Жильный кальцит преобладает над всеми остальными карбонатами как в плане трубок, так и на разведанную их глубину (до 1200 м). Характерной особенностью этих образований является отсутствие существенных количеств карбонатов на основе Fe^{2+} и Mg – сидерита и магнезита, что позволяет сделать определенные выводы о характере среды вторичного минералообразования в целом. Источниками CO_2 для формирования различных генераций кальцитов были вмещающие породы, глубинные эманации и углекислота, выделившаяся при окислении органических веществ. Вторичный кальцит слагает друзы, сферические почковидные выделения и зернистые агрегаты. Среди кристаллов позже всех образовались скаленоэдры. Приток слабокислых растворов затем привел к частичному растворению поверхностей кальцита с последующей регенерацией

граней. Для сферических выделений кальцита характерно лучистое и концентрически-зональное строение. Серия концентрических сфер возникает в результате резкого пересыщения раствора на определенном этапе роста кристаллов и образования множества дополнительных центров кристаллизации, из которых идет дальнейший выборочный рост лучистых индивидов. Арагонит находится в парагенезисе с доломитом, образованию которых содействует магний, концентрация которого в растворе повышена. Соотношение между карбонатами кальция и магния в стандартных условиях есть функция парциального давления CO_2 поле кальцита сменяется областью доломита и арагонита, которые затем переходят в хантит и магнезит. Стронцианит редок и обычно ассоциирует с целестином, при частичном растворении которого высвобождается стронций, образующий впоследствии карбонат. Особого внимания заслуживают гидрокарбонаты (гидромагнезит и пироаурит), относительно широко распространенные в измененных кимберлитах. Гидромагнезит широко развит в условиях низкого кальций-магниевого соотношения и низкого парциального давления CO_2 . Пироаурит образуется в аналогичных условиях с той разницей, что здесь в реакции принимают участие Fe^{2+} в виде растворимых сульфатов и хлоридов. Тесная ассоциация пироаурита с жильным скаленоэдрическим кальцитом и его неустойчивость в условиях современного выветривания позволяют предположить, что он также мог возникнуть в широком диапазоне температур. Наиболее характерна пироауритизация отмечена для глубоких горизонтов месторождений СП, где минерал нередко является породообразующим компонентом. Учитывая большую роль минерала в процессе технологической отработки месторождений, вопросам изучения пироауритизации кимберлитовых тел следует уделять пристальное внимание, что может быть достигнуто при комплексном изучении вещественного состава пород комплексом современных физических методов исследований.

Библиографический список

1. Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Рылов Г.М., Томиленко А.А., Горайнов С.В., Юрьева О.П., Сонин В.М., Чепуров А.И. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов У и УП разновидностей (по классификации Ю.Л.Орлова) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология.-2000. №-5. С.79-97.
2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Минералогия древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1987. №-1. С.90-96.
3. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 1998.Т.361. №-3.С.366-369.
4. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логинова А.Н. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т.138. №-2. С.1-13.

5. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П., Кривонос В.Ф., Яныгин Ю.Т. Роль карста в формировании россыпной алмазоносности Муно-Тюнгского междуречья (Якутская алмазоносная провинция) // Геология рудных месторождений. 2001. Т.43. №-3. С.262-267.
6. Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Логвинова А.М., Зинчук Н.Н., Ефимова Э.С., Сафьянников В.И., Красавчиков В.О., Подгорных М.М., Пругов В.П. Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т.41. №-12. С.1729-1741.
7. Братусь М.Д., Зинчук Н.Н., Аргунов К.П., Сворень И.М. Состав флюидов во включениях в кристаллах алмаза Якутии // Минералогический журнал. 1990. Т.12. №-4. С.49-56.
8. Братусь М.Д., Зинчук Н.Н., Краузе Г.Р., Витык М.О. Условия кристаллизации и изотопная природа серы, углерода и кислорода сульфидно-кальциевой ассоциации в трубке Удачная (Якутия) // Геохимия. 1998. №-3. С.264-270.
9. Братусь М.Д., Сворень И.М., Зинчук Н.Н., Аргунов К.П. Газовые компоненты включений в алмазах различных морфологических типов из Якутии // Геохимия. 1991. №-11. С.1586-1595.
10. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Красавчиков В.О., Будаев Д.А., Кузнецова Л.Г. Критерии петрохимической идентификации кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т.41. №-12. С.1748-1759.
11. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2000. №-3.(9). С.37-55.
12. Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Зинчук Н.Н. Петрохимическая фактография кимберлитовой провинции Восточной Сибири.-Новосибирск: Параллель. 2019.754 с.
13. Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Мишенин С.Г., Серов В.П., Секерин А.П., Галенко В.П., Денисенко Е.П., Барышев А.С., Меньшагин Ю.В., Кошкарёв Д.А. Перспективы коренной и россыпной алмазоносности Юго-Западной части Сибирской платформы // Сб.: Геологические аспекты минерально-сырьевой базы Акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Дополнительные материалы по итогам региональной научно-практической конференции «Актуальные проблемы геологической отрасли АК «АЛРОСА» и научно-методическое обеспечение их решений», посвященной 35-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Мирный: МГТ.-2003.С.50-84.
14. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах.-М.: Наука. 1972. 376 с.
15. Зинчук Н.Н. Влияние вторичных минералов на облик и состав кимберлитовых породах // Геология и геофизика. 1998.Т.39. №-12. С.1704-1715.
16. Зинчук Н.Н. Особенности минералов слюд в кимберлитах // Вестник Воронежского университета. Геология.-2018. №-2.С.29-39.
17. Зинчук Н.Н. Типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов и их использование при прогнозировании месторождений алмаза на Сибирской платформе // Отечественная геология. 2021. №-2. С.41-56.
18. Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н., Котельников Д.Д., Шлыков В.Г., Жухлистов А.П. Структурно-кристаллохимические преобразования слоистых минералов на разных стадиях гипергенного изменения кимберлитов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2002. №-1. С.47-60.
19. Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И., Чёрный С.Д. Стратегия ведения и результаты алмазопроисковых работ // Горный вестник. 1997. №-3. С.53-57.

20. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Горшков А.И. Идентификация и генезис лизардит-сапонитового смешанослойного образования в кимберлитах одной из трубок Южной Африки // Литология и полезные ископаемые. 2003. №-1. С.87-96.
21. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Соколов В.Н. Преобразование минерального состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выветривания // Геология и геофизика. 1982. №-2. С.42-53.
22. Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П. Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. №-10. С.66-72.
23. Зинчук Н.Н., Пизнюр А.В. О новом генетическом типе флюидных включений в минералах // Сб.: Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века.-Воронеж: ВГУ. 2003. С.209-212.
24. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Коптиль В.И., Чашка А.И., Полканов Ю.А., Палкина Е.Ю., Хренов А.Я., Шевырёв Л.Т. Сравнительная характеристика типоморфных особенностей алмазов из терригенных отложений Воронежской антеклизы (Липецкая область) и Украинского щита (Среднее Приднестровье) в связи с проблемой прогнозирования и поисков их коренных источников // Вестник Воронежского государственного университета. Серия геология. 2004. №-2. С.99-110.
25. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Крайнов А.В. Кимберлиты в истории Земли. Труды НИИ геологии ВГУ. Выпуск 68. – Воронеж : ВГУ. 2013. 99 с.
26. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1996. №-1. С.53-61.
27. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1997. №-2. С.53-63.
28. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2001. Т.76. №-1. С.45-53.
29. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2001. №-12. С.45-51.
30. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2001. №-2. С.45-51.
31. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Кузьмин В.А. Морфогенетические разновидности каолинита в корах выветривания и осадочном чехле земной коры. Статья 1. Механизм образования каолинита в корах выветривания различных петрохимических типов пород // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2006. №-5. С.19-25.
32. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Жухлистов А.П. Кристаллохимические и морфо-генетические особенности хлоритов в осадочном чехле земной коры. Статья 2. Источники образования и идентификация разновидностей хлорита // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2009. №-4. С.9-19.
33. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Жухлистов А.П. Кристаллохимические и морфо-генетические особенности хлоритов в осадочном чехле земной коры. Статья 3. Минералы на основе хлоритового пакета в осадочных породах // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2009. №-5. С.12-21.
34. Розен О.М., Левский Л.К., Журавлёв Д.З., Спецус З.В., Макеев А.Ф., Зинчук Н.Н., Манаков А.В., Серенко В.П. Состав и возраст земной коры северо-востока Сибирской платформы: изучение ксенолитов в кимберлитах и кернов глубоких скважин // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2006. №-4. С.18-28.

35. Савко А.Д., Зинчук Н.Н., Шевырёв Л.Т., Ильях В.В., Афанасьев Н.С. Алмазоносность Воронежской антеклизы. Труды НИИГ Воронежского ун-та. 2003. Т.17. 121 с.
36. Харькив А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н., Крючков А.И., Уханов А.В., Богатых М.М. Петрохимия кимберлитов.-М. Недра. 1991. 304 с.
37. Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Применение кластер-анализа для выявления закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. 1987. Т.296. №-5. С.1228-1233.
38. Vasilenko V.B., Kuznetsova L.G., Volkova N.I., Zinchuk N.N., Krasavchikov V.O. Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry // Journal of Geochemical Exploration. 2002. Т.76. №-2. pp.103-112.
39. Grachanov S.A., Zinchuk N.N., Sobolev N.V. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform // Doklady Earth Sciences. 2015. Т.465. №-2. pp.1297-1301.
40. Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A.Ya. Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform // Petrology. 2001. Т.9. №-6. pp.576-588.

ABOUT FEATURES OF FLUID AND HYDROTHERMAL INCLUSIONS IN MINERALS IN KIMBERLITES

N.N. Zinchuk

nnzinchuk@rambler.ru

Characteristics of new genetic type of inclusions being formed during boiling up of magma or hydrotherms is given. It is indicated that the form and sizes of inclusions of boiling up fluids have important role in learning the nature of minerals. Examples of analysis by composition and temperature homogenous process of individual mineral groups' inclusions from definite deposits of the world have been analyzed. Temperature analysis of individual inclusions homogenous process indicates that under certain conditions segregation of homogenous magmatic melt into two parts takes place – silicate and sulphate. Carried out analysis of chemical and geochemical composition of kimberlites and convergent to them rocks allowed stating that evident variations in the content of petrogenic components are determined both by endogenic and exogenous factors. One should consider those parameters and processes, analysis of which may help in gaining better understanding of mechanisms of kimberlites' productivity origination. Big attention is paid to mineralogical-petrological characteristics of kimberlite rocks with various productivity, for which examples of estimates of initial substrate evolution are provided and reconstructions of mantle sections are performed, which allowed making an assumption about zonality of the lithosphere mantle of a kimberlite province and its specific diamondiferous areas.

Keywords: chemical and geochemical composition, kimberlites, diamondiferous fields, mantle parageneseses, Siberian platform.

Н.Н. Зинчук, М.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) АН РС (Я), г.Мирный

О СПЕЦИФИКЕ ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ ОРУДЕНЕНИЯ

На основании анализа результатов многолетних термобарогеохимических исследований показано, что возникновение качественных промышленных руд зависит от температуры, давления, агрегатного состояния, состава и концентрации рудообразующих флюидов. Показано, что от состава и концентрации гидротерм зависит качественное и количественное образование минеральных ассоциаций во время продуктивных стадий. Разработан комплекс методов для идентификации, количественного подсчета и картирования постмагматических и гипергенных минералов кимберлитовых пород. Наряду с пневматолитово-гидротермальными процессами, которые протекали в обстановке близкой к изохимической, в кимберлитовых диатремах широко распространен метасоматоз (автометасоматоз). Предложено, что под новообразованиями кимберлитов следует понимать все минералы, сформировавшиеся из термальных растворов, под которыми подразумеваются не только постмагматические ювенильные, но и образовавшиеся как в период формирования трубок, так и на более поздних этапах их становления (в том числе и в гипергенных условиях). Приведены типоморфные особенности идентифицированных в кимберлитах минералов классов: силикаты, карбонаты, оксиды и гидрооксиды, сульфиды, сульфаты, галогениды, фосфаты и бораты. Установлены отличия в минеральном составе новообразований не только в различных трубках, но и в плане отдельных тел или блоков одной и той же диатремы

Ключевые слова: постмагматические и гипергенные процессы, типоморфизм вторичных минералов, кимберлиты, метасоматоз.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.65

Изучение минералогии и состава включений в алмазах и других индикаторных минералах кимберлитов (ИМК) представляет большой интерес для выяснения условий их образования, а также выяснения характера превращений в структуре, происходящих уже после кристаллизации, что очень важно для выяснения влияния на качество алмазного сырья. Большинство исследований, судя по опубликованным многочисленным сведениям, посвящено исследованиям твердых включений, среди которых выделяются сингенетические и эпигенетические. Эпигенетические включения представлены в основном графитом, часто ассоциирующим с сульфидами. Среди сингенетических включений установлены

минералы-узники ультраосновной (оливин, хромшпинелид, малиновый пироп, хромдиопсид и энстатит) и эклогитовой (оранжевый гранат, ом-фацит, коэсит, рутил, дистен и диопсид) ассоциаций. Сравнительно более редкими исследованиями флюидных включений в минералах показано [1-4, 16-20], что возникновение качественных руд различных компонентов в промышленных масштабах зависит от температуры, давления, агрегатного состояния, состава и концентрации рудообразующих флюидов. Существование рудообразующих флюидов в магматических источниках предполагалось многими учеными, но прямых доказательств этого обычно приводилось немного. Утверждалось [5, 14-17, 21], что рудообразующие флюиды, отделяясь от магматических источников, на первых порах являются гомогенными, а позднее разделяются на две следующие флюидные фазы: а) богатую на H_2O и CO_2 ; б) богатую на H_2O и $NaCl$. Исследования проводились в основном лишь до $450^\circ C$ и с растворами, концентрация которых достигала 20 вес.% $NaCl$, поскольку выше этих значений аппаратура для измерений из нержавеющей стали очень быстро изнашивалась и выходила из строя. Однако исследователи предполагали, что при температурах $500-600^\circ C$ и повышенных давлениях концентрация солей в рудообразующих растворах будет очень высокой. Соединяя экспериментальные сведения с материалами термобарогеохимического изучения природных минералов, показано [5-13, 22-25], что во включениях сульфидных и силикатных расплавов, выявленных в минералах из мантийных хромдиопсидовых ксенолитов, была CO_2 , захваченная при $1250^\circ C$ и 6,5-7,5 кбар (на глубинах 22-25 км). Были выявлены Ni-обогащенные сульфиды, образованные на границе кора – мантия (Мохо) при процессах кипения расплавов. Исследование искусственных гранитоидных магм в автоклавах показало [26-30], что во время кристаллизации кислых магм выделяются концентрированные хлоридные рудоносные флюиды, нижние РТ-границы которых представляют $770^\circ C$ и 1,43 кбар. При этом отдельные компоненты (Fe, Zn, Na, K, Ca, Cl) распределяются между силикатным расплавом и хлоридным флюидом при $600-800^\circ C$ и 2 кбар так, что Fe и Zn переходят к водно-хлоридному флюиду в количествах, достаточных для формирования промышленных месторождений. Примерно в этот же период были предложены схемы магматической дифференциации (с флюидными включениями). Выделяя разные типы расплавов – от базальтового через гранитный к водосолевому и плотного CO_2 , а также углеводные флюиды, газы низкой плотности, было заложено начало целенаправленным поискам рудоносных флюидов среди включений, образовавшихся на стадии кристаллизационного фракционирования и несмешиваемости расплавов [31-35].

На основе многочисленных наблюдений и рассмотрения различных видов и типов флюидных включений в минералах магматических пород и месторождениях неметаллических полезных ископаемых, нами [36-41] предложена следующая схема эволюции рудоносных флюидов: W, Mo, Pb, Zn, Bi и Sb. Поводом для создания данной модели послужили находки включений, где в одной вакуоли находились кубики NaCl и жидкостная CO₂. В соответствии с этой моделью, на последних стадиях жизни магматического источника, в камерных пустотах накапливается многокомпонентный флюид. Температура в таких камерах достигает 1200-1400°C, давление – 5-6 кбар. Концентрация флюида 60-70% экв. NaCl и в нем преобладают H₂O (0,5-12%), CO₂ (0,1-0,5%), хлориды (0,1-0,3%), но значительно меньше K, Ca, Mg, F, H₂S, CH₄. Во флюиде находятся также металлы в виде комплексных соединений, которые достигают 1-2% объема магмы. Металлические высокотемпературные комплексные составы отнесены нами к рудогенным или рудообразующим компонентам флюида. Легкие и легкорастворимые компоненты, занимающие до 3-5% объема магмы, названы фоновыми или минералами-заторами. Последние стали активными мобилизаторами рудных элементов из магмы, комплексообразующими и транспортирующими металлы, регулирующими щелочность-кислотность среды, а при соответствующих изменениях температуры и давления принимающими участие в распаде комплексов и возникновении стойких ионных составов – руд. Главная роль среди них отводится хлоридам, углекислоте и воде [42-45].

При кристаллизации таких расплавов-растворов на поверхности затвердевающей фазы концентрируются определенные компоненты согласно зонной плавке [4-6, 14, 17-18], что послужило базой для понимания дифференциальной кристаллизации многокомпонентных силикатных расплавов. При этом возникает подвижная фаза – флюид, обогащенный водой и вышеупомянутыми агентами-минерализаторами. Отделение рудообразующих флюидов от силикатных расплавов и зарождение ранних минералов (высокотемпературных и высокобарических) происходит при нарушении равновесия в системе, которое осуществляется двумя способами: а) путем ретроградного закипания расплава (при высоком содержании летучих); б) постепенным, эволюционным путем отделения жидкообразного перенасыщенного флюида [46-49]. В первом случае главная роль принадлежала углекислоте, а во втором – галоидам. Обе ветки на РТ-диаграмме являются рудообразующими. При ретроградном вскипании расплавов появились углекислотные газовые флюиды (включения CO₂ с незначительным количеством NaCl). С течением времени они сжижались и минералообразование осуществлялось из углекислотных

гидротерм, периодически закипавших. Флюиды эволюционного происхождения высокоплотные и агрессивные. При самом малом понижении давления они гетерогенизировались (закипали) с образованием на гранях роста минералов включений закипавших флюидов. Это сингенетические включения чистой водно-солевой и водно-углекислой разделенных частей бывшего гомогенного флюида. Гетерогенизация (закипание) флюидов осуществлялась в участках трещиноватых пород, в которых флюиды становятся неравновесными с окружающими и в них происходит поочередный распад закомплексованных металлов согласно с их устойчивостью (в данных РТ-условиях), с образованием Mo (440-340°C), W (380-300°C), Sn (360-280°C), Cu (340-260°C), Pb и Zn (280-180°C), Au (260-190°C), Hg (140-90°C) руд. Анализ опубликованных литературных материалов показал, что медно-никелевые магматические руды формировались из основных магм, где сульфидные глобулы были обогащенные $\text{CaCl-NaCl-H}_2\text{O-CO}_2\text{-CH}_4$. Порфировые месторождения возникли из пересыщенных флюидами магм, что эволюционируют в высокосолёные и низкоплотностные пары [50-52]. Эта эволюция документируется [17] проявлением флюидных включений высокосолёной, высокотемпературной гомогенизации, сосуществующей с богатыми парами включениями низкой плотности, что подтверждает явления кипения высококонцентрированных флюидов. При комнатных условиях жидкостные включения (как одна из составных частей кипящих флюидов) вмещают дочерние минералы NaCl, KCl, CuFeSO_4 и пр.

По включениям в минералах известного в мире Cu-порфирового месторождения Бингем выявлены [4, 19] явления кипения (в связи с перепадом давления) флюидов, как механизм локализации руд. При этом от флюида отделялись CO_2 , H_2S и HCl. Из минералов отмечены молибденит, магнетит, халькопирит, пирит, борнит, кварц, сильвин, галит и ангидрит, а также газ и жидкость, температуры растворения которых (в °C): 90-130, 325-350, 600, 650 и 800-1000. Эти данные позволяют утверждать, что в конце магматического этапа указанные флюиды с рудными элементами отделились от силикатного расплава при 1000-1100°C. Явление разделения фиксируются наличием сингенетических включений силикатного и флюидного солевого расплавы. Изучение флюидных включений в минералах позволило [53-56] построить пространственно-временные модели и выявить зависимость качества и количества руды от температуры, давления, агрегатного состояния, состава и концентрации рудообразующих растворов.

Температурный фактор приводит к регулированию качественного и количественного состава минеральных ассоциаций. По мере охлаждения

флюидов осуществляется очередность распада соответствующих комплексов металлов и неметаллов. Быстрое охлаждение флюидов приводит к возникновению многочисленных центров зарождения минералов к интенсивной кристаллизации массивных руд на ограниченном пространстве. Медленное их охлаждение обуславливает кристаллизацию совершенных по огранке индивидумов и сравнительно бедного оруденения на растянутом пространстве в виде вкрапленных руд. Кристаллизация минералов из магматического расплава осуществляется в определенной последовательности, причем это характерно и для гидротерм.

Барический фактор определяет умеренность или быстротечность процессов мобилизации вещества, перемещение флюидов, интенсивность распада рудомиграционных соединений и адекватные процессы рудообразования (качественные и количественные). Спад давления является функцией трещинообразования. Последнее влечет за собой увеличение объема и отделение от флюидов (магм) газовой составляющей, т.е. вскипание магм и гидротерм. При резком снижении давления происходит быстрое снижение температуры и, как следствие, быстротечная кристаллизация минералов, формирующих богатые рудные столбы на незначительной площади. Умеренное снижение давления влечет за собой спокойное охлаждение системы и медленный процесс кристаллизации минералов идеальной огранки, которые формируют бедные руды также на значительной территории.

Фактор агрегатного состояния флюидов подразумевает нахождение их в газовом, жидком или твердом виде, что устанавливается по флюидным включениям в минералах. Эти включения являются остатками первичного рудообразующего флюида и по ним судят о состоянии флюидной среды, где зарождался и рос минерал. Все минералы магматического происхождения содержат затвердевшие раскристаллизованные частицы магмы. Высокотемпературные минералы пневматолитового происхождения содержат включения первичных газов. Минералы гидротермального происхождения содержат жидкие первичные включения. В последние годы на изученных объектах [6-15, 18] выявлен новый генетический тип включений вскипавших флюидов, который пока не вошел в классификационную схему. В минералах он представлен средой, которая вскипала, а в магматогенных – включениями магматического расплава и соседствующими газовыми компонентами. В гидротермальных минералах такие включения представлены газовыми и сингенетическими с ними жидкими. При нагревании таких включений они должны гомогенизироваться при температуре, которая соответствует условиям кипения минералообразующих флюидов. Кипение кимберлитовых расплавов

осуществлялось при 1420-1450°C. Кипение гидротермальных компонентов происходило в интервале от 600 до 800°C. Более узкие рамки кипящих рудообразующих гидротерм выделяются по полученным данным замеров температур гомогенизации включений того или другого минерала, возникновение которого происходило в температурных рамках, начало и завершение его кристаллизации. Начало кристаллизации обычно совпадает с распадом соединений (комплексов) в виде каких переносились металлы (хлоридных, серных, сульфатных, гидро- и оксикомплексов). Вскипание или гетерогенизация осуществляется в участках трещиноватости пород, где приток флюидов попадает в области пониженного давления и становится неравновесным с окружающими породами. Именно в таких условиях происходит распад комплексов соответственно их устойчивости по мере снижения РТ-параметров и возникают новые, устойчивые в данных условиях образования. Новообразованные минералы обычно содержат включения вскипавших флюидов (газовые+жидкие или газовые+расплавные). Такие включения являются прямыми признаками явлений вскипания и участков накопления промышленного оруденения, поскольку многочисленными наблюдениями установлено, что пространственно они совпадают.

Состав и концентрации флюидов, из которых возникли те или иные руды свидетельствует о том, какими катионами и анионами они представлены, составе солей в них, газов и их количестве, в каком виде (газовом или жидком) переносились металлы, представляют сведения о формировании геохимических барьеров и интенсивности отложения вещества на них. Металлы в гидротермах переносятся многоступенчатыми хлор-, гидроксо-, аква- и другими комплексами. Хлоркомплексы обуславливают возникновение высокотемпературных минералов метасоматитового кварц-полевошпатового состава (скарны, вторичные кварциты и грейзены), а также руд молибдена и вольфрама. Гидрокомплексы характерны, например, для переноса золота. Аквакомплексы широко распространены в природе из-за наибольшей выгоды с энергетической точки зрения, формируя внешние сферы хлоридных комплексов, свойственных переносу металлов руд телетермальных месторождений. Ранние высокотемпературные комплексы со снижением температуры гидротерм до 250°C ассоциируют на ионы металлов и лиганды. Осуществляется замена последних, сопровождаемая окислением или восстановлением центрального атома. Ниже 250°C углекислота переходит в гидрокарбонат-ион, сероводород - в гидросульфид-ион. Диссоциируют также кислоты и щелочи. При этом возникают щелочные и другие геохимические барьеры различных за контрастностью и протяженностью, которые будут

определять интенсивность кристаллизации руд, то есть происходит количественно-качественное возникновение минеральных ассоциаций на геохимических барьерах. Сравнительно высокотемпературные молибденовые и вольфрамовые руды кристаллизовались из растворов, которые в газовой-жидких включениях указанных минеральных ассоциаций имеют много твердых фаз (минералов-узников) галогенидов щелочных металлов, что свидетельствует о концентрации их в пределах 40-70% экв. NaCl. Руды золота, свинца и цинка формировались из гидротерм, насыщенных углекислотой, объемное содержание которой в газовой-жидких включениях минералов этих руд достигает иногда 83% объема всех газов, а в самородном золоте – до 90% [17-19].

Роль термобарических факторов минералообразования можно проиллюстрировать [39, 48] на примере Коростенских пегматитов Вольны (Украина), образование которых начиналось в магматический этап. Более позднее минералообразование осуществлялось пневматолитовым, а позднее и гидротермальным путем. Пегматиты являются источником россыпей мориона и горного хрусталя, топаза, берилла и других, ценных для промышленности минералов. Коростеньские пегматиты, в основном, камерного типа (занорышевые). В этой полосе пегматиты имеют вид штоков разных размеров, которые пространственно находятся под габбро-лабрадоритовым экраном. Здесь, в отдельных камерах, накапливалась остаточная магма, обогащенная летучими компонентами и солями, благодаря чему могла охлаждаться до сравнительно низких температур и давлений. Пегматитовые тела имеют зональное строение, содержащее графическую и пегматитовую зоны, участки полевых шпатов, массивного кварца, а также нейтральную зону свободного роста кристаллов (ядро). Перед формированием каждой зоны и во время кристаллизации в них минералов происходили флюктуации температуры и давления. В целом схема их образования выглядит следующим образом: а) вскипание магмы – образование графической зоны; б) вскипание магмы – образование пегматоидной зоны; в) вскипание магмы – образование полевошпатовой зоны; г) вскипание флюида – образование зоны массивного кварца; д) неоднократное кипение флюида – образование минералов пустоты свободного роста кристаллов (центральной камеры). Особенно детально изучены [14, 17-19] флюктуации температур и давления при образовании массивного кварца и минералов пустоты свободного роста. Сначала образовался блочный кварц (700-600°C). Позже, при высшей и кое-где при низшей температуре инверсии $\alpha - \beta$ кварца (573°C, которая при высоких давлениях достигает 570-620°C) возник «сотовый» кварц. Еще ниже этой температуры

формировался полосатый кварц, за ним – ледниковый, дымчатый кварц, морион и топаз. В последний момент система была открытой и в ней проявлялись периоды флюктуации температуры и давления. Это явление фиксируется растрескиванием включений в морионе, что указывает на приток более высокотемпературных флюидов, чем те, которые зафиксированы в морионе. Из этих более высокотемпературных флюидов позже возник бесцветный кварц регенерации, который вмещает удлиненные (характерные для топаза) включения с углекислотой. Явление кипения флюидов зафиксированы при нагревании включений в топазе (начало кипения при 350-345°C, конец – 380,5-357°C, в кварце начало – 380-360°C, конец – 387-367°C), а гомогенизация этих включений происходила как в газовую, так и в жидкую фазы.

Существенно отличаются от охарактеризованных факторов гидротермальное выщелачивание и корообразование кимберлитов, широко развитые (рис.1-3) на диатремах древних платформ мира [5-13,15-17]. Зону развития этих процессов можно оконтурить по повышенному содержанию свободного кремнезема, что особенно характерно для кимберлитов Восточно-Европейской (ВЕР) и диатремовых частей Сибирской (СП) платформ. Зоны повышенных концентраций кремнезема возникают часто в связи с воздействием на кимберлиты кислых термальных растворов. При этом вдоль трещин произошло преимущественно выщелачивание породы, заключающееся в растворении карбонатов и частичном разрушении силикатов магния. Такое воздействие кислых растворов привело к появлению в кимберлите небольших пустот и каверн. Наиболее интенсивным выщелачивание было у контактов многих диатрем, где возникли большие пустоты с друзами кварца (рис.3), кальцита и пирита. Основная причина столь интенсивного выщелачивания здесь – рыхлое состояние самого кимберлита. Слабое выщелачивание привело к перекристаллизации карбонатов, а в жильных образованиях – к частичному растворению кристаллов кальцита. Процесс шел в восстановительной среде, что вызвало (рис.1-3) начало образования магнетита, сульфидов железа совместно с кварцем и доломитом. Под воздействием кислых растворов происходит хлоритизация и вермикулитизация триоктаэдрических слюд [20-29]. При растворении кимберлитов, сложенных преимущественно карбонатами и силикатами магния, произошла нейтрализация растворов с повышением pH, что обусловило выпадение новых карбонатов и других вторичных минералов, возникших из аутигенного вещества. Процессы растворения повторялись, о чем свидетельствуют формы возникших вторичных минералов, которые в свою очередь также изменялись в гипергенных условиях (рис.1).

Новообразования класса оксидов и гидроксидов в кимберлитовых породах представлены в основном магнетитом и минералами группы кремнезема. Гидроксиды представлены гётитом и другими гидроксидами железа, а также бруситом и амакинитом. Гематит встречается в кимберлитовых трубках в концентрациях редко превышающих первые проценты. Обычно минерал покрывает тонкой коркой кристаллы кальцита и других минералов. Гётит является довольно распространенным новообразованием в кимберлитах многих алмазоносных регионов различных платформ. В ряде кимберлитовых диатрем особенно много этого минерала в краевых частях верхних горизонтов, где он окрашивает породы в светло-коричневый цвет. Нередко пылевидные выделения минерала заполняют (рис.1,а-г) пространство между кристаллами кальцита, барита и магнетита, а в верхних горизонтах, затронутых выветриванием, ассоциируя с новообразованиями гидромагнетита, гипса и кальцита. В виде сферолитов гётит в ассоциации с гематитом часто нарастает на грани

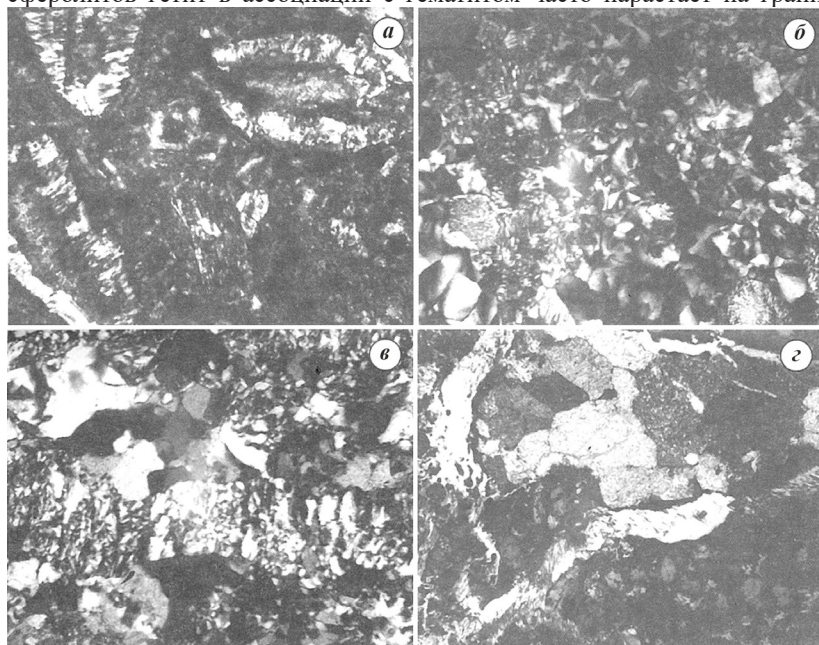


Рис. 1. Кимберлитовые породы верхних горизонтов трубки Удачная, обогащенные новообразованиями:

Доминирующие минералы: а – гидромагнетит (шлиф У-3-2); б – сферолиты халцедона (шлиф У-26-10); в – прожилки гипса в кварце (шлиф У-26-8); г – серия прожилков гипса в кимберлите (шлиф У-28-3а). а – г – шлифы с анализатором, увеличение 60

кристаллов других минералов. В верхних частях диатрем гидроксиды железа пропитывают породу, окрашивая её в различные оттенки коричневого цвета. Амакинит встречается в ряде диатрем СП (Мир, Интернациональная, Юбилейная, Удачная, Сытыканская и др.) в виде зеленоватых кристаллов или их сростков размером до 5 мм. На дневной поверхности минерал быстро изменяется и покрывается буровой корочкой гидроксидов железа, ассоциируя с кальцитом, серпентином, пироауритом и другими минералами. Магнетит широко распространен в кимберлитовых породах многих трубок различных платформ мира, где зачастую распылен в основной массе пород, отмечается (рис.2,а-в) в виде неправильных выделений, конкреций и жеод, а также в отдельных серпентиновых псевдоморфозах. Он образует также мелкие (1,0-2,5 мм) или ветвящиеся прожилки (до 5 мм) с нечеткими очертаниями. В жеодах и конкрециях октаэдрические кристаллы этого минерала ассоциируют обычно с кальцитом, баритом и серпентином. Вокруг вкрапленников и по краям прожилков серпентина иногда также отмечается пелитоморфный магнетит. С сульфидами железа у магнетита в большинстве случаев наблюдаются взаимные переходы. В отдельных диатремах преобладают ветвящиеся прожилки магнетит-серпентинового состава мощностью до 5 мм. В пироаурит-кальцитовых и кальцитовых прожилках встречается [10-13] ряд морфологических простых форм кристаллов. В кимберлитах Алакитского, Далдынского, Верхнемунского, Мирнинского и Накынского кимберлитовых полей СП выделяются две важнейшие морфологические разновидности магнетита: а) крупнозернистые агрегаты (радиально-лучистого строения), кристаллы или их сростки; б) скопления мелкозернистого магнетита, которые либо образуют в породе неправильные гнезда, полосы и линзы, либо равномерно в ней распределены.

Кварц и халцедон являются широко распространенными вторичными образованиями кимберлитов, которые могут влиять на надежность процессов извлечения алмазов из пород [14-17]. Повышенные концентрации кварца приурочены обычно как верхним частям диатрем (затронутых процессами корообразования), а и к приконтактовым зонам на более глубоких горизонтах тел. Кварц часто встречается (рис.3,а-в) вместе с кальцитом и другими вторичными образованиями, образуя щетки, жилы и прожилки. Нередко кристаллы кварца на кварц-опал-халцедоновой подложке можно наблюдать непосредственно на измененной в различной степени кимберлитовой породе. Размеры, форма и морфология кварцевых индивидов самые разнообразные. Характерная особенность большинства изученных кристаллов кварца – скульптурированность всех граней, обусловленная [18-23] процессами растворения, а

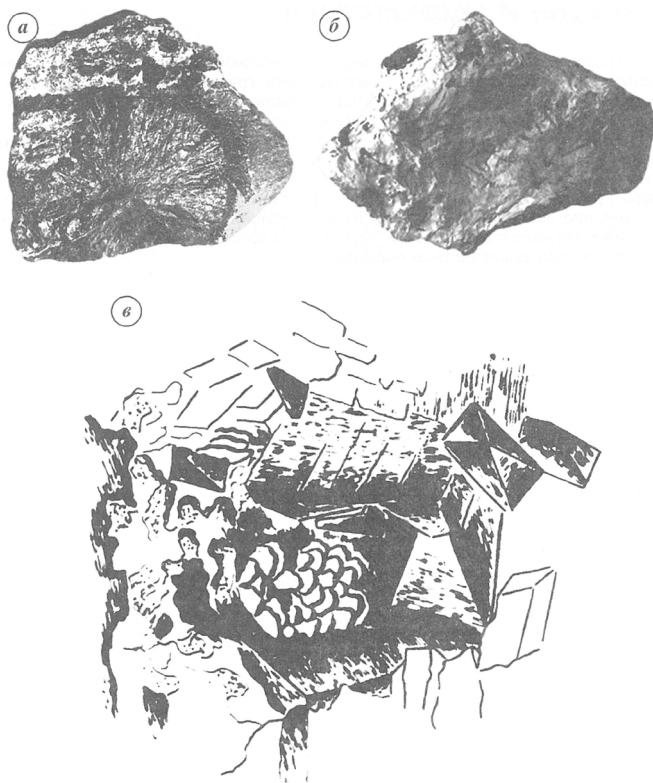


Рис. 2. Формы выделений магнетита в кимберлитах трубки Удачная:
 а – радиально-лучистые выделения (обр.УЗ-77-41, натуральная величина; б – скелетные формы роста магнетита в серпофите (обр.УЗ-77-40, натуральная величина); в – октаэдрические кристаллы магнетита и друза черного барита (обр. УЗ-236, увеличение 5)

также наличием многочисленных включений пирита, марказита, гётита и других вторичных образований. Встречается как бесцветный кварц, так и окрашенный в различные оттенки бурого, серого и фиолетового цвета. Бурые и серые цвета минерала аллохроматические и обусловлены механическими примесями гидроксидов железа (бурые) или микровключениями сульфидов Fe (серые). На многих изученных кристаллах минерала наблюдается слабо плеохроическая полоса поглощения с максимумом в области 535-540 нм, что обычно характерно для классических аметистов. Аметистовидная окраска кварцев с увеличением температуры отжига

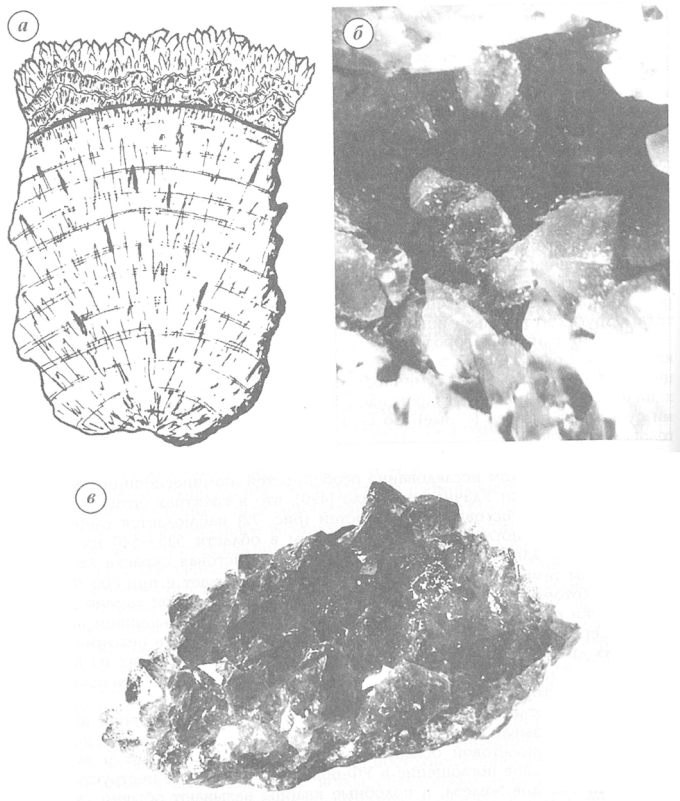


Рис. 3. Форма выделений кварца в кимберлитах трубки Удачная:
а – фрагмент сферического образования кальцита с коркой халцедона, на которую нарастают друзы кварца; б – друзы фиолетового кварца с вростками сульфидов железа; в – выделения полупрозрачного кварца в пустотах кимберлита (а – в – натуральная величина)

постепенно ослабевает и при 600°C исчезает. При сравнительном изучении кварца наиболее информативными являются его люминесцентные характеристики, отражающие особенности структурной и примесной микродфектности его природных образцов и соответственно физико-химические параметры кварцеобразующих сред. Изучение состава газовой фазы включений в кварце из кимберлитовой трубки Удачная СП показало, что главными компонентами в составе газовых включений являются CO_2 (до 92,16%), N_2 (до 70,11%) CH_4 (до 5%) и H_2 (до 40%). В прозрачных скелетных кристалликах кварца, характеризующихся пониженным

содержанием CO_2 , в отличие от аметистовидных выделений минерала, установлено повышенное содержание CH_4 (66,67%) и H_2 (до 40%). Довольно широко распространен (особенно в приконтактных частях верхних горизонтов диатрем) в кимберлитах халцедон, представленный в виде необычайных друз, сложенных не кристаллами, а своеобразными псевдоморфозами по ранее проявившимся минералам. Обычно такие псевдоморфозы образуются в полностью измененной породе. В результате наложения различных процессов возникли не только выделения минерала в породе, а и по трещинам и жилам. Обычно такая порода светлая, содержащая много гипса и сравнительно мало гидроксидов железа. В гипергенно измененных кимберлитах верхних частей диатрем нередко кварцевая зона переходит в халцедоновую, приобретающую очертания кристаллов кремнеземных минеральных выделений. Из-за сильно измененных неоднократно наложенными процессами изменений кимберлитов верхних частей диатрем, нередко затруднительно выделять стадии таких преобразований и даже исходные минералы. Асбестовидные жилки светло-серого брусита (немалита) были отмечены в кимберлитовых породах СП, являясь наиболее характерными для отдельных диатрем (Удачная, Новинка, Заполярная, Сытыканская и др.) Далдынского, Алакит-Мархинского и Верхнемунского полей. Нередко брусит, образующийся в заключительную стадию формирования кимберлитов из магматического раствора, образует самостоятельные блоки сравнительно плотных пород. В процессе комплексного изучения вещественного состава кимберлитовых диатрем СП нами [16-23] получены новые данные об относительно широком распространении брусита, а новые сведения о физических свойствах и химическом составе этого минерала позволили высказать некоторые соображения о генезисе брусита в кимберлитовых породах. Брусит обнаружен в виде породообразующего минерала в отдельных блоках трубок Удачная, Юбилейная, Сытыканская и др. Размер блоков пород в центральных частях диатрем, обогащённых бруситом, достигает 50-60 м. Содержание минерала в таких участках нередко превышает 60%. Брусит образует здесь волокнистые агрегаты, напоминающие асбест. Кристаллы минерала редки. В шлифе он часто отмечается в виде параллельно-волокнистых агрегатов, которые, кроме волокон, могут представлять торцевые срезы разбитых по спайности таблитчатых индивидов. Брусит либо развивается по оливину непосредственно, либо между ними образуется узкая прокладка серпентина. Нередко брусит замещает не только оливин, но и частично зерна других минералов кимберлитов (гранаты, пироксены и др.), основную массу породы, а также ксенолиты глубинных пород ультраосновного состава. Отдельные прожилки

брусита пересекают ксенолиты вмещающих карбонатных пород и кристаллических сланцев фундамента. В отличие от серпентинизации, в процессе полного замещения бруситом исходных минералов кимберлитов, реликтовая текстура и структура практически не сохраняются, свидетельствуя о полной перекристаллизации исходной породы, сопровождаемой выносом кремнекислоты.

Таким образом, проведенные исследования позволяют утверждать, что с началом кристаллизации магмы (800°C) от неё отделяется рудоносный флюид ($700\text{--}600^{\circ}\text{C}$), который к началу образования руд (400°C) находится в виде комплексных соединений. В начале процесса рудообразования комплексные металлоносные соединения переходят в ионные, которые вступают в реакцию с кислородом и серой, формируя на первых порах сульфиды и оксиды, а позднее (в границах 100° и ниже) – карбонаты. Иначе ведут себя в этом процессе другие элементы. Так, молибден в ранних щелочных растворах ($\text{pH}=9$) переносился в виде молибдатов и окситиомолибдатов (гидроксокомплексов). В присутствии серы при $470\text{--}450^{\circ}\text{C}$ и 1,2-1,1 кбар эти комплексы разрушались и вслед за калишпатизацией пород кристаллизовался крупночешуйчатый молибденит (при $440\text{--}390^{\circ}\text{C}$ и 1,0-0,9 кбар из нейтральных или слабощелочных растворов при повышении активности серы). В молибдатных комплексах возможно замещение кислорода галоидами с образованием оксигалоидномолибдатных (гидроксохлоридных) комплексов, стойких в кислых грейзенизирующих ($450\text{--}400^{\circ}\text{C}$) и серицитизующих ($400\text{--}350^{\circ}\text{C}$) растворах со следующей кристаллизацией мелкочешуйчатого молибденита из близонейтральных растворов при температуре $370\text{--}340^{\circ}\text{C}$. Минералы золотоперспективных зон интенсивно насыщены углекисловодными включениями, что свидетельствует о наличии в этих участках преимущественно золотоносных рудных тел. От состава и концентрации гидротерм прямо зависит качественное и количественное образование минеральных ассоциаций во время продуктивных стадий. Все перечисленные факторы приложимы и к магматогенным кимберлитовым образованиям и могут использоваться как поисково-оценочные признаки на алмазоносных полях. Показанный на примере Коростенских пегматитов процесс происходил при эпизодическом вскипании сначала магмы, обогащенной летучими и минерализаторами, а позже – флюидов, которые отделялись от неё и формировали минералы, размещенные в занорышевой части пегматитов.

Установлена различная степень устойчивости ИМК к процессам гидротермального и гипергенного преобразования. Основные первичные минералы кимберлитов по степени возрастания устойчивости образуют

следующий ряд: пироксены – оливин – пикроильменит – хромшпинелиды – пироп – алмаз. Устойчивость различных генетических групп одного минерала определяется степенью и характером дефектности структуры. Пневматолитово-гидротермальное и гипергенное преобразование первичных минералов кимберлитов происходит путем диффузионного выноса вещества по дислокациям и дислокационным блоковым границам, так как для них энергия активации значительно понижена. Широко развиты явления адсорбционного понижения прочности, приводящего к диспергации вещества кристалла и соответственно к повышению темпом преобразования (выветривания). Обогащенность верхних горизонтов КВ кимберлитов фиолетовыми гранатами связана с различной устойчивостью в этом процессе различных цветовых разновидностей минерала. Повышенная устойчивость пикроильменита и хромшпинелидов относительно пироба приводит к изменению их соотношения в пользу рудных минералов в КВ по сравнению с неизменными кимберлитами. Поведение минералов в процессе выветривания кимберлитовых пород в некоторой мере являются сходными с их преобразованием под действием пневматолитово-гидротермальных процессов. Показана неустойчивость в процессе выветривания кимберлитов сопутствующих алмазу пироба, пикроильменита, пироксенов и оливина. Последние в сильно измененных кимберлитах практически полностью замещаются вторичными образованиями (серпентин и монтмориллонит), сильно корродируются гранаты пиробового ряда. Особенности изменения первичных минералов во многом обусловлены степенью их дефектности. Специфические условия генезиса и эволюции кимберлитового расплава до момента становления кимберлитовых диатрем определяют для всех первичных минералов кимберлитов высокую дефектность структуры. Пикроильменит, являющийся одним из самых распространенных минералов кимберлитов, парагенетически связан с оранжевыми пиробами и также характеризуются чрезвычайно высокой степенью дефектности структуры. Обладая избыточной энергией, связанной с дефектами структуры, часть зерен пикроильменита в благоприятных условиях проходит рекристаллизацию, в результате которой образуется равновесный агрегат бездефектности зерен. Характерной особенностью выветривания пиробов можно считать образование трахитических (волосовидных) каналов травления и более крупных клиновидных впадин, являющихся одновременными нарушениями структуры – дислокациями и благодаря избыточной энергии обеспечивают повышенную миграцию вещества кристалла по ним. Гранаты в КВ более трещиноваты, чем в кимберлитах, отчего значительная их часть при обработке проб переходит в мелкие гранулометрические классы. В зоне гипергенеза кимберлитов образуются так называемые

кубоиды, имеющие обычно бугорчатую поверхность и пирамидальный рельеф, подчеркивающий их блоковое строение.

Растворение в гидротермальных и гипергенных процессах кимберлитов и крупных ксенолитов происходило под воздействием угольной и серной кислот. Под большим давлением углекислота создает сильно кислую среду. Образование серной кислоты происходило за счет сероводорода вмещающих диатремы пород, а также окисления сульфидов. В постмагматическую стадию растворялись породы на наиболее слабых участках, отчего возникли пустоты, в которых впоследствии и отложились хорошо ограненные кристаллы вторичных минералов. Чаще всего они приурочены к местам раздува трещин. Однако встречаются и слепые обособленные пустоты. Доказательством формирования их вследствие растворения породы является наличие среди вторичных выделений обломков труднорастворимых минералов (гранаты и др.). Вадозные термальные воды – явление довольно обычное для кимберлитовых диатрем. В них часто присутствуют барий и стронций, отчего не случайна барит-стронциевая минерализация как в кимберлитах, так и во многих осадочных образованиях околотрубочного пространства. Поскольку размер трубок небольшой, то вторичную минерализацию кимберлитов нельзя рассматривать отдельно от процессов, протекавших во вмещающих осадочных породах. Под давлением вадозные термальные воды проникали в сравнительно рыхлую массу кимберлитов, разрушая малоустойчивые минералы, а при изменении условий – откладывая по трещинам свои компоненты. С вадозными гидротермами в диатремы попадали битумы и другие органические соединения, а также растворимые соли, которые частично содействовали разложению ранее образовавшихся минералов, а потом отлагались в трещинах диатрем. Поскольку дегазация магматических пород – длительный процесс, то вадозные гидротермы периодически находились под воздействием глубинных эманаций, хотя последние были стерильны и представлены в основном углекислым газом и водяными парами, которые все же приводили к локальному повышению температуры, а также интенсивному растворению кимберлитов, образуя зону выщелачивания. Поэтому возможно объединение ювенильных и вадозных составляющих в единую пневматолитово-гидротермальную систему. Присутствие среди кварцев из кимберлитов различных диатрем значительного числа аметистовидных образцов позволяет с полным основанием относить эту разновидность минерала к низкотемпературным образованиям. На низкотемпературный характер кристаллизации кристаллов кварца в кимберлитах указывает также присутствие во многих изученных кристалликах включений гётита – минерала, обычно

образующегося при температурах ниже 200°C. Эти данные хорошо согласуются и с некоторыми результатами исследований температур гомотенизации газовой-жидких включений в кальците из этих же диатрем, по которым верхний температурный интервал кристаллизации кальцита обычно не превышает 350°C. Довольно характерный для верхних горизонтов кимберлитовых диатрем халцедон встречается как в виде псевдоморфоз, так и мелких кристалликов, образующихся вместе с кварцем и кальцитом. Зоны волокнистых выделений халцедона бесцветна, что свидетельствует о срастании отдельных разновидностей минерала, образующий мелкие друзоподобные агрегаты. Обнаружение кристалликов этих минералов в осадочных толщах можно успешно использовать при определении источников сноса этих минералов в бассейны седиментации перотолженного материала.

Процесс бруситизации происходил в иных условиях, чем массовая серпентинизация кимберлитов. Однако, если при серпентинизации брусит образует примесь, то при бруситизации содержание серпентина невелико. Встречаются также отдельные блоки пород, в которых в одинаковой степени развиты серпентин и брусит. Последний составляет прожилки в частично серпентинизированных кимберлитах и является более поздним образованием. Обычно бруситизация приводит к полному уничтожению структурно-тектонических особенностей первичных пород и только на некоторых (переходных) участках сохраняются очертания первичных минералов, представленных оливином. Наличие псевдоморфоз брусита и довольно распространённых реликтов оливина свидетельствуют о том, что образование минерала происходило не только в пустотах или по трещинам, но и путем замещения всей породы. Возможно, образованию брусита в породе предшествовало частичное её растворение по всему объёму. Образование минерала может идти в относительно широком температурном интервале. В стандартных условиях гидроксид магния формируется в щелочной среде в условиях очень низкого парциального давления CO_2 . По мере повышения температуры гидролиз происходил в более кислых условиях. В кимберлитах брусит образуется в процессе проявления двух этапов постмагматической переработки породы. С первым этапом связано формирование брусита при серпентинизации оливина. Он составляет здесь агрегаты в смеси с серпентином и другими сходными минералами, а поэтому трудно диагностируется обычными петрографическими методами. В отличие от этого сложная сеть прожилок брусита, развитая в кимберлитах трубок Удачная, Заполярная, Новинка и др., возникла в процессе воздействия на породу гидротермально-метасоматических растворов на заключительном этапе

постмагматической переработки кимберлитов. Несмотря на то, что брусит частично образуется во время серпентинизации кимберлитов, бруситизация представляет собой отдельный метасоматический процесс, для которого характерен вынос кремнекислоты и железа, а также появления чисто магнезимального гидроксида, представленного агрегатами из ориентированных индивидов.

Образование сульфидов (в первую очередь сульфидов железа) происходит и в настоящее время, поскольку заражение трещинных вод сероводородом в некоторых трубках достаточно велико. Несомненно, сульфиды выделялись и в гидротермальную стадию при довольно высоких температурах, и даже в гипергенных условиях при специфических геохимических условиях среды минералообразования. Доказательством этому могут быть образования пирита и кварца в отдельных участках разрезов и профилей. Главным источником серы для сульфидов были вмещающие диатремы вмещающие породы нижнего палеозоя, трещинные воды которых были обогащены сероводородом. Об этом свидетельствуют габитус цинковой обманки, а также отсутствие среди вторичных образований сидерита. Поступление в кимберлитовые трубки тяжелых металлов не обязательно должно быть связано только с магматическим очагом, а могли (особенно цинк и свинец) частично мобилизоваться из вмещающих диатремы осадочных образований. Отсутствие изоморфных замещений и повсеместная нестехиометричность магнетита в кимберлитах указывают на образование его при относительно низких термобарических параметрах среды, в постмагматическую стадию изменения пород. Первичный же гипогенный нестехиометрический магнетит возникает, согласно фазовой диаграмме Fe – O, при температуре выше 1200°C. Стабильность фаз в отношении окисления различных разновидностей магнетита определяется не только парциальным давлением кислорода и температурной среды, но и скоростью протекания при этом соответствующих реакций при диффузионных процессах. Полученные данные о кристаллохимических особенностях магнетитов с учетом стадийности их изменения рекомендовано для практического использования как при картировании кимберлитовых тел и приуроченных к ним коренным месторождениям алмазов, так и при поисках вторичных коллекторов и связанных с ними алмазных залежей россыпного типа.

Библиографический список

1. Арсенов К.П., Зинчук Н.Н. Онтогенез алмазов // Исследование высокобарических минералов. -М.: ИФЗ АН СССР. 1987. С.166-186.
2. Арсенов К.П., Зинчук Н.Н., Ваганов В.И. Мелкие алмазы из кимберлитов и эклогитов // Геология, минералогия и методы прогнозирования алмазных месторождений. Труды ЦНИГРИ. 1984. Вып.188. С.40-45.

3. *Аргунов К.П., Зинчук Н.Н., Вержак В.В., Махин А.И., Мионов В.П.* Сравнительная характеристика алмазов из кимберлитов Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Природные ассоциации, особенности состава и свойства минералов-спутников алмаза. Труды ЦНИГРИ. 1988. Вып.229. С.10-15.
4. *Аргунов К.П., Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Квасница В.Н., Мельников В.С.* Карбонадо и дефектные кристаллы среди мелких алмазов // Минералогический журнал. 1985. Т.7. №-2. С.95-98.
5. *Афанасьев В.П., Елисейев А.П., Надолинный В.А., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Рылов Г.М., Томиленко А.А., Горайнов С.В., Юрьева О.П., Сонин В.М., Чепуров А.И.* Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов У и УП разновидностей (по классификации Ю.Л.Орлова) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология.-2000. №-5. С.79-97.
6. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н.* Минерогения древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1987. №-1. С.90-96.
7. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И.* Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 1998. Т.361. №-3. С.366-369.
8. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логинова А.Н.* Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т.138. №-2. С.1-13.
9. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П., Кривonos В.Ф., Яныгин Ю.Т.* Роль карста в формировании россыпной алмазоносности Муно-Тюнгского междуречья (Якутская алмазоносная провинция) // Геология рудных месторождений. 2001. Т.43. №-3. С.262-267.
10. *Афанасьев В.П., Похиленко Н.П., Логвинова А.М., Зинчук Н.Н., Ефимова Э.С., Сафьянников В.И., Красавчиков В.О., Подгорных М.М., Пругов В.П.* Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т.41. №-12. С.1729-1741.
11. *Бардухинов Л.Д., Зинчук Н.Н.* Алмазы из древних осадочных толщ и их поставщики (на примере Якутской кимберлитовой провинции) // Руды и металлы.-2022. -№-2.-С.65-86.
12. *Братусь М.Д., Зинчук Н.Н., Аргунов К.П., Сворень И.М.* Состав флюидов во включениях в кристаллах алмаза Якутии // Минералогический журнал. 1990. Т.12. №-4. С.49-56.
13. *Братусь М.Д., Зинчук Н.Н., Краузе Г.Р., Витык М.О.* Условия кристаллизации и изотопная природа серы, углерода и кислорода сульфидно-кальциевой ассоциации в трубке Удачная (Якутия) // Геохимия. 1998. №-3. С.264-270.
14. *Братусь М.Д., Сворень И.М., Зинчук Н.Н., Аргунов К.П.* Газовые компоненты включений в алмазах различных морфологических типов из Якутии // Геохимия. 1991. №-11. С.1586-1595.
15. *Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Красавчиков В.О., Будаев Д.А., Кузнецова Л.Г.* Критерии петрохимической идентификации кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т.41. №-12. С.1748-1759.
16. *Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.* Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2000. №-3.(9). С.37-55.
17. *Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Зинчук Н.Н.* Петрохимическая фактография кимберлитовой провинции Восточной Сибири.-Новосибирск: Параллель. 2019.754 с.
18. *Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Мишенин С.Г., Серов В.П., Секерин А.П., Галенко В.П., Денисенко Е.П., Барышев А.С., Меньшагин Ю.В., Кошкарев Д.А.* Перспекти-

- вы коренной и россыпной алмазоносности Юго-Западной части Сибирской платформы // Сб.: Геологические аспекты минерально-сырьевой базы Акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Дополнительные материалы по итогам региональной научно-практической конференции «Актуальные проблемы геологической отрасли АК «АЛРОСА» и научно-методическое обеспечение их решений», посвященной 35-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Мирный: МГТ.-2003.С.50-84.
19. *Ермаков Н.П.* Геохимические системы включений в минералах.-М.: Наука. 1972. 376 с.
20. *Зинчук Н.Н.* О минеральном составе келифиновых кайм на гранатах из кимберлитов // ЗВМО. 1981.Ч.110. Вып.1. С.70-76.
21. *Зинчук Н.Н.* Распределение вторичных минералов в кимберлитовых породах Якутии // Известия АН СССР. Сер. геол. 1990. № 5. С.70-83.
22. *Зинчук Н.Н.* Влияние вторичных минералов на облик и состав кимберлитовых породах // Геология и геофизика. 1998.Т.39. №-12. С.1704-1715.
23. *Зинчук Н.Н.* Особенности минералов слюд в кимберлитах // Вестник Воронежского университета. Геология.2018. №-2.С.29-39.
24. *Зинчук Н.Н.* Коры выветривания как основные поставщики местного материала в мезозойские алмазоносные россыпи // Известия ВУЗов. Геология и разведка.-2018.-№-2.-С.24-31.
25. *Зинчук Н.Н.* О литолого-минералогических особенностях древних алмазоносных толщ // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2018.-№-3.-С.15-23.
26. *Зинчук Н.Н.* Типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов и их использование при прогнозировании месторождений алмаза на Сибирской платформе // Отечественная геология. 2021. №-2. С.41-56.
27. *Зинчук Н.Н.* Особенности флюидных включений в минералах // Вестник Пермского университета. Геология.-2021.-Т.20.-№-2.-С.110-124.
28. *Зинчук Н.Н.* О специфике глинистых минералов в осадочных формациях // Вестник Пермского университета. Геология.- 2022.-№-1.-С.10-23.
29. *Зинчук Н.Н.* Роль петролого-минералогических исследований при оценке потенциальной алмазоносности кимберлитов // Отечественная геология. 2022. №-1. С.59-70.
30. *Зинчук Н.Н.* Коры выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы.-2022.-№-2.-С.100-120.
31. *Зинчук Н.Н.,Бардухинов Л.Д.* Алмазы из низкопродуктивных кимберлитов // Руды и металлы.-2022.-№-1.-С.77-93.
32. *Зинчук Н.Н.,Бардухинов Л.Д.* О специфике докембрийских источников алмазов в россыпях // Вестник Пермского ун-та. Геология.-2022.-Том 21.-С.149-166.
33. *Зинчук Н.Н.,Бардухинов Л.Д.* Алмазы из полупромышленных кимберлитов // Вестник Воронежского ун-та.Геология.-2022.-№-2.-С.32-45.
34. *Зинчук Н.Н.,Зинчук М.Н.,Котельников Д.Д.,Шлыков В.Г.,Жухлисов А.П.* Структурно-кристаллохимические преобразования слоистых минералов на разных стадиях гипергенного изменения кимберлитов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2002. №-1. С.47-60.
35. *Зинчук Н.Н.,Зуев В.М.,Коптиль В.И.Чёрный С.Д.* Стратегия ведения и результаты алмазопроисковых работ // Горный вестник. 1997. №-3. С.53-57.
36. *Зинчук Н.Н.,Котельников Д.Д.,Горшков А.И.* Идентификация и генезис лизардит-сапонитового смешанослойного образования в кимберлитах одной из трубок Южной Африки // Литология и полезные ископаемые. 2003. №-1. С.87-96.
37. *Зинчук Н.Н.,Котельников Д.Д.,Соколов В.Н.* Преобразование минерального состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выветривания // Геология и геофизика. 1982. №-2. С.42-53.

38. Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П. Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. №-10. С.66-72.
39. Зинчук Н.Н., Пизнюр А.В. О новом генетическом типе флюидных включений в минералах // Сб.: Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века.-Воронеж: ВГУ. 2003. С.209-212.
40. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Коптиль В.И., Чаика А.И., Полканов Ю.А., Палкина Е.Ю., Хренов А.Я., Шевырёв Л.Т. Сравнительная характеристика типоморфных особенностей алмазов из терригенных отложений Воронежской антеклизы (Липецкая область) и Украинского щита (Среднее Приднестровье) в связи с проблемой прогнозирования и поисков их коренных источников // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия геология. 2004. №-2. С.99-110.
41. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Крайнов А.В. Кимберлиты в истории Земли. Труды НИИ геологии ВГУ. Выпуск 68. – Воронеж : ВГУ. 2013. 99 с.
42. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдястых минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1996. №-1. С.53-61.
43. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1997. №-2. С.53-63.
44. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2001. Т.76. №-1. С.45-53.
45. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Кузьмин В.А. Морфогенетические разновидности каолинита в корях выветривания и осадочном чехле земной коры. Статья 1. Механизм образования каолинита в корях выветривания различных петрохимических типов пород // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2006. №-5. С.19-25.
46. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Жухлистов А.П. Кристаллохимические и морфо-генетические особенности хлоритов в осадочном чехле земной коры. Статья 1. Источники образования и идентификация разновидностей хлорита // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2009. №-4. С.9-19.
47. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Жухлистов А.П. Кристаллохимические и морфо-генетические особенности хлоритов в осадочном чехле земной коры. Статья 2. Минералы на основе хлоритового пакета в осадочных породах // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2009. №-5. С.12-21.
48. Пизнюр А.В., Зинчук Н.Н. Термобарические факторы оруденения // Сб.: Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века.-Воронеж: ВГУ. 2003.С.108-111.
49. Розен О.М., Левский Л.К., Журавлёв Д.З., Снециус З.В., Макеев А.Ф., Зинчук Н.Н., Манаков А.В., Серенко В.П. Состав и возраст земной коры северо-востока Сибирской платформы: изучение ксенолитов в кимберлитах и кернов глубоких скважин // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2006. №-4. С.18-28.
50. Савко А.Д., Зинчук Н.Н., Шевырёв Л.Т., Ильях В.В., Афанасьев Н.С. Алмазоносность Воронежской антеклизы. Труды НИИГ Воронежского ун-та. 2003. Т.17. 121 с.
51. Толстов А.В., Зинчук Н.Н. Вклад Алмазной лаборатории ЦНИГРИ в научную кладовую Якутии // Руды и металлы.-2022.-№-2.С.25-35.
52. Харьков А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н., Крючков А.И., Уханов А.В., Богатых М.М. Петрохимия кимберлитов.-М. Недра. 1991. 304 с.
53. Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. 1987. Т.296. №-5. С.1228-1233.

54. *Vasilenko V.B., Kuznetsova L.G., Volkova N.I., Zinchuk N.N., Krasavchikov V.O.* Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry // *Journal of Geochemical Exploration*. 2002. T.76. №-2. pp.103-112.
55. *Grachanov S.A., Zinchuk N.N., Sobolev N.V.* The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform // *Doklady Earth Sciences*. 2015. T.465. №-2. pp.1297-1301.
56. *Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A.Ya.* Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform // *Petrology*. 2001. T.9. №-6. pp.576-588.

ABOUT THERMOBARIC FACTORS OF MINERALIZATION

N.N. Zinchuk, M.N. Zinchuk

nnzinchuk@rambler.ru

Based on the results of year-long thermobarogeochemical investigations it has been shown that the origin of qualitative industrial ores depends on temperature, pressure, aggregate condition, composition and concentration of ore-forming fluids. It has been shown that qualitative and formation of mineral associations directly depends on composition and concentration of hydrotherms during productive stages. Depending on specific conditions of mineral formation, secondary minerals emerged on each specific site of diatremes by initial magnesian silicates, occurrence of which took place either without carry-over of material from parent rock, or with carry-over (partially or completely) of magnesium or oxide of silicon. A complex of methods was worked out for identification, quantitative estimation and mapping of postmagmatic and hypogene minerals of kimberlite rocks. Together with pneumatolytic-hydrothermal processes, which occurred in situation close to isochemical, metasomatism (auto-metasomatism) has been widespread in kimberlite diatremes. It was proposed that all minerals that formed from thermal solutions should be perceived as kimberlite new formations, which are supposed to be not only postmagmatic juvenile, but also those formed both in the period of pipes origination, and at much later stages of their formation (including hypogene conditions). Typomorphic features of identified in kimberlites minerals of classes are provided: silicates, carbonates, oxides and hydroxides, sulfides, sulfates, halogenides, phosphates and borates. Distinctions were established in mineral composition of new formations not only in various pipes, but in plan of individual bodies or blocks of one and the same diatreme as well.

Keywords: postmagmatic and hypogene processes, typomorphism of secondary minerals, kimberlites, metasomatism.

Р.Г. Ибламинов

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ФОРМАЦИИ И ПАЛЕОТЕКТОНИКА БУРЗЯНСКО- КАЛТАСИНСКОГО АВЛАКОГЕНА НА ВОСТОКЕ ВОСТОЧНО- ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Показано, что Бурзянско-Калтасинский авлакоген начал развиваться на Протоурале в условиях активизации Восточно-Европейского кратона. Охарактеризованы геологические формации Протоуральской и Протокамской частей авлакогена. Выделены тектонические обстановки и типы литогенеза пород заполнения структуры.

Ключевые слова: Прикамье, Урал, рифей, авлакоген, геологические формации, тектонические обстановки.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.87

Введение. На территории Пермского края наиболее древние породы осадочного чехла присутствуют на юго-востоке в Калтасинском авлакогене Русской плиты. Их относят к нижнему рифею (RF₁) с возрастом 1650–1350 млн лет назад. Формирование авлакогена происходило в условиях начала внутриплитной тектоники среднего-позднего протерозоя, когда накапливалась серия протомегакратонных формаций Земного шара.

По данным Б.В. Петрова и К.Э. Якобсона [2], Калтасинский авлакоген переходит к востоку в Камско-Бельский перикратонный прогиб. Авлакоген является структурой синклинального типа с выходящими на довендскую поверхность в краевых зонах древними отложениями, которые к центру сменяются молодыми. Образование авлакогена обусловлено деструкцией суперконтинента Пангея I (Родиния) в раннем рифее [3]. В результате на юго-востоке (в современных координатах) Восточно-Европейского кратона (ВЕК) образовался Бурзянско-Калтасинский рифт, который начинался в районе Краснокамска и продолжался до Троицкой зоны Уралид. Важно отметить, что авлакоген пересекает территорию современного Урала под острым углом 60°.

Бурзянско-Калтасинский бассейн условно можно подразделить на две части: Юго-Восточную (Протоуральскую) и Северо-Западную (Проткамскую). Его формирование, по-видимому, началось в Уральской

мегазоне. Об этом свидетельствуют активные проявления магматизма в основании его Протоуральской зоны.

1. Протоуральская часть Бурзянско-Калтасинского бассейна. Бассейн начал формироваться в Бурзянской структурно-формационной зоне на территории современной Челябинской области Южного Урала и продолжался на северо-запад, в Калтасинскую зону. В Бурзянской части бассейна разрез начинается с айской свиты, состоящей в базальной части из конгломератов, содержащих гальки гнейсов, гранито-гнейсов, гранулитов, железистых кварцитов, что свидетельствует об образовании их в результате размыва тараташского гранулитового мегакомплекса нижнего архея. На конгломератах залегает толща трахибазальтов мощностью 300 – 400 м, состоящая из десятка лавовых покровов с высоким содержанием мантийных элементов (Ti, Zr, Nb, PЗЭ), калиевым типом щёлочности. Возраст дацитов айской свиты по датировкам цирконов U-Pb методом оценён в 1615 ± 45 млн лет, что соответствует началу раннего рифея. Выше залегают полимиктовые песчаники с пачками конгломератов и прослоями углеродисто-глинистых сланцев, доломитов и известняков, вверху филлитовидных сланцев.

Вышележащая на айской саткинская свита состоит из доломитов, иногда строматолитовых, которым подчинены прослои известняков, углисто-глинистых и известковистых сланцев и залежи метасоматического магнезита. Перекрывающая саткинскую бакальская свита сложена тёмными филлитовидными сланцами, алевролитами, известняками [2].

В конце раннего рифея авлакоген частично испытал инверсию, на что указывают несогласия между бурзянским и вышележащим машакским структурно-вещественным комплексом среднего рифея. Комплекс включает машакскую свиту, представленную базальтами и риолитами с подчинёнными терригенными породами.

С магнезитами саткинской свиты связано Саткинское месторождение, а с сидеритами – месторождения Бакальского рудного поля. В районе Бакала на породах бакальской свиты с угловым и стратиграфическим несогласием залегают породы зигальгинской свиты, относимой к среднему рифею (табл. 1). Породы свиты представлены конгломератами с валунами и галькой карцитов, филлитов и кварца, а в верхней части – кварцитами и песчаниками. Всё это указывает на своеобразие водной среды Уральской части Бурзянско-Калтасинского бассейна, насыщенного гидрокарбонатами кальция, магния и железа. Тип хемогенных осадков свидетельствует о существовании в раннем рифее аридного климата и соответственно аридного вулканогенно-осадочного типа литогенеза (табл. 2).

Таблица 1

Литолого-стратиграфический разрез района Бакальского рудного поля

Акро-тема	Эонотема		Эратема, возраст, млн лет	Свита	Состав	Мощность, м
Протерозойская, PR	Верхнепротерозойская, PR2	Рифейская, RF	Среднерифейская, RF2 (юрматиний), 1350–1030	Зигазино-комаровская	Сланцы филлитовидные, алевролиты	1200
				Зигальгинская	Кварцитовидные песчаники	100–400
			Нижнерифейская, RF1 (бурзяний), 1350–1650	Бакальская	Глинистые сланцы, известняки, 10 пачек доломитов с сидеритом	1200–1400
				Саткинская	Сланцы, карбонаты с магнетитом	2000–2400
				Айская	Базальты субщелочные	1700–2500
	Нижнеархейская, AR1		Саамская (3280–2800)	Тараташский комплекс	Гранитогнейсы, гранулиты	4800–

Таблица 2

Распределение геологических формаций в Уральской части Бурзянско-Калтасинского бассейна и обстановки его существования в раннем рифее (снизу – вверх по разрезу)

Этап	Формация	Мощ- ность, м	Обстановка	Тип лито- генеза
	-	-	Эмерсивная	Аридный вулканогенный
Позднебурзянский	Карбонатно-глинистая пестроцветная лагунная бакальская (RF1b)	650	Регрессивная	
Среднебурзянский	Карбонатная эвапоритовая саткинская (RF1st)	5600	Инундационная	
Раннебурзянский	Базальная терригенно-вулканогенная айская (RF1ai)	2000	Трансгрессивная	

2. Протокамская часть Бурзянско-Калтасинского бассейна. В основании снверо-западной части Бурзянско-Калтасинского авлакогена залегает карачёвская серия мощностью более 970 м, представленная песчаниками, иногда кварцитовидными, гравелитами с прослоями конгломератов и аргиллитов. Эти породы являются продуктами размыва подстилающих гранитоидов кристаллического фундамента.

На карачёвской залегает кыргинская серия, которая подразделена на нижнюю прикамскую (до 1860 м) и орьебашскую. Прикамская подсерия сложена чередующимися толщами и пачками песчаников и алевролитов. Орьебашская подсерия состоит из комплекса доломитов и черных,

иногда углистых аргиллитов общей мощностью более 4000 м. Осадочные породы нижнерифейского структурного яруса прорваны магматическими телами трахибазальтов и долеритов [2].

В северной пермской части Калтасинского прогиба преобладают породы нижнего рифея и присутствуют меньшей мощности породы среднего рифея. Они после перерыва, обусловленного отсутствием пород верхнего рифея и нижнего венда, перекрываются породами верхнего венда. По данным Т.В. Белоконов и др. [1] самая нижняя базальная прикамская свита нижнего рифея вскрыта на западе и севере Калтасинского прогиба. Она представлена толщей красноцветных неотсортированных песчаников, гравелитов, алевролитов полевошпат-кварцевого состава мощностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров. В разрезе Сарапульской скважины намечается трехчленный разрез, сложенный внизу терригенной песчано-алевролит-аргиллитовой толщей мощностью 700 – 800 м. В середине присутствует мощная (2 км) карбонатно-терригенная толща при преобладании песчаников и алевролитов, переслаивающихся с доломитами и мергелями. Верх разреза терригенный (700 – 800 м) с преобладанием песчаников, содержащих маломощные прослойки аргиллитов.

Слабая сортировка обломочного материала прикамской свиты характерна для бортовых отложений рифта, преобладание терригенного материала свидетельствует о начальной стадии углубления бассейна, а появление доломитов в средней части указывает на временную остановку в опускании. Осадки прошли окислительную стадию диагенеза и поздний мезокатагенез.

Вышележащая калтасинская свита состоит из двух карбонатных доломитовых толщ и разделяющей их терригенно-карбонатной или преимущественно терригенной. В карбонатных породах свиты изучался изотопный состав углерода. Установлено, что $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от -1,2 до -6,0 ‰, что характерно для карбонатов морского происхождения. Углерод органического вещества характеризуется высокими отрицательными значениями (-29,0 – -32,63), что характерно для $\delta^{13}\text{C}$ больших глубин залегания углеводородов (Тугаринов, 1973, с. 236).

В нижней карбонатной толще присутствуют диагенетические изменения окислительного и восстановительного характера, вверх по разрезу в терригенной толще преобладают окислительные условия, а в самой верхней карбонатной появляется резко восстановительная среда. Кроме того, вверх по разрезу свиты уменьшается степень мезокатагенеза от позднего до среднего.

Присутствие двух мощных доломитовых толщ указывает на длительное стояние морского осолонённого бассейна, которое

прерывалось поднятием в середине цикла и накоплением терригенной толщи. Окончание опускания и стабилизация региона сопровождается дайковым магматизмом.

Завершает разрез нижнего рифея надеждинская свита. Она имеет ограниченную площадь распространения в связи с сокращением площади бассейна в северной части и отступлением его северной границы почти до южной границы Пермского края. Также уменьшается мощность свиты (не более 300 м). Она сложена пестроцветными терригенно-карбонатными породами, прошедшими окислительную стадию диагенеза. Состав осадков может указывать на лагунный характер бассейна.

Сокращающийся по площади Бурзянско-Калтасинский бассейн продолжил существование в среднем рифее, о чем свидетельствует присутствие его нижних свит (гожанской и седяшской), которые, как полагают, сохранились от размыва в виде изолированных останцов на юге Пермского края. Они сложены красноцветными и светло-серыми песчаниками и алевролитами гожанской свиты мощностью до 300 м и терригенно-карбонатными пестроцветными породами седяшской свиты, сохранившаяся от размыва мощность которой не превышает 100 м. Терригенные породы гожанской свиты прошли окислительный диагенез и среднюю и позднюю стадию мезокатагенеза ($МК_{2,3}$).

Завершение существования бассейна характеризуется терригенными прибрежно-морскими обстановками, а самые последние обстановки закрытия бассейна, по-видимому, характеризовались лагунными условиями, отражёнными в терригенно-карбонатных отложениях седяшской свиты. Заканчиваются отрицательные тектонические движения сбросового характера и завершается дайковый магматизм.

Трёхчленное деление пород нижнего рифея позволяет выделить в истории литогенеза его формирования три этапа, каждому из которых соответствует определённая формация осадочных пород и палеотектоническая обстановка существования бассейна.

Красноцветные неотсортированные терригенные, разнообразные по размеру обломков породы прикамской свиты (RF_{prk}) отражают начальное погружение рифта, сопровождающееся проявлениями магматизма и по составу могут быть названы базальной терригенной красноцветной формацией. Исходя из литологии пород, тектонические условия формирования бассейна можно отнести к трансгрессивной обстановке, в течение которой интенсивное опускание и снос материала с бортов авлакогена, сменялся относительным успокоением и накоплением карбонатов.

Спокойная обстановка наступила позже в калтасинское время (RF_1 klt), когда сформировался осадочный бассейн, в котором

накапливались карбонатные преимущественно доломитовые толщи. Образовалась морская карбонатная эвапоритовая формация, указывающая на существование инундационной обстановки существования бассейна. Наивысшей концентрации бассейн достиг в юго-восточной части, где формировались магнезиты и сидериты.

Сокращение объема осадконакопления, появление терригенной примеси и пестроцветный характер пород надеждинской (RF_{1nd}) свиты свидетельствует о начале регрессивной обстановки в бассейне. В го-жанское (RF_{2g}) время продолжилось накопление терригенного материала, свидетельствующего об отступлении бассейна. В результате разрез завершается терригенно-карбонатными пестроцветами (RF_{2s}). Карбонатность пород указывает на лагунный характер бассейна. В целом проды надеждинской, го-жанской и сидяшской свит по своим параметрам отвечают карбонатно-терригенной пестроцветной лагунной формации регрессивной обстановки осадконакопления (табл. 3).

Таблица 3

Распределение геологических формаций в Калтасинском бассейне и обстановки его существования в раннем и начале среднего рифея

Этап	Мегазоны	Мощность, м	Тектоническая обстановка	Тип литогенеза
	Камская, Предуральская			
Ранне-байкальский	Пестроцветная карбонатно-терригенная го-жанско-сидяшская (RF _{2g+s})	350	Эмерсивная	Аридный, частично вулканогенный
Поздне-бурзянский	Терригенно-карбонатная надеждинская (RF _{1nd})	300	Регрессивная	
Средне-бурзянский	Морская карбонатная с доломитами калтасинская (RF _{1klt})	5600	Инундационная	
Ранне-бурзянский	Базальная терригенная красноцветная прикамская (RF _{1prk})	2000	Трансгрессивная	

Цикл существования авлакогенового калтасинского бассейна закончился. Наступила эмерсивная стадия его закрытия. Авлакоген развивался на юго-востоке Восточно-Европейского кратона (ВЕК), по диагонали пересекая Протокамскую и Предуральскую СФЗ Пермского края.

Наличие красноцветов в начале разреза, карбонатов с доломитами в середине и пестроцветных толщ в конце свидетельствует о господстве в бассейне литогенеза аридного типа, который сопровождался кратковременными проявлениями магматизма с образованием тел габбро-долеритов.

Библиографический список

1. Белоконь Т.В., Горбачев В.И, Балашова М.М. Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. Пермь: ИПК «Звезда», 2001. 108 с.
2. Геология и полезные ископаемые России. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России / ред.Б.В. Петров, В.П. Кириков. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 528 с.
3. Геология и полезные ископаемые России. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 2. Урал / Ред. О.А. Кондияйн. Соредакторы А.А. Беляев, А.Н. Мельгунов, Н.А. Румянцева. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 584 с.
4. Тугаринов А.И. Общая геохимия. Краткий курс: учеб пособие для вузов. М.: Атомиздат, 1973. 288 с.

FORMATIONS AND PALEOTECTONICS OF THE BURZYANSK-KALTASINSKY AVLAKOGEN IN THE EAST OF THE EASTERN EUROPEAN CRATON

R.G. Iblaminov

riaminov@psu.ru

It is shown that the Burzyansk-Kaltasinsky avlakogen began to develop in the Proto-Urals under the conditions of activation of the East European craton. The geological formations of the Proto-Ural and Proto-Kama parts of the Avlakogen are characterized. The tectonic settings and types of lithogenesis of rocks of the filling structure are highlighted.

Keywords: Kama region, Ural, Riphean, Avlakogen, geological formations, tectonic conditions.

Р.Г. Ибламинов

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ЛИТОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Рассмотрено понятие о литогенных месторождениях как экзогенных продуктах геологических процессов, пригодных для использования с реальной или ожидаемой выгодой. Они отличаются спецификой генезиса, условий залегания и минерального состава. Залегание месторождений в верхней части осадочной оболочки делает их доступными для разработки. В их число входят общераспространённые полезные ископаемые. В перспективе разработка литогенных месторождений будет расширяться в связи с использованием их в строительстве, сельском хозяйстве и других отраслях промышленности.

Ключевые слова: литогенез, месторождения, виды полезных ископаемых.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.94

Наука, изучающая осадочные породы, в России получила наименование «Литология». По нашим представлениям, литология – это раздел науки о веществе земной коры, изучающий её экзогенные образования, т.е. продукты, возникшие под действием энергии Солнца.

Литогенными мы называем природные объекты, возникшие в результате протекания процессов литогенеза. Вопросы формирования осадочных горных пород (литогенеза) наиболее подробно были рассмотрены Н.М. Страховым [5] в его трёхтомной монографии «Основы теории литогенеза» (1962). В геологической истории прогрессивного литогенеза он выделял четыре стадии. Профессор Пермского университета А.М. Кропачев (1983) предложил дополнить их двумя регрессивными стадиями [4].

Таким образом, в геологическом цикле формирования, преобразования и разрушения осадочных горных пород можно выделять шесть последовательных стадий.

Стадии прогрессивного литогенеза:

- седиментогенез (sedimentum – осадок) – накопление осадка,
- диагенез (διαγένεσις (диагенесис) – перерождение) – начальное преобразование осадка в осадочную горную породу,

– катагенез (ката (ката) – вниз) – дальнейшее региональное преобразование горной породы в недрах под действием увеличивающегося давления, – метакатагенез (мета (мета) – после) – преобразование осадочных пород до начального метаморфизма.

Термодинамическая характеристика и последовательность процессов литогенеза на примере органических веществ приведена в табл. 1.

Таблица 1

Стадии и этапы литогенеза и соответствующие им фазы и зоны углеобразования (нефтегазообразования) в земной коре ([1], с изменениями и дополнениями)

Подразделения литогенеза				Глубина, км	Температура, °С	Продукт термодинамического разложения вещества	Градация
Стадия	Этап	Под-стадия	Фаза (зона)				
Седиментогенез	Мобилизации вещества		Синтеза живого вещества	0,0	0–20	Растения → целлюлоза → лигнин	МВ
	Переноса		Перемещения вещества	0,0	0–20	То же	ПВ
	Осад-конакопления		Концентрации и гумификации	0,0–0,02	0–20	Гумус, сапропель	ОН
Диагенез	Ранний		Торфо-, газообразования	0,001–0,02	4–10	Торф, сухой газ	ДГ*
	Поздний		Ранняя буроугольная	0,02–0,15	10–20	Бурый уголь марки Б1 (мягкий)	ПК1
Катагенез	Прото-катагенеза		Поздняя буроугольная, газообразования	0,15–0,5 – 1,5–2,0	20–50	Бурый уголь марок Б2 (мажовый), Б3 (блестящий), газ	ПК2 ПК3
	Мезо-катагенеза	Ранняя	Каменноугольная, нефтеобразования	1,5–2,5	50–90	Каменный уголь Д (длинно-пламенный)	МК1
		Средняя		2,5–4	90–135	Г (газовый), нефть, газ	МК2
		Поздняя	Образование конденсата	4–6	135–200	Ж (жирный) К (коксовый), газовый конденсат	МК3 МК4
						ОС (отощенно-спекающийся)	МК5
	Апокатагенеза		Газообразование	Более 6	200–250	Т (тощий) ПА (полуантрацит), газ	АК1 АК2
						А (антрацит)	АК3 АК4
Метакатагенеза	Ранний				Более 250	Графит	МГ

**Примечание. Жирным шрифтом выделены градации по Н.Б. Вассоевичу (градация ПК, им относится к начальному этапу протокатагенеза).*

Стадии регрессивного литогенеза:

- ранний гипергенез (ѳлѳѳр (гипер) – над, сверху) – изменение горной породы и ѳѳ флюидов при попадании из глубинных условий земной коры в приповерхностные (понижение давления и температуры),
- поздний гипергенез – разрушение горной породы в процессе выветривания.

Последняя стадия заканчивает цикл литогенеза и одновременно начинает следующий. Стадии литогенеза подразделяют на этапы (см. табл. 1)

Месторождение полезных ископаемых – это природный объект земной коры, содержащий полезные ископаемые, количество, качество и условия залегания которых отвечают требованиям рентабельной добычи.

Исходя их характеристики процессов литогенеза следует, что в сферу исследований литогенных месторождений входят коры выветривания, их остаточные и инфильтрационные продукты; современные осадки континентов и океанов, возникшие в результате механолитогенеза, с образованием месторождений обломочных пород и россыпных, химолитогенеза, который разделяется на продукты осадконакопления из коллоидных и ионно-молекулярных растворов, биохимогенеза, в результате которого образуются биогенные и собственно биохимические осадки. Целесообразно включение в сферу литогенных месторождений продукты литогенеза, подвергшиеся динамо-термальному и локальному метаморфизму, такие как, например, железистые кварциты, мраморы, графитовые породы и т.п.

Месторождения полезных ископаемых являются составными частями окружающих горных пород и формируются вместе с ними в результате геологических процессов, которые по источнику энергии разделяются на эндогенные и экзогенные. Эндогенные процессы обусловлены энергией недр Земли, а экзогенные процессы обязаны энергии Солнца. Оно оказывает активное воздействие на тѳѳрдую поверхность земли атмосферу, гидросферу, биосферу. Под действием энергии Солнца протекают процессы выветривания и осадконакопления.

В результате совокупности разнообразных экзогенных процессов формируются не только горные породы, которые при соответствии определѳнным требованиям могут быть полезными ископаемыми, но и содержащиеся в них месторождения, разнообразие которых характеризуют приведенные ниже таблицы [3].

Таблица 2

Подклассы, ряды и генетические типы месторождений остаточного класса
группы выветривания

Подкласс	Ряд	Генетический тип	Пример
Обломочного профиля	Аргиллитовый	Глин кирпичных	Антипинское, Пермский край
	Песчаниковый	Песков строительных	Косинская площадь, Пермский край
	Кварцито-песчаниковый	Маршаллитовый	Кора выветривания кварцитов
	Карбонатный	Известняковой муки	Москвинское, Пермский край
		Доломитовой муки	Больше-Сарсинское, Пермский край
Гидроаллювиального профиля	Флогопитовый	Вермикулитовый	Ковдорское, Мурманская область
	Базальтоидный	Монтмориллонитовых глин	-
	Аргиллитовый	Глин кирпичных монтмориллонитовых	Сылвенское, Каменское, оба – Пермский край
	Ангидритовый	Строительного гипса	Федоровское, Пермский край
	Карбонатный	Пиrolюзит-псиломелановых шляп	Улутеляжское, Башкирия
Каолинитового профиля	Гранитоидный	Глин каолинитовых	Просьяновское, Украина
		Глин кирпичных галлузитовых	
Латеритного профиля	Гипербазитовый	Бурых железняков природно-легированных	Орско-Халиловская группа, Оренбургская обл.
		Силикатных никелевых руд	Бурыктальское, Оренбургская обл.
		Магнезитовый	Халиловское, Оренбургская обл.
		Опал-халцедоновый	
	Базитовый	Бурых железняков	Индия
		Бокситов гиббситовых	Индия
	Алюмосиликатный	Бокситов гиббситовых	Боке, Гвинея
	Джеспилитовый	Мартитовый железорудный	Яковлевское, Белгородская обл.
	Гондитовый	Псилломелановый марганцеворудный	Индия, Бразилия
Элювиальных россыпей	Золотосодержащих пород	Золоторудного элювия	Урал
	Кимберлитовый	Алмазоносного элювия	Якутия
	Кварцито-песчаниковый	Хрусталеносного элювия	Полярный Урал
	Касситеритовый	Оловоносного элювия	Приморье

Таблица 3

Генетические типы месторождений инфильтрационного класса

Подкласс	Ряд	Генетический тип	Пример
Щелочно-барьерный	Гипербазитовый	Контактово-карстовых силикатных никелевых руд	Черемшанское, Свердловская область
	Карбонатный	Карбонатных Mn руд	
	Ангидритовый	Селенитовый	Фёдоровское, Пермский край
Восстановительно-барьерный	Пестроцветный терригенный	Селен-урановый ролловый	Уч-Кудук, Узбекистан
		Карнотитовых песчаников	Плато Колорадо, США
		Медистых песчаников	Предуралье
	Гипс-ангидритовый	Волконскоитовый	Ефимятское, Пермский край
Термо-барически-барьерный	Карбонатный	Известковых туфов	Шор-Су, Узбекистан; Гаурдак, Туркмения
		Ураноносных известковых туфов (калькрет)	Таныпское, Пермский край
Фильтрационно-барьерный	Атмосферно-водный	Пресных грунтовых вод	ЮАР
Криогенный	Нефтегазовый	Газогидратный	Родники, колодцы
			Охотское море

Таблица 4

Ряды и генетические типы месторождений подкласса обломочных горных пород и осадков

Ряд	Генетический тип	Пример
Седиментогенетический (склоновый, аллювиальный, морской)	Глин кирпичных делювиальных	Кудымкарское, Саранинское, Пермский край
	Глин кирпичных аллювиальных	Калинское, Костаревское, Пермский край
	Песков строительных аллювиальных	Ильинское, Калинское, Пермский край
	Песчано-гравийных смесей аллювиальных	Чукаевское, Заосиновское, Пермский край
	Глин озёрных	Сединское, Пермский край
	Глин гляциальных	Келичевское, Пермский край
	Песков строительных флювиогляциальных	Артамоновское, Пермский край
	Песков эоловых	Аптугайское, Пермский край
Диакатагенетический	Аргиллитов	Пашийское, Пермский край
	Песчаников для строительства	
	Конгломератов для строительства	

Таблица 5

Ряды и генетические типы россыпных месторождений

Ряд	Генетический тип	Местонахождение
Седиментогенетический	Склоновый (делювиальный): горного хрусталя алмазов золота хромовых руд	Полярный Урал Якутия Средний Урал Сарановские, Пермский край
	Аллювиальный: алмазоносных россыпей золотоносных россыпей платиноносных россыпей касситеритовых россыпей	Якутия Урал Средний Урал Северо-Восток России, Юго-Восток Азии
	Прибрежно-морской: цирконий-титановых россыпей золотоносных россыпей алмазоносных россыпей	Вост. побережье Австралии Побережье Аляски Зап. побережье Африки
Диagenетический	Аллювиальный золоторудных россыпей	Аляска
	Прибрежный цирконий-титановых россыпей	Ярегское, Республика Коми

Таблица 6

Классификация месторождений осадков и концентратов истинных растворов

Ряд	Генетический тип	Пример
Седиментогенетический	Воды Мирового океана	Актау, Казахстан
	Рассолы и осадки современных морских бассейнов	Куули-Маяк, Туркменистан
	Рассолы и осадки современных континентальных бассейнов	Баскунчак, Астраханская область
Диagenетический	Известняки	Гора Матюковская, Пермский край
	Доломиты	Белый камень, Пермский край
	Ангидриты	Соколино-Саркаевское, Пермский край
	Ископаемые залежи солей	Верхнекамское, Пермский край
Катагенетический	Подземные хлоридные натриево-кальциевые йодо-бромные рассолы	Оверятское, Пермский край
Раннего гипергенеза	Минеральные подземные питьевые и лечебные воды	Усть-Качкинское, Пермский край

Таблица 7

Ряды и генетические типы месторождений подкласса осадков из коллоидных растворов

Ряд	Генетический тип	Пример
Седиментогенетический	Оолитовые железные руды	Западное побережье Европы
	Железомарганцевые конкреции дна океанов (гидрогенные)	Восточно-Тихоокеанское поднятие
Диагенетический оксидный	Марганцевые оксидные руды	Чиатура, Грузия Никополь, Украина
	Железные оолитовые руды	Керченское, Крым Лотарингский бассейн, Западная Европа
	Бокситы морские	Красная Шапочка, Свердловская обл.
	Бокситы континентальные	Тихвинское, Ленинградская обл.
Диагенетический восстановленный	Сидеритовый	Бакальские, Челябинская обл.
	Карбонатные марганцевые руды (родохрозитовый)	Северо-Уральский бассейн
	Черносланцевые толщи с золотом, платиной, ураном	Сухой Лог, Иркутская обл.

Таблица 8

Генетические ряды и типы месторождений биогенного подкласса

Ряд	Генетический тип	Пример
Седиментогенетический	Ракушечниковый	Крымские месторождения
	Сапропелевый	Тойно, Пермский край
	Гуано	Месторождения Перу
Диагенетический	Органогенных известняков	Шарашинское
	Мела	Вольское, Саратовская обл.
	Диатомита, опоки, трепела	Поволжье
	Ракушечниковых фосфоритов	Кингисеппское, Ленинградская обл.
	Желваковых фосфоритов	Вятско-Камское
	Торфа	Большое Камское
	Бурого угля марки Б1	Подмосковный бассейн
Катагенетический	Бурого угля марок Б2 и Б3	Подмосковный бассейн
	Каменного угля, антрацита	Донецкий бассейн
	Горючих сланцев	Прибалтийский бассейн

Таблица 9

Классификация месторождений биохимических осадков

Ряд	Генетический тип	Пример
Подкласс 1. Биогенный		
Седиментогенический	Ракушечниковый	Крымские месторождения
	Сапропелевый	Тойно, Пермский край
	Гуано	Месторождения Перу
Диагенетический	Органогенных известняков	Шарашинское
	Мела	Вольское, Саратовская обл.
	Диатомита, опоки, трепела	Поволжье
	Ракушечниковых фосфоритов	Кингисеппское, Ленинградская обл.
	Желваковых фосфоритов	Вятско-Камское
	Торфа	Большое Камское
	Бурого угля марки Б1	Подмосковный бассейн
Катагенетический	Бурого угля марок Б2 и Б3	Подмосковный бассейн
	Каменного угля, антрацита	Донецкий бассейн
	Горючих сланцев	Прибалтийский бассейн
Подкласс 2. Собственно биохимический		
Седиментогенический	Микрозернистых фосфоритов	Зоны апвеллинга
Диагенетический	Микрозернистых фосфоритов	Хребет Каратау, Казахстан
	Горючий газ	Западная Сибирь
Катагенетический	Нефть	Волго-Уральская область
	Горючий газ	Волго-Уральская область
Раннего гипергенеза	Подземные сероводородные воды	Пермский край
	Подземные углекислые воды	Пермский край

Залегание месторождений в верхней части осадочной оболочки делает их доступными для разработки. Учитывая большое разнообразие их состава, преобладание в них месторождений естественного строительного сырья, сырья для сельского хозяйства, можно полагать, что в перспективе использование литогенных месторождений будет увеличиваться [2].

Изучению литогенных месторождений посвящена отдельная дисциплина, которая преподается в магистратуре по направленности «Прикладная литология».

Библиографический список

1. Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. Геология и геохимия нефти и газа: учебник / под ред. Б.А. Соколова. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Изд-во МГУ; Изд. центр «Академия», 2004. 415 с.
2. Ибламинов Р.Г. Экономика минерального сырья: Учеб. пособие / Перм. ун-т. – Пермь, 2004. 308 с.
3. Ибламинов Р.Г. К вопросу о методологии изучения и классификации месторождений полезных ископаемых // Вестник Пермского университета. Геология. Т. 19, № 3. 2020. С. 282 – 301.
4. Кропачев А.М. Геохимические барьеры литогенеза и формирование месторождений полезных ископаемых / Перм. гос. ун-т. Пермь, 1983. 98 с. Деп. В ВИНТИ, № 2014-83.
5. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. I. 212 с.

LITHOGENIC MINERAL DEPOSITS

R.G. Iblaminov

riaminov@psu.ru

The concept of lithogenic deposits as exogenous products of geological processes suitable for use with real or expected benefits is considered. They differ in the specifics of genesis, conditions of occurrence and mineral composition. The occurrence of deposits in the upper part of the sedimentary shell makes them available for development. These include common minerals. In the future, the use of lithogenic deposits will expand due to their use in construction, agriculture and other industries.

Keywords: lithogenesis, deposits, types of minerals.

Р.Г. Ибламинов

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

УНИВЕРСАЛЬНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПРОДУКТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Рассмотрена универсальная генетическая классификация природных продуктов геологических процессов, включающих разнообразные горные породы и содержащиеся в них скопления минеральных веществ, пригодные для практического использования – месторождения полезных ископаемых как наиболее разнообразные геологические объекты. Использование универсальной классификации позволяет исследовать и сопоставлять объекты на единой методологической основе.

Ключевые слова: геологические процессы, горные породы, месторождения, полезные ископаемые, генетическая систематизация.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.103

Проблемы классификации природных объектов на протяжении столетий занимали умы учёных [3]. В природе, в первую очередь в недрах Земли, существует множество объектов, физико-химические условия формирования которых современной науке до конца не ясны. Это относится к разнообразным горным породам и таким важным с практической точки зрения объектам, какими являются месторождения полезных ископаемых.

Продукты геологических процессов образуют природные тела. Тела горных пород представляют собой конечные на момент исследования продукты геологических и обусловленных ими термо-динамических и химических явлений. Геологи исследуют результаты природных процессов в виде минеральных веществ, но в отличие от лабораторных экспериментаторов им до конца не известны исходные вещества, из которых образовались объекты земных недр, и физико-химические условия минералообразования (рис.). О составе исходных веществ и условиях пороодообразования мы можем судить лишь косвенно, прежде всего, по продуктам природных процессов – горным породам. Для этого исследуется их минеральный, химический, изотопный состав, выполняются определения абсолютного возраста, изучается состав минеральных и газовой-жидких включений, моделируются природные процессы в лабораторных условиях при известных составах исходных веществ, температурах и давлениях.

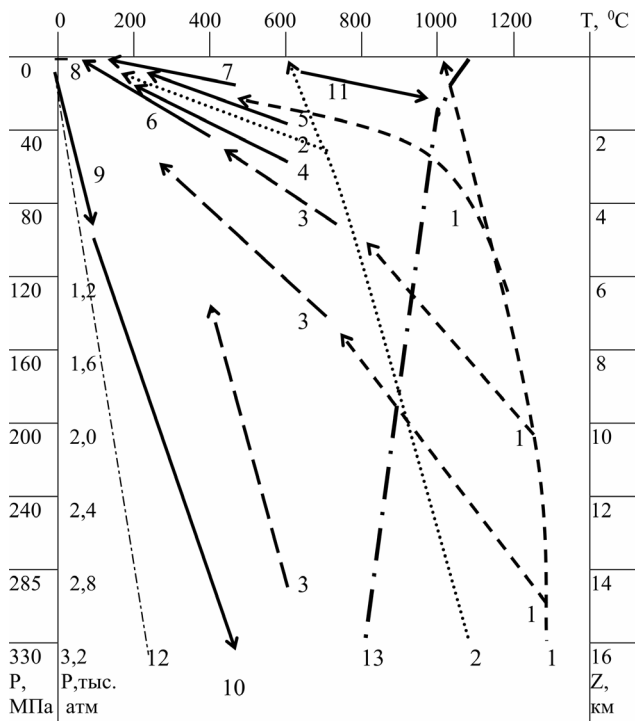


Рис. Схема, иллюстрирующая термобарические условия геологических процессов образования горных пород:

1 – магматических, 2 – карбонатитовых, 3 – пегматитовых, 4 – автотермических, 5 – контактово-метасоматических, 6 – гидротермальных, 7 – вулканогенно-осадочных, 8 – выветривания, 9 – диа- и катагенетических, 10 – регионального метаморфизма, 11 – контактового метаморфизма (исходные данные по В.И. Смирнову, 1982 [5]); 12 – линия геотермического градиента, 13 – линия начала плавления пород (12 и 13 по А.А. Маракушеву, 1993 [2])

Горная порода в большинстве случаев является составной частью окружающих её совокупностей горных пород и формируется вместе с ними, являясь начальным, промежуточным или конечным продуктом их образования. Как известно, геологические процессы подразделяются на эндогенные, источником энергии которых являются недра Земли, и экзогенные, источником энергии которых является Солнце. Среди эндогенных в качестве самостоятельных выделяются метаморфогенные процессы преобразования эндогенных и экзогенных продуктов минералообразования. Таким образом, намечаются три серии процессов: эндогенная, экзогенная и метаморфогенная, каждая из которых состоит из групп конкретных процессов.

Продукты эндогенных и метаморфогенных процессов объединяются в петрогенные горные породы, которые согласно Петрографическому кодексу [4] подразделяют на пять типов:

- магматические – продукты затвердевания природных расплавов;
- метаморфические – продукты перекристаллизации магматических и осадочных пород в изменившихся термобарических условиях;
- метасоматические – продукты замещения первичных пород под действием растворов;
- мигматитовые – продукты интенсивного метаморфического преобразования исходных пород вплоть до их частичного плавления;
- импактные – продукты преобразования горных пород при ударе и взрыве космических тел.

Таким образом, предметом петрографических исследований становятся пять перечисленных типов горных пород.

Наука, изучающая осадочные породы, в России получила наименование «Литология». За рубежом в англоязычной литературе закрепился термин «sedimentology». По нашим представлениям, литология – это раздел науки о веществе земной коры, изучающий её экзогенные образования, т.е. продукты, возникшие под действием энергии Солнца. В сферу её исследований входят коры выветривания, их остаточные и инфильтрационные продукты; современные осадки континентов и океанов; возникшие в результате механо-, химо-, биохимогенеза, осадочные горные породы как продукты преобразования осадков, заключенные в них полезные ископаемые. Мы также считаем целесообразным включение в сферу литологии метаморфических горных пород, во всяком случае, продукты регионального и локального метаморфизма, осадочная природа которых отчётливо может быть установлена, такие как, например, железистые кварциты, мраморы, графитовые породы и т.п.

В современной литологии преобладает тенденция классифицировать осадочные породы по вещественному составу. Популярна классификация М.С. Швецова [7], разделяющая осадочные породы по условиям образования на обломочные, глинистые, химические и биохимические [8].

Месторождения полезных ископаемых как продукты геологических процессов в отличие от горных пород более разнообразны по составу и строению. Они, в силу практической необходимости, весьма детально изучаются с морфологической и вещественной точек зрения. Для них разработаны подробные генетические классификации [1, 9].

Горные породы и месторождения, как природные объекты весьма многообразны и неповторимы, однако в некоторых из них существуют общие черты, которые позволяют выделять продукты геологических

процессов с одинаковыми свойствами, т.е. классифицировать их. Классификации необходимы, прежде всего, для систематизации всего многообразия продуктов минералообразования и сведений о них. Кроме того, классификации имеют большое значение с теоретической точки зрения выяснения условий формирования и с практической точки зрения прогнозирования наличия геологических тел и их свойств.

Таблица

Общая характеристика генетических групп геологических образований

Серия	Группа	Генетический процесс	Состояние среды	Геологические условия размещения	Характерные геологические образования
А. Эндогенная	I. Магматическая	Магматический	Магматический расплав и флюиды	Комплексы магматических пород	Магматиты, в т.ч. карбонатиты и пегматиты. Руды хрома, железа, никеля, платины, ниобия, циркония, лития, бериллия; алмазы. апатит, флогопит
	II. Метасоматическая	Метасоматический	Пар, гидротермальный раствор	Периферия интрузий кислых или щелочных пород, гранитоидных	Автометасоматиты, руды олова, вольфрама, молибдена. Контактные метасоматиты, руды железа, свинца и цинка, бор
	III. Гидротермальная	Гидротермальный	Гидротермальный раствор	Магматические, осадочные и метаморфические породы	Гидротермалиты, руды золота, меди, полиметаллов, сурьмы и ртути
Б. Экзогенная	I. Выветривания	Выветривания	Метеорные воды, живое вещество	Коры выветривания, палеогоризонты подземных вод	Коры выветривания, руды никеля, урана, меди, алюминия; глины; инфильтрационные образования, руды меди, урана, ванадия
	II. Осадочная	Литогенез	Метеорные воды, живое вещество	Поверхностные бассейны, осадки, осадочные горные породы	Обломочные породы, россыпи; хемогенные породы, сульфаты, соли, руды железа, марганца, алюминия; биохимолиты, нефть, уголь, фосфориты
В. Метаморфогенная	I. Регионального метаморфизма	Региональный метаморфизм	Растворы, твердая фаза	Метаморфические горные породы	Метаморфиты, мраморы, кварциты, графит, руды железа, золота, урана; мигматиты, пегматиты, руды золота
	II. Локального метаморфизма	Контактный метаморфизм	Твердая фаза	Экзоконтактные зоны интрузивных и эффузивных горных пород	Мрамор, графит, корунд

Теоретически с философских позиций проблемы классификации в геологии рассмотрел И.П. Шарапов. Он отмечал, что классификация – это операция распределения предметов по классам, связанным в систему и различающимся между собой по интересующему нас признаку [6].

С разных точек зрения, в том числе учебно-методической, было бы целесообразно разработать универсальную генетическую классификацию геологических объектов, положив в основу классификацию месторождений полезных ископаемых, как наиболее детально изученных объектов в процессе геологической разведки и эксплуатации. Пример генетической классификации геологических объектов с подразделением на серии и группы приведен в таблице. Группы выделены по ведущему генетическому процессу минерало- и пороодообразования,

Библиографический список

1. Ибламинов Р.Г. К вопросу о методологии изучения и классификации месторождений полезных ископаемых // Вестник Пермского университета. Геология. Т. 19, № 3. 2020. С. 282 – 301. 16 с.
2. Маракушев А.А. Петрография: учеб. для вузов. М.: Изд-во МГУ, 1993. 320 с.
3. Новые идеи в научной классификации: монография / УрО РАН. Екатеринбург, 2010. Вып. 5. 350 с., 2010.
4. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
5. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. 4-е изд. М.: Недра, 1982. 669 с. (1-е изд. 1965; 2-е изд. 1969; 3-е изд. 1976).
6. Шарапов И.П. Метагеология: некоторые проблемы. М.: Наука, 1989. 208 с.
7. Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Недра, 1958. 208 с.
8. Янаккурт О.В. Литология: учебник. М.: Изд. Центр «Академия», 2008. 336 с.
9. Rustem G. Iblaminov. Genetic Systematics of Mineral Deposits as Theoretical Basis of Mining Projects // SGEM GeoConference 2020. Albene, Bulgaria.

UNIVERSAL CLASSIFICATION OF PRODUCTS OF GEOLOGICAL PROCESSES

R.G. Iblaminov

riaminov@psu.ru

The universal genetic classification of natural products of geological processes, including a variety of rocks and mineral accumulations contained in them, suitable for practical use – mineral deposits as the most diverse geological objects, is considered. The use of universal classification makes it possible to investigate and compare objects on a single methodological basis.

Keywords: geological processes, rocks, deposits, minerals, genetic systematization.

Ю.А. Килин, И.И. Минькевич, Г.С. Жуланов

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ТАЛИЦКОМ УЧАСТКЕ ВКМС

В районах разработки соляных месторождений особую роль занимают воды надсолевого комплекса. Изучение химического состава надсолевых вод, проницаемости горных пород, гидродинамического режима, установление над-ежных водоупоров является одной из главных задач при оценке возможности эксплуатации месторождения. Геологические, тектонические и гидрогеологические условия Талицкого участка ВКМС сложные. Требуется проведение специальных гидрогеологических исследований в надсолевой толще – опытные откачки, мониторинг за режимом подземных вод, водобалансовые расчеты, моделирование, прогнозирование.

Ключевые слова: Надсолевые воды, Верхнекамское месторождение солей, минерализация, химический состав, опытные откачки.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.108

Талицкий участок Верхнекамского месторождения в административном отношении находится в пределах Березниковского городского округа Пермского края Российской Федерации, в 10 км от г. Березники. На территории участка имеются населенные пункты – поселок Железнодорожный, Троицк, Шиши, Большие Комиссары, Шевалдино (рис. 1). Площадь участка составляет 69,56 км². С запада от него расположено шахтное поле рудника БКПРУ-2, отрабатывающего запасы Дурыманского участка, с севера – шахтное поле рудника БКПРУ-4, отрабатывающего запасы Быгельско-Троицкого участка, с юга – Первомайский участок, на востоке – Восточно-Талицкий участок месторождения. На территории Талицкого участка выполнен значительный объем геологосъемочных, гидрогеологических, структурно-геоморфологических, геофизических, аэрогеологических и других работ. Промплощадка Талицкого ГОКа, тяготеющая к южной части шахтного поля, приурочена к северо-западному склону пологого куполовидного Талицкого поднятия [4].

В гидрогеологическом отношении территория относится к восточной окраине Предуральяского артезианского бассейна, характеризующегося платформенными условиями формирования подземных вод.

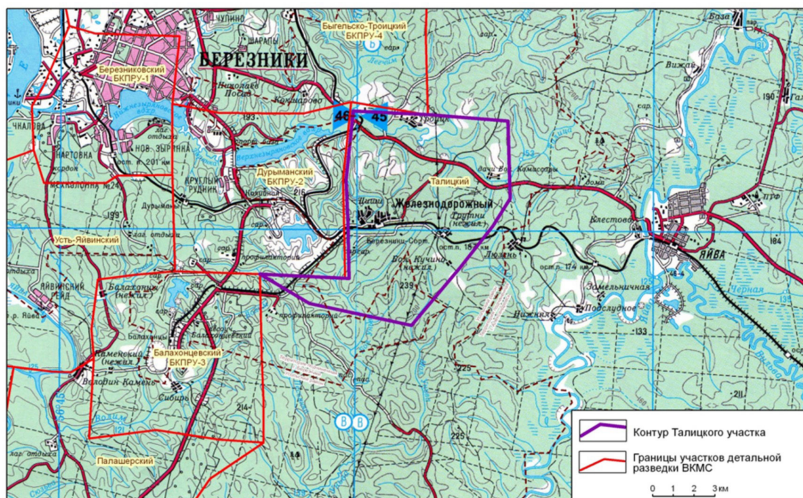


Рис. 1. Схема расположения Талицкого участка ВКМС [3]

На исследуемой территории выделяется два гидродинамических и гидрохимических этажа, разделенных региональным водоупором – соленосной березниковской свитой кунгурского яруса. Нижний этаж не имеет связи с поверхностью и характеризуется застойным режимом. Верхний этаж находится в зоне интенсивного водообмена – это водоносный локально-слабоводоносный четвертичный аллювиальный горизонт, слабоводоносный локально-водоносный шешминский терригенный комплекс и водоносная соликамская терригенно-карбонатная свита (рис. 2).

Водоносный локально-слабоводоносный четвертичный аллювиальный горизонт – аQ распространен в прибрежной части реки Яйвы, вероятнее всего в полосе меандрирования русла. Мощность от 2 до 7 м. Представлен сверху песками мощностью 1,5-2,5 м переходящими в базальный горизонт галечников с песком и валунами мощностью до 5 м. Аллювий рек Зырянка, Извер и Талица имеет участки преимущественно глинистого и песчаного состава. Сюда же можно отнести, как потенциально проницаемые породы днепровского горизонта (Изверский маргинальный канал) мощностью более 25-30 м, представленные валунно-галечниковыми отложениями с грубозернистым полимиктовым песком. Аллювий может иметь крайне незначительные коэффициенты фильтрации, о чем свидетельствует существование Семинского пруда, находящегося в области наиболее возвышенной части Березниковского

Эратема	Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Свита	Подсвита	Толща, пачка	Литологическая колонка	Средняя мощность, м	
Кайнозойская	Четвертичная	Пермская - Р	Нижний - Р ₁	Уфимский - Р ₁ и	Шешминский - Р ₁ и ₁ (§§)	Шешминская - Р ₁ §§	Пестроцветная толща (ПЦТ) - Р ₁ §§		7,9	
							Терригенно-карбонатная толща (ТКТ) - Р ₁ sl ₂		30,9	
					Соликамский - Р ₁ и(sl)	Соликамская - Р ₁ sl	Верне-соликамская - Р ₁ sl ₁	Соляно-мергельная толща (СМТ) - Р ₁ sl ₁		114,4
										94,0
						Нижнесоликамская - Р ₁ sl ₁	Переходная пачка (ПП)		11,2	
									Кунгурский - Р ₁ к	Иренский - Р ₁ к ₂ (lr)
				Карналлитовая пачка (КП) - Р ₁ br ₃ ^{см}		32,9				
				Сильвинитовая пачка (СП) - Р ₁ br ₃ ^{сд}		13,1				
				Подстилающая каменная соль (ПДКС) - Р ₁ br ₂		23,6				
						1,7				
				345,0						
				Глинисто-ангидритовая толща (ГАТ) - Р ₁ br ₁		300,0				
<div><div><div></div><div></div><div></div><div></div></div><div><div></div><div></div><div></div><div></div></div><div><div></div><div></div><div></div><div></div></div><div><div></div><div></div><div></div><div></div></div></div>										

Рис. 2. Сводный стратиграфический разрез Талицкого участка [4]

поднятия и пересечения зон разломов. Овражный аллювий логов, представленный переслаиванием песков, супесей и суглинков мощностью 1-10 м, характеризуется средним коэффициентом фильтрации 0,1 м/сут.

Шешминский слабоводоносный локально-водоносный терригенный комплекс имеет ограниченное распространение и слагает, в основном, водораздельные площади (южная и юго-западная части участка). Пестроцветная толща комплекса (ПЦТ) представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с редкими прослоями известняков. В силу небольшой мощности, распространенных в разрезе глинистых разностей пород комплекс не содержит больших запасов воды. Распространен на междуречье рек Талица и Яйва и в западной части территории. Отсутствует в долине рек Яйва, Уньвы и в верховьях М. Уньвы. Мощность изменяется от 0 до 85 м. Верхняя часть толщи на водоразделах находится в зоне спорадического водонасыщения (зона аэрации). Питание подземных вод происходит преимущественно инфильтрацией атмосферных осадков. Часть воды перетекает в терригенно-карбонатную толщу (ТКТ) на водораздельных пространствах. Воды пресные с минерализацией 0,2-0,4г/дм³, по основным компонентам состава гидрокарбонатно-кальциевые. Коэффициенты фильтрации пород составляют около 1 м/сут, а удельные дебиты скважин чаще не превышают 0,5-1 л/сек. Водопроницаемость толщи резко контрастная по вертикали. Согласно результатам бурения кустовых скважин (июнь-июль 2017 г.) подземные воды шешминского водоносного комплекса вскрыты скважинами №№1/1ц, 3/1ц, 4/1ц, 1н на глубине 12,5-27,5 м.

Водоносная верхнесоликамская терригенно-карбонатная подсвита (соответствует ТКТ) является основным (и единственным) объектом водоснабжения Талицкого ГОКа и представляет мощный продуктивный водоносный горизонт, широко используемый в системе хозяйственного и промышленного водоснабжения Березниковско-Соликамского промзла. Терригенно-карбонатная толща, имеет мощность от 7 до 160 м (минимальна в верховьях р. Талицы, в долине р. Яйва около 60 м, под шешминскими отложениями 120-140 м). Нижняя часть разреза - плитняковый водоносный горизонт (около 50-60 м) - сложен известняками с линзами и прослоями песчаников, алевролитов и мергелей, верхняя часть - преимущественно песчаниками с линзами и прослоями алевролита, известняка и аргиллита. Породы трещиноватые, в отдельных слоях кавернозные. Трещины и каверны частично или полностью заполнены кальцитом, в нижних слоях - гипсом. Питание свита получает почти по всей площади распространения за счет перетекания из вышележащих пород ПЦТ или непосредственно инфильтрации в местах ее

отсутствия. Разгрузка происходит перетеканием в ПЦТ или в аллювий в долинах рек. Отмечается переток вод (поглощение): в скважине №4/1ц с глубины 7,2 м на глубину 10,05 м; в скважине №4/2, уровень появления - 7,3 м, восстановления на уровне 11,05 м. Воды верхнесоликамского комплекса вскрываются повсеместно на глубине 14,7-32,6 м. Степень обводненности пород толщи характеризуется широким разбросом величин удельных дебитов скважин – от долей л/с/м (скважины 102г, 104г, 202, 203) до 13,33 л/с/м (скважина 287) при коэффициенте фильтрации от долей до 37,6 м/сут (скважина 287). По данным откачки из скважины 3дт коэффициент фильтрации составляет 0,53-2,11 м/сут, что значительно ниже среднего значения для этой толщи (8 м/сут), полученного по результатам ранее проведенных исследований. Средние значения коэффициента фильтрации составляют: в долинах рек – 13,3 м/сут, на водоразделах – 0,9 м/сут, в промежуточных областях (на склонах долин) – 3,4 м/сут.

Водоносная нижнесоликамская соляно-мергельная подсвета (СМТ) развита на всей территории исследований и имеет мощность от кровли до соляного зеркала (принимаемого региональным водоупором) от 60 до 110 м. В центральной части территории мощность около 90 м. Толща сложена переслаиванием мергелей с различным содержанием глинистого материала. Некоторые слои являются карбонатными глинами.

Минерализация вод в зависимости от глубины интервала опробования по разным скважинам варьирует от 80 до 300 г/дм³ при хлоридно-натриевом составе, что определяет необходимость использования приведенных напоров для определения направлений движения подземных вод. Среднее значение приведенного напора на территории исследований около 135-140 м, что для центральных частей территории позволяет говорить о перетекании из ТКТ в СМТ. Для верхней части СМТ положение статического уровня изменяется от 1,6 м до 96 м, в большинстве случаев составляя 50-80 м. Величины удельных дебитов скважин изменяются от долей до первых л/с/м при коэффициенте фильтрации от долей до 13,65 м/сут (скважина 287). По данным откачек из скважин 2дт и 3дт коэффициент фильтрации составляет 0,005-0,024 м/сут, что также значительно ниже среднего значения для этой толщи (3,78 м/сут), полученного по результатам ранее проведенных исследований. Подземные воды в зоне активного водообмена, гидрокарбонатно-сульфатные магниевые-кальциевые с минерализацией 0,9 г/дм³. Вниз по разрезу воды становятся хлоридно-сульфатными магниевыми-натриево-кальциевыми, с более высокой минерализацией (до 6,9 г/дм³ – скважина 1017). С глубиной они

сменяются хлоридными рассолами, минерализация которых возрастает по мере приближения к переходной пачке ($272,6 \text{ г/дм}^3$ – скважина 103г).

По результатам проведенных геолого-геофизических работ в пределах Талицкого участка выделено 10 одиночных разломов и две локальные зоны – Зырянская и Сибирская. К этим двум зонам приурочены повышенные зоны водообильности. Первый приурочен к линейной Зырянской трещиноватой зоне широтного простирания. Здесь находятся крупные по дебиту родники (род. 1584 – $Q = 15,0 \text{ л/с}$, 1533 – $Q = 20 \text{ л/с}$, 1536 – $Q = 50 \text{ л/с}$). Второй участок находится в бассейне левых притоков р. Талица и р. Извер. Эта зона характеризуется повышенной неотектонической активностью, которая проявляется в высокой вертикальной и горизонтальной расчлененности рельефа. Она занимает восточную часть аномальной зоны, выделенной на прилегающей с запада площади. Здесь на площади $12\text{--}15 \text{ км}^2$ расположена серия родников с дебитом от 1-2 до 20-50 л/с; средний дебит родников 6-7 л/с.

С учетом общих гидрогеологических закономерностей отмечается, что водообильность соликамской водоносной свиты выше в северной части участка, чем в южной. Это можно объяснить лучшими условиями питания свиты благодаря меньшей площади перекрывающих шешминских отложений, повышенной трещиноватостью водовмещающих пород.

Отложения соляной толщи безводны, при проходке и опробовании скважин в породах соляной толщи признаков обводненности пород не зафиксировано.

Исходя из особенностей геологического строения, гидрогеологических условий в надсолевом водоносном комплексе прослеживаются три вертикальные гидрохимические зоны. В верхней части разреза преобладают воды $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ гидрохимической фации. Она характерна для водоносных горизонтов пёстроцветной (ПЦТ) и терригенно-карбонатной (ТКТ) толщ. Ниже находится зона более минерализованных вод $\text{SO}_4\text{-Ca}$ состава, приуроченная к соляно-мергельной толще (СМТ), в нижней части которой заключены Cl-Na рассолы. При разработке Верхнекамского месторождения калийно-магнєвых солей наибольшее значение имеют воды, приуроченные к кровле соляной залежи. Это естественные карстовые рассолы, формирующиеся в результате выщелачивания слабominерализованными водами покровной каменной соли. В зависимости от степени насыщения NaCl минерализация их достигает 300 г/дм^3 и более. Они в небольших количествах содержат Br, B и свободный сероводород. На участках разведочных скважин и шахтных стволов, вскрывших покровную каменную соль, возможен контакт

надсолевых Cl-Na рассолов с калийно-магниевыми (карналлитовыми) пластами. В этом случае в составе рассола резко возрастает содержание калия и магния. Особенно в районе города Соликамска, где глубина залегания карналлитовой толщи гораздо меньше, чем в Березниках [2].

Внутрисолевые воды встречены при проходке шахтных стволов. Истечение рассолов происходит как из отдельных замкнутых полостей в виде выбросов жидкости с газом, так и из глинистых прослоек путём капельного выделения или увлажнения соляных масс. Рассолы отличаются повышенной минерализацией, большим удельным весом, обогащены хлористыми кальцием и бромидом. Все они относятся к хлоридному типу (по М.Г. Валяшко) и имеют солёность до 320 г/кг и более [2]. Анализ данных растворов (по данным Г.В. Бельтюкова) показал, что они относятся к седиментационным в той или иной мере метаморфизованным рассолам [1]. Изменения в составе первичных рассолов выразились в потере сульфат-иона и Mg, частичной заменой последнего на Ca и увеличении содержания иона хлора. Наиболее чётко приток рассола фиксируется при бурении веерных шпуров и подземных скважин, дренирующих рассолы из пересекаемых глинистых прослоек в силвинитовой породе.

По химическому составу межсолевые рассолы седиментационного происхождения представляют предельно крепкие сильно метаморфизованные хлоридные кальциевые и натриево-калиево-кальциево-магниевые рассолы с повышенным содержанием брома (Br), бора (B), лития (Li) и других элементов (табл.).

То есть межсолевые рассолы коренным образом отличаются по химическому, газовому составу от надсолевых, а также межсолевых рассолов инфильтрационного происхождения.

Выводы.

1. Гидрохимический состав подземных вод Талицкого участка ВКМС имеет нормальный гидрохимический разрез – сверху вниз растёт минерализация, химический состав меняется с HCO_3 -Ca на SO_4 -Ca и Cl-Na состав.

2. На площади распространения соликамской терригенно-карбонатной свиты установлены два участка, характеризующихся высокой водообильностью. Первый приурочен к линейной Зырянской трещиноватой зоне широтного простирания. Второй участок расположен в бассейне левых притоков р. Талица и р. Извер. На этих участках отмечается крупные по дебиту родники до 50 л/с и более мощная зона пресных вод.

3. Химический состав межсолевых рассолов имеет хлоридно-кальциевый и натриево-калиево-кальциево-магниевый состав,

надсолевые воды имеют хлоридного натриевого, что является основой для проведения гидромониторинга при добыче калийных солей. Появление Cl–Na рассолов в горных выработках свидетельствует о нарушении соляного зеркала (водоупора).

4. Соляное зеркало (водоупор) вскрывается на глубинах 250 м, мощность зеркала до 20 м.

Таблица

Состав внутрисолевых рассолов Верхнекамского месторождения

№ п/п	Состав, г/дм³					Σ солей	ρ г/см3
	NaCl	KCl	MgCl₂	CaCl₂	CaSO₄		
БПКРУ-1							
1	47,7	55,6	164,7	113,6	0,3	381,9	1,276
2	38,9	46,7	210,4	104,9	0,3	401,2	1,294
3	37,4	49,1	200,8	101,2	отс.	388,6	1,280
4	42,5	41,8	197,9	62,3	0,3	344,8	1,275
БПКРУ-2							
5	35,3	31,8	223,8	108,0	отс.	398,9	1,292
6	29,0	35,1	229,8	109,9	0,1	403,9	1,292
7	89,3	57,2	97,5	111,4	0,2	355,6	1,258
СПКРУ-1							
8	57,8	53,3	175,0	89,0	отс.	375,1	1,270

Библиографический список

Опубликованная литература

1. Бельтюков Г. В. Инженерно-геологические процессы, возникающие при разработке соляных залежей // Вестник Перм. ун-та. 1999. Геология. Вып. 5. С. 217-222.
2. Минькевич И. И., Килин Ю.А. Типы подземных вод соляных месторождений (на примере Верхнекамского месторождения калийно-магнєвых солей). Матер. XXIII Совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока с международ. участием. Институт земной коры СО РАН. Иркутск, 2021. С. 203-207.
3. Кудряшов А. И., Баяндина Э. О. и др. Изучение материалов бурения и разработка исходных геологических данных для составления ТЭО постоянных разведочных кондиций Талицкого участка Верхнекамского месторождения. Отчет ООО «НПФ «Геопроект», Пермь, 2011.
4. Савченко В. В., Кацемба Д. И. и др. Строительство горно-обогатительного комплекса (ГОКа) на Талицком участке Верхнекамского месторождения калийно-магнєвых солей. Исходные данные на проектирование. Геологическая часть. Отчет ОАО «Белгорхимпром», Минск, 2012.

PECULIARITIES OF THE CHEMICAL COMPOSITION OF THE
SOLIKAMSK AQUIFER AT THE TALITSKY SITE OF THE VKMS

Yu.A. Kilin, I.I. Minkevich, G.S. Zhulanov

e-mail: iks-org@ mail.ru.

Annotation. In the areas of development of salt deposits, a special role is played by the waters of the salt complex. The study of the chemical composition of above-salt waters, the permeability of rocks, the hydrodynamic regime, the establishment of reliable water barriers is one of the main tasks in assessing the possibility of exploitation of the deposit. The geological, tectonic and hydrogeological conditions of the Talitsky section of the VKMS are complex. It is required to conduct special hydrogeological studies in the salt column-experimental pumping, monitoring of the groundwater regime, water balance calculations, modeling, forecasting.

Keywords: Above-salt waters, Verkhnekamskoye salt deposit, mineralization, chemical composition, experimental pumping.

УДК 553.41

С.Б. Коврижных

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЗОЛОТА ОДНОГО ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОГО УРАЛА

Выполнен гранулометрический анализ шести выборок золота, отобранных при разведочных работах на одной из россыпей западного склона Среднего Урала. Проведено описание частиц золота. Показана достаточно однородная структура размерных классов золота.

Ключевые слова: россыпь, золото, гранулометрический анализ, Северный Урал.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.117

Для территории Пермского края основные перспективы поисков и выявления месторождений россыпного золота связаны с горно-складчатой областью западного склона Урала в Красновишерском и Горнозаводском районах. Территория достаточно хорошо изучена при проведении геологосъемочных и различных поисковых работ, полностью охвачена геологическими съемками масштабов 1:200 000 и 1:50 000. На протяжении почти трех веков здесь вели успешные поиски и разработку золотоносных россыпей. В результате этих работ в Пермском крае установлено около 100 проявлений коренного и россыпного золота – традиционных источников добычи золота в мировой практике [1].

Объектом исследования являлась россыпь на западном склоне Северного Урала. В геологическом строении района исследуемой россыпи принимают участие метаморфизованные, сильно дислоцированные породы нижнего верхне-протерозойско-палеозойского и рыхлые образования верхнего мезозой-кайнозойского структурных этажей. Кроме пликативных структур важную роль в геологическом строении играют дизъюнктивные дислокации.

Площадь насыщена разрывной и трещинной тектоникой различного ранга и возраста. Региональные глубинные разломы являются по происхождению рифтогенными, отчетливо контролируются цепочками даек, реже интрузивных массивов основного состава, имеют субмеридиональное простирание и амплитуду смещения от 400 до 2000 метров; протягиваются на первые сотни километров и контролируют различного типа оруденение [3].

Промышленная золотоносность приурочена исключительно к линейным зонам разрывных нарушений, которые являются рудоподводящими и рудо локализирующими золоторудной минерализации.

Определяющее влияние на рудную минерализацию площади имеют крупные зоны региональных разломов. В этих зонах, на участках интенсивного проявления разноориентированных высокопорядковых разрывных нарушений развиты мощные (метры - первые десятки метров), широкие (десятки метров) и протяженные (сотни метров) зоны гидротермальной проработки выветрелых вмещающих пород, насыщенные желваками, натечными формами и землистыми массами лимонита, кварц-лимонитовой брекчии, сыпучками пирролюзитов инфильтрационного генезиса. Такие участки часто фиксируют собой зону вторичного золотого обогащения золото-сульфидного оруденения, образованную за счет неоднократно проявившегося (T_3-K_2 ; $P_3^3-Q_1$) низкотемпературного процесса аргиллизации и являются поисковым признаком как на рудное золото, так и на золото кор выветривания и россыпи. Вдоль мелких тектонических нарушений и по трещиноватости пород здесь развиваются вторичные кварциты, карбонат-кварц-хлоритовые, кварц-хлоритовые с мелкочешуйчатым темно-зеленым хлоритом метасоматиты с обильной минерализацией пиритом, халькопиритом, галенитом, отмечается самородная медь [4].

Район работ полностью входит в состав Западного рудоносного пояса, золотое оруденение которого относится к метаморфогенно-гидротермальному типу и представлено золото-сульфидной, в меньшей мере, золото-кварцевой рудными формациями. С магматической формацией дифференцированных основных интрузий связано медно-никелевое и золотое типы оруденения.

С линейными зонами разломов пространственно совпадают эрозивно-структурные депрессии, развитые по трещиноватым и выветрелым породам. В пределах этих зон находятся первичные речные системы продольного заложения по отношению к складчатым структурам Урала [2].

Для исследования было предоставлено шесть групп концентратов золота, отобранных из разных частей россыпи, расположенной в такого рода речной системе.

Был проведен гранулометрический анализ и описание частиц золота, а также сделаны вероятные выводы о природе золота данной россыпи. Аналитические исследования проводились в лаборатории ПГНИУ.

Гранулометрический состав россыпного золота и особенности

формы его зерен являются основными технологическими параметрами, которые определяют условия его формирования. Для определения гранулометрических характеристик шести групп концентратов золота был применен метод ситового анализа с последующим взвешиванием и opisанием. Ситовой анализ осуществлялся путем механического разделения материала на фракции (классы) с частицами определенной крупности. Использованы сита с размером отверстий: 0,1(0,125); 0,25; 0,5; 1,0 мм. Взвешивание производилось на лабораторных весах с точностью до 0,1 мг.

По гранулометрическому составу золото было разделено на следующие классы: пылеватое (менее 0,05 мм), тонкое (0,1–0,05 мм), мелкое (0,25–0,1 мм), среднее (более 0,5–0,25 мм), крупное (0,5–1,0 мм) и очень крупное (более 1,0 мм).

Гранулометрический состав золота достаточно однороден. После взвешивания всех фракций по отдельности был сделан вывод, что основная масса россыпного золота представлена средним классом до 0,5 мм (рис.1).

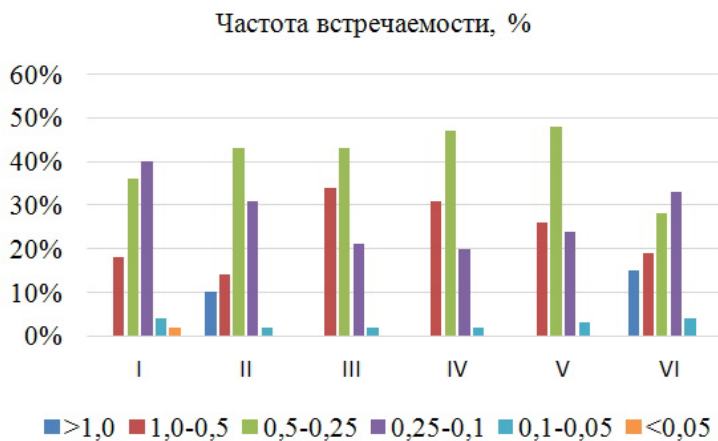
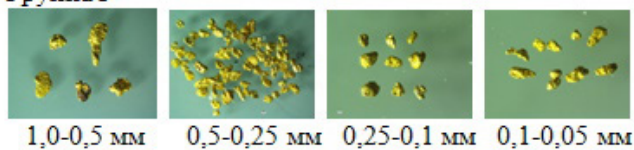


Рис. 1. Гранулометрическое распределение частиц золота по классам крупности (мм); I-VI – группы выборки золота

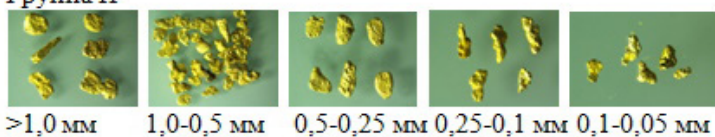
Для описания морфологии частиц золота были сделаны фотографии по фракциям (рис.2).

Морфология золота разнообразна. Размер частиц >1,0мм был обнаружен только во II и IV группах. Все золотины жёлтые, хорошо окатанные, есть небольшие выпуклости по краям. Половина частиц имеют округлую форму, остальные – вытянутую. Преобладают уплощенные,

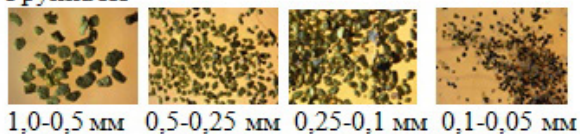
Группа I



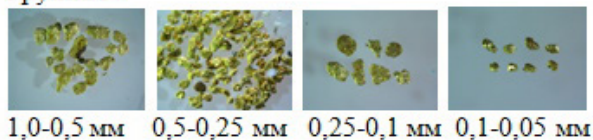
Группа II



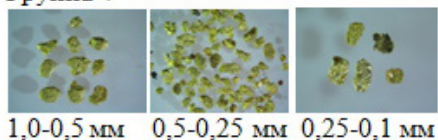
Группа III



Группа IV



Группа V



Группа VI

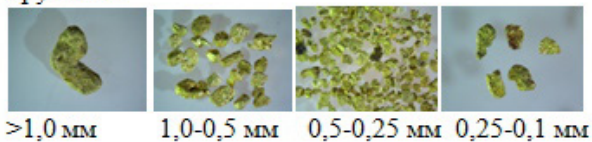


Рис. 2. Фото групп выборок золота по фракциям

хорошо окатанные частицы чешуйчатой формы. Поверхность неровная, шероховатая. Блеск тусклый металлический. Наличие видимой поверхности скольжения на некоторых золотишках говорит о механическом воздействии на них. Также около 20% зерен с темно-коричневым налетом на поверхности, налет скорее всего образован гидроксидами железа.

В средней фракции (0,5-0,25мм) ярко-жёлтое золото представлено разнообразными формами: округлые ближе к шаровидной, изометричные, вытянутые. Во многих агрегатах видны трещины.

В мелком классе (0,25-0,1мм) были обнаружены желтые хорошо окатанные, плотные шарики с небольшими наростами. В целом, преобладают плотные вытянутые формы частиц. Присутствуют и уплощенные зерна.

В тонком классе (0,1-0,05мм) также преобладают вытянутые формы.

Библиографический список

1. Копылов И.С., Наумов В.А., Голдырев В.В., Брюхов В.Н. Региональный структурно-геодинамический анализ Вишерской площади по результатам аэрокосмогеологических исследований с целью поисков золота // Аэрокосмические методы в геологии. I Международная научно-практическая конференция. Пермь, 2019. С. 77-84.
2. Наумов В.А., Коврижных С.Б. Формирование россыпей золота на западном Урале в связи с закономерностями развития гидросети // Россыпи и месторождения кор выветривания XXI века: задачи, проблемы, решения. Воронеж, 2021 г. С.121-123.
3. Сазонов В.Н., Григорьев Н.А. и др. «Золото Урала. Коренные месторождения», УИФ Науки, Екатеринбург, 1993 г.
4. Серов М.С. Отчет о поисково-оценочных работах, проведенных в пределах Улсовской площади в 1991-1994 гг. Отчет Велсовской ГРП. Североуральск, 1995 г.

GRANULOMETRIC STRUCTURE OF GOLD FROM ONE OF THE DEPOSITS OF THE NORTHERN URALS

S.B. Kovrizhnykh

svetlanakovrizhnykh@mail.ru

A granulometric analysis of six samples of gold taken during exploration work on one of the placers on the western slope of the Middle Urals was performed. The description of gold particles is carried out. A rather homogeneous structure of gold size classes is shown.

Keywords: placer, gold, granulometric analysis, Northern Urals.

И.С. Копылов

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ГИДРОГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ТУНГУССКОГО БАССЕЙНА

Проведены гидрогазогеохимические нефтегазопроисследовательские исследования на западе Сибирской платформы в бассейне р. Подкаменной Тунгуски. Изучено 2,7 тыс. источников подземных вод и водотоков по водорастворенным газам. Основными информативными гидрогазогеохимическими показателями в Тунгусском бассейне в верхней гидродинамической зоне являются: метан и тяжелые углеводороды. Установлено 40 аномалий по метану и 48 – по тяжелым углеводородам, приуроченных в основном к геодинамическим активным зонам и локальным тектоническим структурам.

Ключевые слова: нефтегазопроисследовательская геохимия и гидрогеология, гидрогазогеохимические показатели, аномалии, Байкитская антеклиз, Тунгусский бассейн.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.122

Введение. Гидрогазогеохимические показатели являются основными информативными геохимическими показателями перспектив нефтегазоносности и условий формирования нефти и газа на западе Сибирской платформы в верхней гидродинамической зоне. Они относятся к показателям ореольного рассеяния, включают показатели содержания компонентов мигрирующих от залежей углеводородов. Эти компоненты, генетически связанные с залежами, являются прямыми индикаторами на нефть и газ [1].

Геохимические поиски нефти и газа (ГПНГ) на Сибирской платформе проводятся с середины шестидесятых годов XX в., но основной их объем пришелся на 80-90 годы. Основной объем ГПНГ в комплексе со структурно-поисковыми работами на Байкитской антеклизе (БА) в Тунгусском бассейне (бассейны рек Енисея и Подкаменной Тунгуски) выполнен Северной партией ГПП «Енисейнефтегазгеология» (где автор был ответственным исполнителем гидрогеологических и геохимических работ), а также ОМЭ ВНИИЯГГ и Тунгусской ГПЭ. Эти работы позволили обосновать поисковое бурение в результате, которого были открыты Курумбинское и Юрубчено-Тохомское месторождения нефти и газа и установлены многие перспективные участки.

Методика работ и условия изложены в работе [7]. Химические, микробиологические, битуминологические показатели охарактеризованы в работах [4-9].

Характеристика водорастворенных газов и их распространение по площади и на структурах Байkitской антеклизы. Газогеохимические показатели в природных водах Тунгусского бассейна изучены по 3466 анализам водорастворенного газа, характеризующих 2701 водопункт. Объектами опробования являлись подземные – грунтовые и пластовые воды родников и редких скважин, а также поверхностные воды (ручьи, реки) в меженный период.

Газонасыщенность вод в подземных водах по покровным горизонтам 16-70, в среднем $35 \text{ см}^3/\text{л}$. Состав газов азотный, кислородно-азотный с примесью углекислоты, редко – углекисло-азотный; с незначительным содержанием водорода, гелия, углеводородных газов (УВГ).

Азот (N_2) среди водорастворенных газов является доминирующим, образуя провинции азотных газов. Основным источником азота в подземных водах считается органическое вещество (ОВ) пород (органический азот) и процесс метаморфизма осадочных пород, при котором выделяется молекулярный (связанный азот). Предельные величины захвата азота из воздуха изменяются от 3,0 до $16,3 \text{ см}^3/\text{л}$ [2]. Фактически его содержание на территории колеблется от 54,6 до 96,1 в среднем 76,7 %-об.

Кислород (O_2) в подземные воды попадает преимущественно из воздуха, но в результате химической активности быстро связывается и в глубоких горизонтах практически отсутствует. В пределах БА содержание кислорода (O_2) изменяется от 0,0 до 38,2 в среднем 19,1 %-об., примерно одинаково во всех группах вод.

Диоксид углерода (CO_2). Основным источником CO_2 в гидросфере является биогенное и абиогенное разложение ОВ осадочных пород, а также динамо- и термометаморфизм карбонатных и магматических пород. Максимальное количество CO_2 , которое может быть поглощено водой из воздуха составляет 0,814 $\text{см}^3/\text{л}$ [2]. В природных водах БА содержание CO_2 в пределах 0,0-23,0 в среднем 2,8 %-об. Отмечается его увеличение в водах на участках тектонических нарушений, а также средних содержаний CO_2 в подземных водах наиболее древних средне- и нижнеэвенкийских отложений и водотоках смешенного питания.

Водород (H_2) образуется многими путями, основными из которых считаются: разложение воды под действием радиоактивных элементов, химические реакции воды с окислами металлов и разложение воды при высоких температурах на контакте с горными породами. Благодаря своей химической активности и миграционной способности, H_2 содержится

в водах в незначительных концентрациях. Содержание его в регионе от 0,0 до 2,0 в среднем 0,10 %-об. Характерно увеличение его в группах поверхностных вод и четвертичном водоносном комплексе.

Гелий (He) представляет значительный интерес при выяснении геохимических условий территории. Его основным источником является радиогенный распад и ядерные реакции в глубинах геосферы Земли. Поэтому, повышенные концентрации, сопровождающие аномалии УВГ могут косвенно свидетельствовать об эпигенетичности газов, формирующих данную аномалию [3]. Гелий из воздуха в подземные воды попадает в ничтожных количествах, максимально 0,000047 см³/л [2], что соответствует равновесному содержанию He в атмосфере 0,0005 %-об. В природных водах БА содержание He колеблется от 0,0000 до 0,3400 в среднем 0,00175 %-об. В скважине Тк-4, в верховье р. Лисучак установлено высокое содержание He – 8,83 %-об., стоящее в составе газа на втором месте после азота. Содержание гелия в исследованных водопунках распределяется следующим образом: 69 % водопунктов имеют значения ниже атмосферного, 13 % - выше атмосферного, но ниже среднего по территории БА и 18% превышают это среднее. Многие водопункты с повышенными концентрациями гелия имеют также аномальные характеристики по УВГ, что свидетельствует об эпигенетичности последних. Наиболее крупные аномалии гелия установлены в верховьях рек Манкуры, Тохомо, Тамбу, Лисучак, Еннигиды Вельминской, в среднем течении рек Светланы, Куромбы, Гурьевской, Апрельки, Майгунгны и др. и приурочены к локальным положительным структурам или узлам пересечения тектонических разломов.

Углеводородные газы (УВГ) являются прямыми показателями нефтегазоносности. В составе изученных водорастворенных газов БА они занимают подчиненное значение, имея концентрации в пределах 0,00002 – 0,3540 в среднем 0,00259 %-об., включая метан и его гомологи от этана до гексана, а также непредельные УВГ ряда этилена, пропилена, бутилена и изомеры C₄, C₅, C₆.

Метан (CH₄) является преобладающим компонентом в составе водорастворенных УВГ. Генетическая природа метана различная, наряду с поступлением из глубинного источника генерации ОВ, CH₄ образуется в современных осадках и входит в состав болотных и почвенных газов, поэтому генетическая диагностика метановых аномалий затруднена. Как считают О.В.Барташевич, Л.М.Зорькин, С.Л.Зубайраев и др. [1] данные по метану нельзя рассматривать в качестве надежного поискового показателя и при интерпретации их должен осуществляться комплексный подход с учетом других показателей. В природных водах БА

содержание метана изменяется от 0,00002 – 0,3540 %-об. При исключении значений с «ураганными» концентрациями метана в поверхностных водотоках (возникающих в результате болотного метанообразования и которые в целом имеют подчиненное значение), среднее значение концентрации CH_4 в природных водах площади составляет 0,00236 %-об. При этом, наибольшие средние концентрации CH_4 в подземных водах отмечаются в наиболее древних средне-верхнекембрийских отложениях. Это может косвенно свидетельствовать о преобладающей роли в них глубинного источника метана, о его эпигенетичности.

В результате статистической обработки гидрогазогеохимических данных на БА выделено 40 метановых аномалий, картируемых 4-42 аномальными точками ($> x+s$) с площадями 10-283 км². Для всех аномалий вычислены статистические параметры и проведена оценка надежности выделения аномалий по критерию Стьюдента с определением коэффициента гетерогенности [11]. При этом, $t_{\text{выч.}} > t_{\text{критич.}}$, коэффициент гетерогенности ϕ при $g = 0,05$ составляет 1,3-7,0 т.е. больше единицы, что определяет достоверность и надежность выделения аномалий. Контрастность аномальных полей относительно нормальных составляет 4,8-51,8.

В структурно-тектоническом отношении 20 аномалий имеют приуроченность к локальным положительным структурам: Сосновскому, Светланинскому поднятиям; Манкурскому, Юрубченскому, Нижнеюрубченскому, Судийскому, Малошумихинскому, Верхнеапелкинскому, Туколанинскому куполам; Верхнетохомской, Нирунгнинской, Ядульской, Мадринской брахиантиклиналям, Черноостровской; Намакарской плакантиклинали; Зелингдуконскому горсту. Другие аномалии приурочены к ослабленным зонам осадочного чехла, выраженным в верхней части прогибанием и моноклинальным залеганием пород. Они обусловлены геодинамическими активными зонами, тектоническими нарушениями чехла, по которым происходят перетоки глубинных вод [10, 12].

Тяжелые углеводороды (ТУ) включают гомологи метана от C_2H_6 до $\text{C}_{14}\text{H}_{30}$. Основным их источником в гидросфере считается рассеянное и концентрированное ОВ осадочных пород. Вопрос о возможности образования ТУ в почвах и современных осадках дискуссионный. Однако большинство авторов [2] считают, что современные осадки не содержат УВГ от этана до пентана. В природных водах изученной территории ТУ обнаружены в 80 %, при этом процент встречаемости выше в центральной части БА (до 94 %), к северо-западу снижается до 70%, а к юго-востоку – до 45 %. Содержание ТУ в пределах 0,00000-0,02676, в среднем

0,00019 %-об (при исключении «ураганных» значений). В своем составе ТУ содержат в основном этан, этилен, пропан, пропилен, бутан, бутилен, остальные ТУ встречаются реже. Углеводородный коэффициент $CH_4/ТУ$ в среднем равен 23,5. Концентрации нормальных ТУ превышают концентрации их изомеров. Изобутановый коэффициент iC_4/C_4 в среднем равен 0,64; коэффициент изомеров $\Sigma i / \Sigma n$ в среднем равен 0,1. Коэффициент предельности ТУ ($C_2H_6 + \text{высш.} / C_2H_4 + \text{высш.}$) изменяется от 0,0 до 394,3 в среднем равен 3,8. Распределение средних содержаний ТУ по группам вод характеризуется неравномерностью и увеличением их в группах водотоков смешанного питания, в подземных водах среднеэвентийских и ордовикских отложений.

На территории БА по нашим данным установлено 48 аномалий по $\Sigma ТУ$, картируемых 3-37 аномальными точками ($> x+s$) с площадями 10-535 км². Достоверность их выделения подтверждена статистически, коэффициент гетерогенности ϕ при $g = 0,05$ составляет 1,3-7,2; контрастность аномалий относительно нормального поля составляет 2,4-72,1.

О миграционной природе ТУ в пределах аномалий могут свидетельствовать преобладание в составе ТУ предельных УВГ над непредельными, нормальных над изомерами, положительная корреляционная связь ТУ с гелием. Об эпигенетичности и возможной продуктивности недр в контурах аномалий свидетельствуют генетические коэффициенты CH_4/Cl и C_2H_6/Cl , средние значения которых по аномалиям равны соответственно $7,9 \times 10^{-4}$ %-об/мг и $4,1 \times 10^{-6}$ %-об/мг (превышают аналогичные значения в контурах известных залежей).

В структурно-тектоническом отношении 23 аномалии по $\Sigma ТУ$ имеют приуроченность к локальным положительным структурам: Сосновскому, Светланинскому поднятиям; Гурьевскому, Биракчанскому, Манкурскому, Юрубченскому, Нижнеюрубченскому, Правокамовскому, Судийскому куполам; Черноостровской, Верхнетохомской, Нирунггинской, Ядульской, Мадринской, Терянской брахиантиклиналям; Намакарской, Типинской плакантиклиналям; Чапинскому структурному носу; Зелингдуконскому горсту. Другие аномалии приурочены к ослабленным зонам прогибов и моноклиналей.

Заключение.

1. Распределение неуглеводородных газов в верхней гидросфере согласуется с общим представлением их распределений в зоне активного газообмена, что косвенно свидетельствует о хорошей закрытости недр.

2. В распределении УВГ данные свидетельствуют о их смешанном диффузионно-фильтрационном массопереносе с глубины (с

преобладанием диффузии) и эпигенетичности в пределах аномалий.

3. Перспективными участками по УВГ могут считаться в центральной части БА: бассейны рек – Тохомо, Камо (от устья р. Кривотанга до устья р. Ниж.Мадры), Куумба, Юрубчен, Манкура, Оморо, Правое Камо, Сыгаро, Нирунгна, Ядуть, Вэдрише, Судия, Луча, Чавичина (среднее и нижнее течение), Тарыдак (в устье); в западной и северо-западной части Байкитской антиклизы: бассейны рек – Еннгида Вельминская (в верховье), Сосновка, Куромба (верховье), Светлана (верховье), Комнэ, Оленчимо, Гурьевская, Майгунгна и др.

4. Наиболее перспективными по УВГ локальными положительными структурами за пределами известных залежей нефти и газа являются объекты, выделенные структурно-геологической съемкой: Сосновское поднятие, Нирунгнинская брахиантиклиналь, Гурьевский купол; аномалии в их пределах постоянны во времени, подтверждены гидрогазогеохимическим мониторингом. Они рекомендуются к постановке глубокого поискового бурения.

Библиографический список

1. Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений / О.В.Барташевич, Л.М.Зорькин, С.Л.Зубайраев и др. М.: Недра. 1984. 300 с.
2. Зорькин Л.М., Старобинец И.С., Стадник Е.В. Геохимия природных газов нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1984. 248 с.
3. Инструктивные указания по проведению газобиохимических поисковых работ на нефть и газ / Г.А. Могилевский, В.М. Богданова, З.П. Телегина и др. М.: ОНТИ ВНИИЯГ, 1974.
4. Копылов И.С. Биогеохимические показатели, аномалии и их нефтегеологическое значение (Тунгусский бассейн) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2021. № 24. С. 106-112.
5. Копылов И.С. Битуминологические показатели перспектив нефтегазоносности на западе Сибирской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2022. № 25. С. 133-140.
6. Копылов И.С. Геохимические критерии нефтегазоносности на западе Сибирской платформы // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. 2017. № 17. С. 91-96.
7. Копылов И.С. Геоэкология нефтегазоносных районов юго-запада Сибирской платформы. Пермь: Перм. гос. нац. иссл. ун-т. 2013. 166 с.
8. Копылов И.С. Гидрогеохимические показатели зоны гипергенеза Тунгусского бассейна и их нефтегеологическое значение // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2022. № 25. С. 141-147.
9. Копылов И.С. Структурно-гидрогеологический анализ Камовского свода Сибирской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2018. № 21. С. 395-401.
10. Копылов И.С., Козлов С.В. Неотектоническая модель нафтидогенеза и минерогеническая роль геодинамических активных зон // Вестник Пермского университета. Геология. 2014. № 1 (22). С. 78-88.
11. Методические рекомендации по геохимическим методам поисков месторождений нефти и газа / Л.М.Зорькин, Н.В.Лопатин, О.В.Барташевич и др. М.: ОНТИ ВНИИЯГ, 1975. 285 с.

12. Тихонов А.И., Копылов И.С. Явление поступления глубинных вод из земных недр и их роль в развитии Земли. Вестник Пермского университета. Геология. 2014. № 4 (25). С. 43-55.

HYDROGAS GEOCHEMICAL INDICATORS OF THE OIL AND GAS POTENTIALITY OF THE TUNGUSKA BASIN

I.S. Kopylov

georif@yandex.ru

Hydro-gas-geochemical oil and gas prospecting studies were carried out in the west of the Siberian platform in the basin of the river. Podkamennaya Tunguska. 2.7 thousand sources of groundwater and watercourses were studied in terms of water-dissolved gases. The main informative hydro-gas geochemical indicators in the Tunguska basin in the upper hydrodynamic zone are: methane and heavy hydrocarbons. 40 methane anomalies and 48 heavy hydrocarbons anomalies have been identified, mainly associated with geodynamic active zones and local tectonic structures.

Keywords: oil and gas prospecting geochemistry and hydrogeology, hydrogas geochemical indicators, anomalies, Baikite antecline, Tunguska basin.

И.С. Копылов

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ В НАДСОЛЕВОМ КОМПЛЕКСЕ НА ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Проведены газогеохимические нефтегазопроисходные исследования на западе Сибирской платформы в пределах Байкитской антеклизы. Изучался надсолевой комплекс в составе верхне-среднекембрийских, ордовикских отложений и частично силура. Отобрано более 5000 проб пород, представленных алевролитами, песчаниками, доломитами, известняками, мергелями. Установлены многочисленные аномалии по метану и тяжелым углеводородам. Как правило, они имеют небольшие размеры по площади, проявляются по тектоническим нарушениям, частично совпадают с локальными положительными структурами.

Ключевые слова: нефтегазопроисходная геохимия, газогеохимические показатели, аномалии, надсолевой комплекс Байкитская антеклиза.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.129

Геохимические поисковые показатели основаны на явлениях взаимодействия углеводородных компонентов с геологической средой при их субвертикальной миграции из залежей нефти и газа. Одним из традиционных геохимических методов считается геохимическая съемка по литосфере (по почвам, грунтам, керну и др.). Они наиболее отработаны практически во всех ландшафтно-климатических условиях и освещены в литературе [1]. В отдельных районах эти съемки способствовали открытию месторождений нефти и газа (Комсомольского, Котовского, Коробковского в Волгоградской области; Кентукки, Коунти, Мидлэнд, Хансон в США) [8, 10].

На территории Байкитской антеклизы при проведении геохимических поисков нефти и газа (ГПНГ) на региональной и прогнозно-рекогносцировочной стадиях Северной и Геохимической партиями ГПП «Енисейнефтегазгеология» и ОМЭ ВНИИЯГГ за 30-ти летний период исследований выполнен значительный объем газогеохимических исследований [1, 4].

Изучался надсолевой комплекс в составе верхне-среднекембрийских, ордовикских отложений и частично силура. Отобрано более

5000 проб пород, представленных алевролитами, песчаниками, доломитами, известняками, мергелями. Опробование производилось в основном по керну неглубоких (до 25-50 м) скважин с интервалом опробования 1,5-5 м, реже шурфам и обнажениям.

Исследования носили главным образом профильный характер и были привязаны к долинам крупных рек района – Подкаменной Тунгуски, Вельмо, Оленчимо, Корды, Вайвиды, Камо, Тохомо, Тайги и др. В центральной части Байкитской антеклизы на Верхнетохомской, Куломбинской, Оморинской, Юрубченской, Манкурской и Мадринской площадях проводились поисково-оценочные ГПНГ по структурно-коллекторным скважинам, вскрывшие отложения эвенкийской и ангарской свит кембрия [4].

Состав газов, сорбированных породами в верхней зоне осадочного чехла (надсолевой комплекс), в целом кислородно-азотный с примесью, а иногда с повышенными концентрациями углекислоты, незначительным содержанием водорода, гелия, углеводородных газов (УВГ).

Содержание N_2 колеблется от 47 до 97, в среднем 80 %; содержание O_2 – от 1 до 21, в среднем 11%; CO_2 – 0,01–27, в среднем 5%, H_2 – от 0,00 до 0,8%, He – от 0,00 до 0,2%. УВГ в небольших количествах (0,0001–1%) присутствуют повсеместно. Общая газонасыщенность (по термовакuumной дегазации) изменяется от 20 до 1300, в среднем составляет 40–90 $см^3/кг$.

В составе углеводородных газов преобладающим компонентом является метан, который обнаружен во всех пробах. В подавляющем большинстве проб, его относительное содержание составляет 70–98% от суммы УВ. Концентрация метана изменяется от 0,4 до 9224×10^{-4} $см^3/кг$, в среднем 700×10^{-4} $см^3/кг$ (медианные значения составляют $15–90 \times 10^{-4}$ $см^3/кг$). Тяжелые углеводороды (ТУ) обнаружены в 70% проб (в центральной части Байкитской антеклизы – до 95%). В их составе установлены гомологи метана от этана до гексана, в единичных пробах присутствуют гептан и октан. Содержания их изменяется от 0,00 до 610×10^{-4} $см^3/кг$, в среднем 24×10^{-4} $см^3/кг$ (медианные значения $3–20 \times 10^{-4}$ $см^3/кг$). Для ТУ характерно превышение предельных ТУ над непредельными, что указывает на преобладание в них эпигенетических газов. Об этом также может косвенно свидетельствовать прямая корреляционная связь между содержаниями ТУ и He . С другой стороны часто встречаются изомеры, превышающие нормальные ТУ, что свидетельствует о различной степени участия сингенетических и эпигенетических газов в составе УВГ.

Анализ распределения средних концентраций УВГ в породах различного литологического типа показал, что в карбонатных породах они обычно в 1,5–2 раза выше, чем в терригенных, с другой стороны повышенная газонасыщенность УВГ отмечается в глинистых отложениях, что можно объяснить различными сорбционными свойствами грунтов. Также на газонасыщенность оказывает влияние промороженность пород. В мерзлых пробах средние концентрации УВГ в 2–3 раза выше, чем в талых. О.В. Барташевич, Л.М. Зорькин и др. [1] объясняют это наличием в мерзлых породах газа в кристаллогидратном состоянии.

Анализируя распределение УВГ по глубине можно отметить следующее. В целом, с глубиной по разрезам скважин происходит нарастание концентраций CH_4 и ΣTU , при этом, до глубины 10–20 м часто, наблюдается их снижение, затем – стабилизация, а затем постепенное их увеличение. Средние содержания метана в отложениях солевого комплекса по данным В.М. Старовойтова [9], выше, чем в отложениях надсолевого комплекса в 6,3 раза, а по ΣTU – в 12 раз, при этом с глубиной отмечается снижение доли метана в составе УВГ за счет увеличения роли гомологов. В карбонатных отложениях ангарской свиты она снижается до 81–59%. В отложениях подсолевого комплекса по данным Р.А. Муровой [7] средние содержания CH_4 и ΣTU составляют соответственно 1,74 и 0,55 $\text{см}^3/\text{кг}$. Сложное строение пород солевого комплекса накладывает своеобразный отпечаток на распределение газообразных и парообразных УВГ. В подсолевых отложениях на продуктивных площадях концентрируются парообразные УВГ $\text{C}_5\text{--C}_8$, а в надсолевых – более легкие УВГ $\text{C}_1\text{--C}_3$. Это объясняется селективной экранирующей ролью солей, которые не являются непреодолимым экраном при миграции УВГ и обладают определенной диффузионной и фильтрационной проницаемостью, однако сильно ослабляют поток УВГ и изменяют соотношение между отдельными компонентами благодаря эффекту хроматографической и диффузионной дифференциации.

Анализ полей концентраций УВГ по площадям показывает, что в надсолевых отложениях сформированы многочисленные углеводородные аномалии, как по CH_4 , так и по ΣTU . Как правило, они имеют высокую контрастность, но небольшие размеры и фиксируются чаще всего по 1–3 скважинам, затем прерываются.

В структурно-тектоническом отношении большинство из них приурочено к участкам тектонических нарушений в пределах геодинамических активных зон [6]. Некоторые аномалии пространственно совпадают или пересекают контуры локальных положительных структур: Верхнетохомской, Оленчиминской, Усть-Куюмбинской

брахиантклиналей; Поляковской плакантиклинали. В отдельных скважинах по профилю рек Тохомо – Камо, пересекающего Юрубченское нефтегазовое месторождение также отмечены повышенные средние значения ΣTU .

Однако, не смотря на значительный объем газокерновых исследований, выполненных на территории Байкитской антеклизы, результаты этих работ показывают, что они носят в большей мере опытно-методический характер. Профильный характер их и приуроченность к крупным водотокам (которые редко пересекают перспективные структуры) не позволяет давать площадную оценку перспектив нефтегазоносности рассматриваемой территории. Проведение же их в площадном варианте приведет к значительному увеличению стоимости работ, что на наш взгляд будет неоправданно с учетом невысокой эффективности этого метода.

Наиболее эффективным методом региональных и прогнозно-рекогносцировочных ГПНГ, как отмечали раньше [2, 3, 5], является комплекс площадной гидрогазобиохимической (подземные воды) и битуминологической (горные породы) съемки. Масштаб работ 1:100 000 – 1:200 000 позволяет выполнять оценку перспектив (по равнозначным грациям информативных геохимических показателей) практически любых структур и объектов на площадях нефтегазопоисковых работ.

Библиографический список

1. Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений / О.В.Барташевич, Л.М.Зорькин, С.Л.Зубайраев и др. М.: Недра. 1984. 300 с.
2. Копылов И.С. Биогеохимические показатели, аномалии и их нефтегеологическое значение (Тунгусский бассейн) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2021. № 24. С. 106-112.
3. Копылов И.С. Битуминологические показатели перспектив нефтегазоносности на западе Сибирской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2022. № 25. С. 133-140.
4. Копылов И.С. Геоэкология нефтегазоносных районов юго-запада Сибирской платформы. Пермь: Перм. гос. нац. иссл. ун-т. 2013. 166 с.
5. Копылов И.С. Гидрогеохимические показатели зоны гипергенеза Тунгусского бассейна и их нефтегеологическое значение // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2022. № 25. С. 141-147.
6. Копылов И.С., Козлов С.В. Неотектоническая модель нафтидогенеза и минерогеническая роль геодинамических активных зон // Вестник Пермского университета. Геология. 2014. № 1 (22). С. 78-88.
7. Мурогова Р.А. Распределение углеводородных газов в соленосных отложениях юго-запада Сибирской платформы в связи с геохимическими поисками месторождений нефти и газа. Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук. М., ВНИИЯГТ, 1982. 20 с.
8. Стадник Е.В. Новые прямые методы геохимических поисков нефти и газа. Вып. 7 (66), М., ВНИИОЭНГ., 1984. 52 с.

9. *Старовойтов В.М.* Условия формирования углеводородных аномалий в верхних частях разреза древних платформ в связи с поисками нефтегазовых залежей (на примере Тунгусского НГБ и Мезенской впадины). Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук. М., ВНИИЯГГ, 1981. 20 с.
10. *Duherer W.L.* Geochemical methods of prospecting for hydrocarbons. «Oil and Gas J». 1981. Vol. 78. № 48.

GAS-GEOCHEMICAL INDICATORS OF OIL AND GAS CONTENT
IN THE ABOVE-SALT COMPLEX IN THE WEST OF THE
SIBERIAN PLATFORM

I.S. Kopylov

georif@yandex.ru

Gas-geochemical oil and gas prospecting studies have been carried out in the west of the Siberian platform within the Baikal antecline. The above-salt complex was studied as part of the Upper-Middle Cambrian, Ordovician deposits and partly Silurian. More than 5000 samples of rocks represented by siltstones, sandstones, dolomites, limestones, marls were selected. Numerous anomalies in methane and heavy hydrocarbons have been established. As a rule, they are small in area, manifest themselves by tectonic disturbances, partially coincide with local positive structures.

Keywords: oil and gas prospecting geochemistry, gas-geochemical indicators, anomalies, the above-salt complex of the Baykit antecline.

Д.Д. Коровин

Институт геологии и геохимии УрО РАН
им. акад. А.Н. Заварицкого, г. Екатеринбург

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ ГАББРО- ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ РЕФТИНСКОГО ПОЛИХРОННОГО, ПОЛИФОРМАЦИОННОГО МАССИВА (ВОСТОЧНАЯ ЗОНА СРЕДНЕГО УРАЛА)

В данной работе обозреваются несколько интрузий прорывающих Рефтинский массив. Все эти тела, имеют одинаковое геологическое положение и образуют цепь вдоль западной границы Рефтинского массива. Сам массив имеет сложное полихронное, полиформационное строение, в его составе исследуемые тела, являются наиболее молодыми магматическими породами. Автором были получены надёжные данные о возрасте одного из таких тел (Пещернинский шток) 396 ± 3 млн. лет. По данным петро- и геохимических исследований, девонские габбро-гранитоидные интрузии обладают общими особенностями вещественного состава, и образуют единый тренд эволюции комплекса пород, в Восточной зоне Среднего Урала. Полученные данные позволяют утверждать, что ряд плутонов прорывающих Рефтинский массив, образовались в ходе одного и того же эпизода магматизма, и в определённой, островодужной геодинамической обстановке.

Ключевые слова: Урал, габбро, граниты, девон, геохимия.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.134

Введение. Рефтинский габбро-гранитоидный массив, являющийся одним из наиболее крупных ареалов магматизма этого типа на Урале, расположен в пределах восточной окраины Среднего Урала, погружающейся под чехол Западно-Сибирской плиты. Процессы магматизма этой части Урала до настоящего времени изучены недостаточно, что затрудняет создание схемы корреляции магматических комплексов разных зон, изучение характера эволюции магматизма и анализ закономерностей формирования Уральского подвижного пояса. В настоящей публикации приводятся новые данные о возрасте, геохимических особенностях и геодинамических условиях формирования пород небольших по размеру гранитоидных и габбро-гранитоидных тел, прорывающие преобладающие в составе Рефтинского массива тоналиты и трондьемиты силурийского возраста.

Краткий геологический очерк. Рефтинский массив состоит из нескольких тектонических блоков (рис. 1). Преобладающим типом пород являются плагиоклазовые гранитоиды: кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты (трондьемиты), включённые на геологических картах последних редакций [1, 2] в состав рефтинского

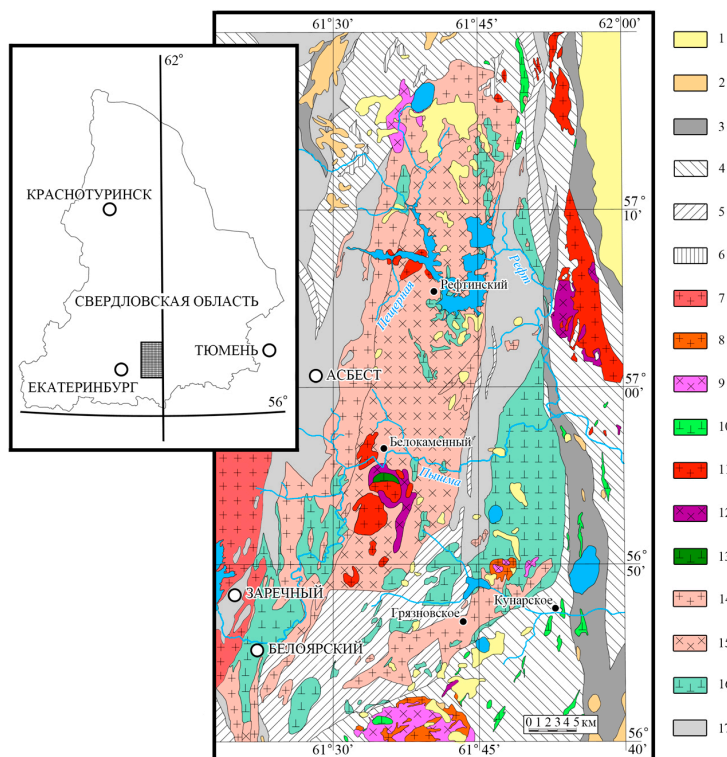


Рис. 1. Геологическая карта Рефтинского массива (составлена на основе Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 [2]).

Условные обозначения: 1 – осадочные породы палеогенового возраста (P1-3); 2 – мелового возраста (K1-2); 3 – раннекаменноугольного возраста (C1); 4 – девонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (D1-3); 5 – вулканогенные толщи ордовикского возраста (В1); 6 – риолиты пермского урукульско-покровского гипабиссального риолит-трахириолитового комплекса (P1); 7 – гранитоиды каменского гранит-гранодиоритового комплекса (Г2-3); 8-10 – plutonic rocks of the neocretaceous complex: 8 – гранитоиды (Г1), 9 – диориты (Д1), 10 – габбро (В1); 11-13 – Devonian intrusions: 11 – гранитоиды (Г2), 12 – диориты (Д1), 13 – габбро (В1); 14-16 – рефтинский комплекс: 14 – плагиограниты (Г2), 15 – кварцевые диориты и тоналиты (Д1), 16 – габбро (В1); 17 – породы офиолитовой ассоциации, алапаевский дунит-гарцбургит-габбровый комплекс (V)

плутонического комплекса. Плагноклазовые гранитоиды практически целиком слагают западный блок, занимающий более половины площади массива. Роговообманковые габбро и диориты рефтинского комплекса образуют два значительно меньших по размерам блока, вытянутых вдоль восточного края массива. От гранитоидов они отделены субмеридиональной полосой пород офиолитовой ассоциации, представленной комплексом параллельных долеритовых даек и габброидами расслоенной части офиолитового разреза. Небольшие по размерам гранитоидные и габбро-гранитоидные интрузии, прорывающие плагноклазовые гранитоиды силурийского возраста, протягиваются в виде цепочки, вытянутой в субмеридиональном направлении вблизи западной границы Рефтинского массива.

В число таких интрузий относятся Хомутинский и Южно-Хомутинский массивы, Пещернинский и ряд более мелких штоков. Преобладающая часть таких интрузивных тел сложена гранитоидами, варьирующими по составу от гранодиоритов до лейкогранитов. В Хомутинском массиве наряду с породами кислого состава широко развиты габбронориты, габбро, диориты и кварцевые диориты. Контакты рассматриваемых тел с вмещающими тоналитами и трондьемитами резкие рвущие с хорошо выраженными зонами закалки, кварц-полевошпатовыми роговиками и роговиковоподобными породами, местами с мощными ореолами метасоматических изменений.

Более детальная информация о Рефтинском массиве, а также девонских интрузий дана в ряде опубликованных ранее работ [3, 4, 5, 6, 7, 9].

Геохимическая характеристика. Химический состав пород Хомутинского и Южно-Хомутинского массивов приведён в работе [3]. Вынесенные на TAS [10] диаграмму анализы пород этих массивов и Пещернинского штока создают тренд, который можно интерпретировать, как эволюцию единого плутонического комплекса (рис 2).

Мультикомпонентная спайдер-диаграмма (рис. 3) показывает, что по уровню содержаний и характеру распределения редких и рассеянных элементов изученные габбронориты практически полностью аналогичны габбро зрелой Японской островной дуги [12]. Наблюдаются отчётливо выраженные максимумы по K, Sr и Ti и минимумы Nb и Ta, La и Ce, и Zr. Единственное отличие заключается в пониженном по сравнению с японскими габбро содержании Rb, которое, однако, находится на уровне среднего содержания этого элемента в островодужных базальтах (IAB) [15]. При этом от габбро юной островной дуги Тонга [11] изученный

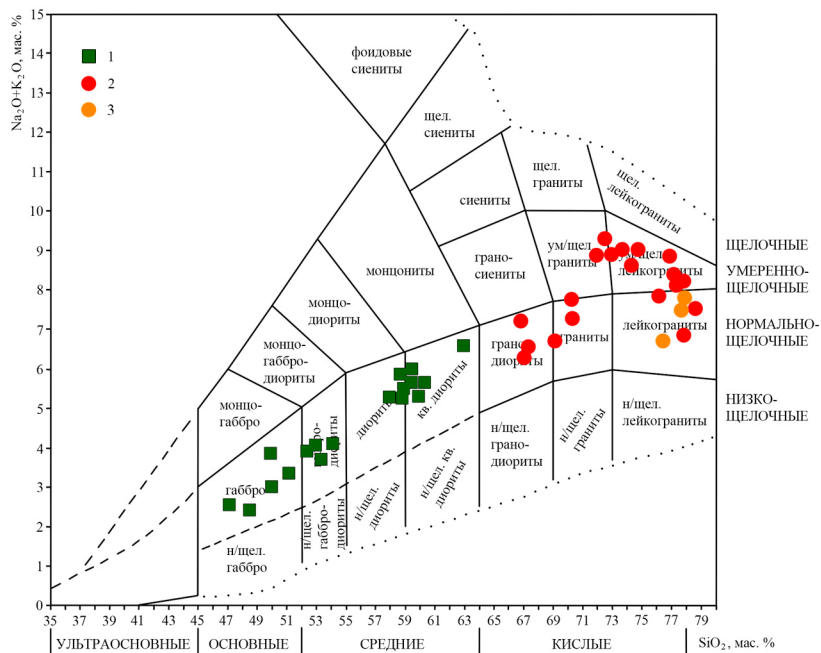


Рис. 2. TAS диаграмма для химической классификации плутонических пород Л.Н. Шарпёнок [10]. Петрохимия пород Хомутинского и Южно-Хомутинского массивов и Пещернинского штока. Условные обозначения: 1 – породы габброидной ассоциации; 2 – породы гранитоидной ассоциации; 3 – лейкограниты Пещернинского штока

габбронорит отличается повышенным содержанием большинства редких элементов при близком характере их распределения.

По характеру спектров распределения редких земель (рис. 4) габбронориты Хомутинского массива также аналогичны габбро Японской островной дуги [12] и среднему составу островодужных базальтов [15], отличаясь от габбро юной островной дуги Тонга [11] профицитом лёгких лантаноидов. На графике можно заметить положительную Eu аномалию в породах Японских островов, Тонга, а также в габбронорите Хомутинского массива.

Геохимические характеристики гранитов изученных интрузий, как и в случае с габброидами близки гранитам Японии [13]. На спайдер-диаграмме наблюдаются минимумы по Sr, Ti, Nb и Ta, максимумы K

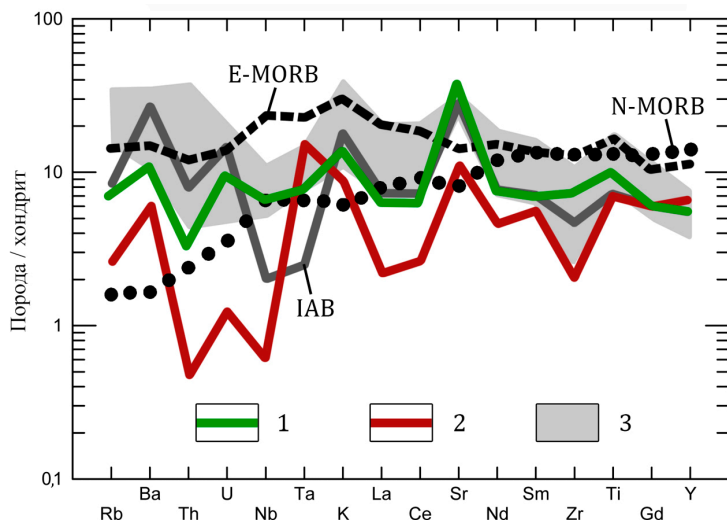


Рис. 3. Спайдер-диаграмма распределения редких и рассеянных элементов, нормированная по хондриту [15]. Габбронорит Хомутинского массива и его сравнение с габбро из Японии [12], островов Тонга [11], и базальтами из островных дуг, срединно океанических хребтов обогащённых и нормального состава [15]. Условные обозначения: 1 – габбронорит Хомутинского массива; 2 – габбро островов Тонга; 3 – габбро Японских островов

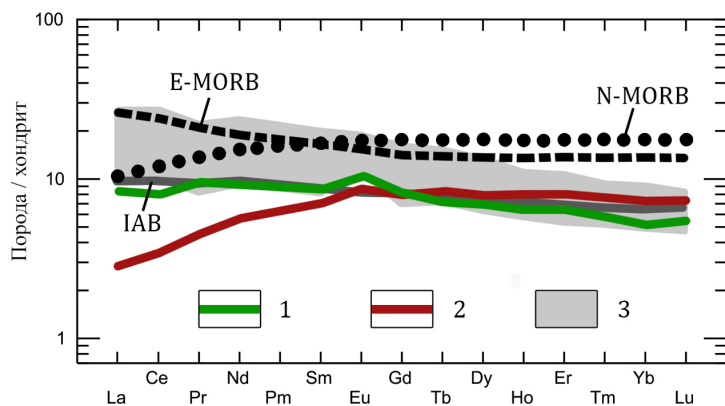


Рис. 4. Диаграмма распределения редкоземельных элементов, нормированная по хондриту [14]. Габбронорит Хомутинского массива и его сравнение с габбро из Японии [12], островов Тонга [11], и базальтами из островных дуг, срединно океанических хребтов обогащённых и нормального состава [15]. Условные обозначения: 1 – габбронорит Хомутинского массива; 2 – габбро островов Тонга; 3 – габбро Японских островов

и Zr (рис. 5). Граниты островов Тонга имеют очевидные различия по характеру распределения элементов и их содержанию. На диаграмме распределения редкоземельных элементов, граниты Хомутинского массива и Пещернинского штока также тяготеют к японским гранитам. От гранитов Тонга они отличаются преобладанием элементов лёгкой части спектра, и резким дефицитом средних и тяжёлых РЗЭ (рис. 6). На графике во всех породах отчётливо проявлена отрицательная Eu аномалия.

Изотопно-геохронологические данные. Для проведения изотопно-геохронологических исследований был выбран Пещернинский шток, расположенный в северной части характеризуемой группы интрузивных тел. Это обусловлено тем, что он расположен за пределами зоны наиболее интенсивных метаморфических преобразований, связанных с Баженовской сутурой, которые широко проявились в западной части Рефтинского массива, что исключает или, по крайней мере, минимизирует возможность влияния этих процессов на результаты датирования.

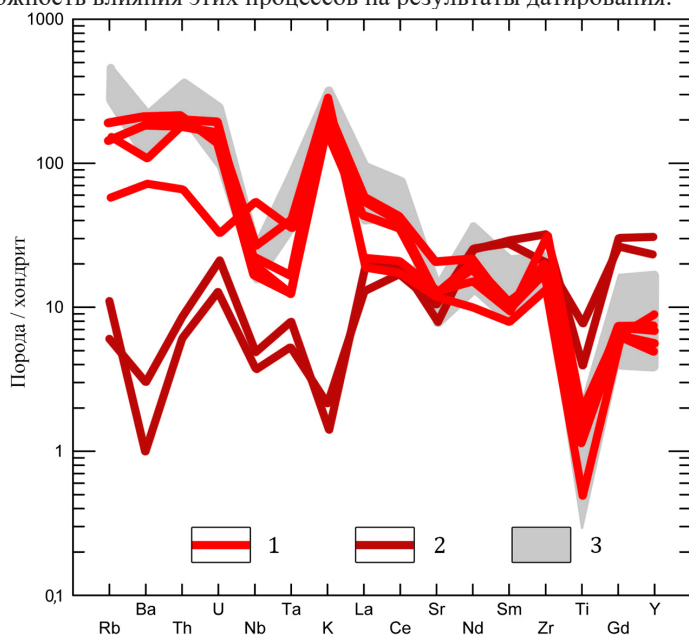


Рис. 5. Спайдер-диаграмма распределения редких и рассеянных элементов, нормированная по хондриту [15]. Граниты Хомутинского массива, Пещернинского штока и их сравнение с гранитами из Японии [13], островов Тонга [11]. Условные обозначения: 1 – граниты Хомутинского массива и Пещернинского штока; 2 – граниты островов Тонга; 3 – граниты Японских островов

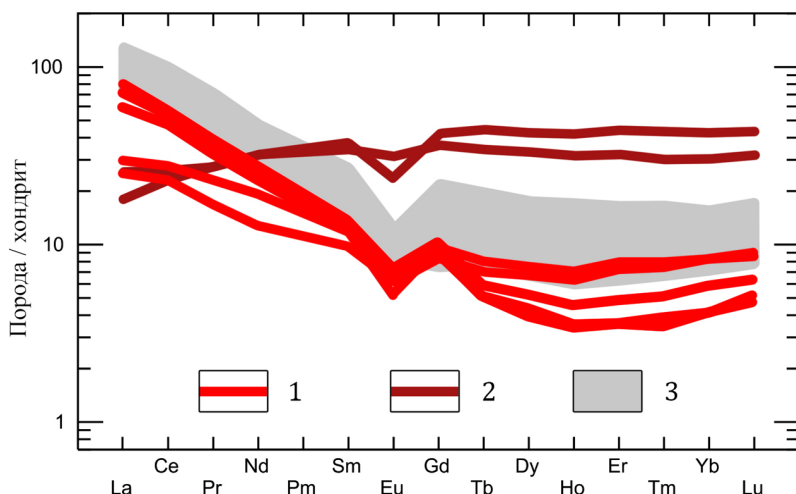


Рис. 6. Диаграмма распределения редкоземельных элементов, нормированная по хондриту [14]. Граниты Хомутинского массива, Пещернинского штока и их сравнение с гранитами из Японии [13], островов Тонга [11]. Условные обозначения: 1 – граниты Хомутинского массива и Пещернинского штока; 2 – граниты островов Тонга; 3 – граниты Японских островов

Конкордантный возраст цирконов из лейкогранитов имеет величину 396 ± 3 млн лет (рис. 7), что соответствует второй половине эмса. Это означает, что их формирование соответствует крупному эпизоду эндогенной активности – времени существования в пределах Среднего Урала девонской островной дуги (со второй половины эмса до начала франского века включительно) [8].

Выводы. Изученные гранитоидные и габбро-гранитоидные интрузии имеют одинаковое геолого-структурное положение, они образуют цепочку, вытянутую в субмеридиональном направлении вдоль западной границы Рефтинского габбро-гранитоидного массива. По данным проведённых исследований породы всех рассматриваемых интрузий обладают общими особенностями состава, что позволяет рассматривать их как результат одного эпизода магматизма. По геохимическим особенностям породы изученных интрузивных тел практически полностью аналогичны однотипным породам Японских островов. Это позволяет считать, что формирование изученных образований происходило в условиях зрелой островной дуги, подобной современной Японской дуге. U-Pb возраст 396 ± 3 млн. лет, полученный по цирконам из лейкогранитов Пещернинского штока, свидетельствует о том, что формирование изученных гранитоидных

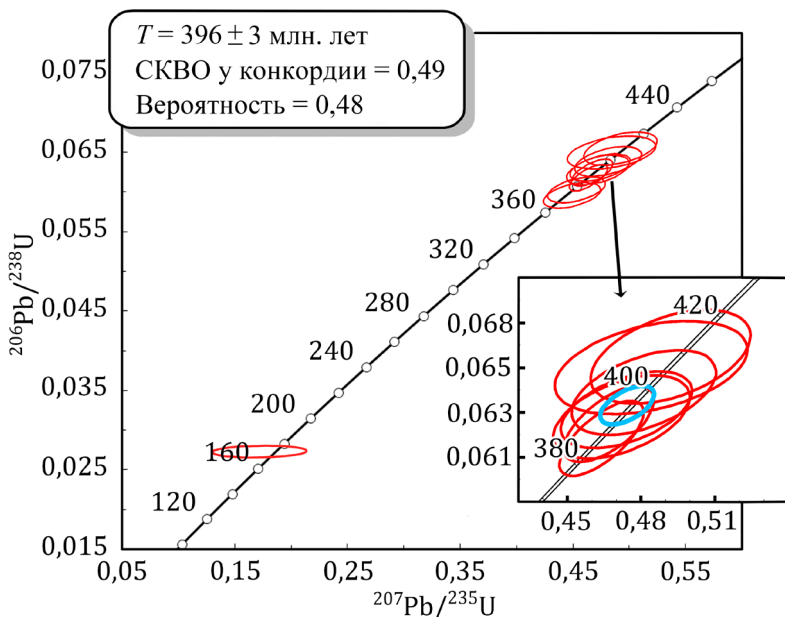


Рис. 7. Изотопная U–Pb диаграмма с конкордией, построенная по результатам микрозондового изучения цирконов из лейкогранита Пещернинского штока

и габбро-гранитоидных тел соответствует времени существования в пределах Среднего Урала девонской островной дуги (со второй половины эмса до начала франского века включительно).

Библиографический список

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист О-40, (41) – Екатеринбург, Объяснительная записка. // СП: Роскомнедра, ВСЕГЕИ, Уралгеолком, УГСЭ. – 1997. – 252 с.
2. Казаков И.И., Стороженко Е.В., Харитонов И.Н., Стефановский В.В., Кошевой Ю.Н., Козьмин С.В., Мартынов С.Э., Фадеичева И.Ф., Ронкин Ю.Л., Лукин В.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000 (издание второе). Серия Средне-Уральская. Лист О-41-XXVI (Асбест). Объяснительная записка. // СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2017. – 284 с.
3. Коровин Д.Д. Geochemical features of the devonian plutonic rocks of the Refтинский massif (Middle Urals). // Известия УГГУ. – 2022. – Выпуск 1(65). – С. 13–21.
4. Лобова Е.В. Силурийский интрузивный магматизм Восточной зоны Среднего Урала. // автореферат дис. кандидата геолого-минералогических наук / минерально-сырьевой ун-т «Горный». Санкт-Петербург. – 2013. – 20 с.
5. Смирнов В.Н., Наставко Е.В., Иванов К.С., Баянова Т.Б., Родионов Н.В., Серов П.А. Результаты изотопного датирования пород Рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса, Восточная зона Среднего Урала. // Литосфера. – 2014. – № 5. – С. 3–18.
6. Смирнов В.Н. Габбро-гранитоидные серии Восточной зоны Урала. // Журн.: Доклады АН СССР. – 1981. – Т. 259. – № 6. – С. 1453–1457.

7. Смирнов В.Н., Иванов К.С., Ронкин Ю.Л., Серов П.А., Гердес А. Изотопный состав Sr, Nd и Hf в породах рефтинского габбро-диорит-тоналитового комплекса (восточный склон Среднего Урала): петрологические и геологические следствия. // *Геохимия*. – 2018. – № 6. – С. 499–513.
8. Смирнов В.Н. Основные этапы магматизма восточного склона Среднего Урала. // *Литосфера*. – 2012. – № 5. – С. 4–15.
9. Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С., Рапанорт М.С., Смирнов В.Н. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. // М., Наука. – 1984. – 264 с.
10. Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезём для химической классификации и диагностики плутонических пород. // *Региональная геология и металлогения*. – 2013. – № 56. – С. 40–50.
11. Ewart, A., Bryan, W. B. Petrography and Geochemistry of the Igneous Rocks from Eua, Tongan Islands // *Geological Society of America Bulletin*. – 1972. – 83(11). – P. 3281–3298.
12. Kamei, A., & Takagi, T. Geology and petrography of the Abukuma granites in the Funehiki area, Fukushima Prefecture, NE Japan // *The Journal of the Geological Society of Japan*. – 2003. – 109(4). – С. 234–251.
13. Kamei, A., Takagi, T., & Kubo, K. (2003). Geology and petrography of the Abukuma granites in the Hiyama district, Fukushima Prefecture, NE Japan // *BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN*. – 2003. – 54(11-12). – P. 395–409.
14. Sun, S.S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, London. – 1980. – Ser. A, 297(1431), – P. 409–445.
15. Sun, S.S., and McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes, in *Magmatism in Ocean Basins*, edited by A. D. Saunders and M. J. Norry. // *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 42. – 1989. – P. 313–345.

GEOCHEMICAL FEATURES AND GEODYNAMIC CONDITIONS
FOR THE FORMATION OF DEVONIAN GABBRO-GRANITOID
INTRUSIONS OF THE REFTINSKIY POLYCHRONIC,
POLYFORMATIONAL MASSIF (EASTERN ZONE OF THE
MIDDLE URALS)

D.D. Korovin

korovin@igg.uran.ru

In this paper, several intrusions intruding the Reftinskiy massif are reviewed. All these bodies have the same geological position and form a chain along the western boundary of the Reftinsky massif. The massif itself has a complex polychronic, polyformational structure; the studied bodies in its composition are the youngest igneous rocks. The author obtained reliable data on the age of one of these bodies (Peshcherninsky stock) 396 ± 3 Ma. According to petro- and geochemical studies, Devonian gabbro-granitoid intrusions have common features of the material composition and form a single trend in the evolution of the rock complex in the Eastern zone of the Middle Urals. The data obtained allow us to assert that a number of plutons breaking through the Reftinsky massif were formed during the same episode of magmatism, and in a certain, island-arc geodynamic setting.

Keywords: Ural, gabbro, granites, Devonian, geochemistry.

О.В. Коротченкова

Горный институт УрО РАН, г. Пермь

НЕКОТОРЫЕ МИКРОСКОПИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НАДСОЛЯНЫХ ПОРОД РОМАНОВСКОГО УЧАСТКА ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ

Проведено минералого-петрографическое исследование шлифов надсоляной части разреза южной части Верхнекамского месторождения солей. Исследование позволило выявить петрографические особенности несоляных пород, а также детализировать условия образования осадка после завершения соленакопления на территории Верхнекамского эвапоритового бассейна.

Ключевые слова: Верхнекамское месторождение солей, петрография уфимских отложений.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.143

В 2022 году ПАО «Уралкалий» в пределах в южной части Верхнекамского месторождения солей (ВКМС) (Романовский участок) была пройдена скважина, вскрывшая разрез до средней пачки подстилающей каменной соли (ПдКС). Надсоляная часть разреза представлена (снизу вверх): соляно-мергельной (СМТ), терригенно-карбонатной (ТКТ) и пестроцветной (ПЦТ) толщами. Нами было проведено минералого-петрографическое изучение надсоляных пород, в том числе микроскопическое исследование шлифов в количестве 20 шт.

Работы выполнялись с помощью поляризационного микроскопа проходящего и отраженного света Axioskop 40 Pol (Carl Zeiss, Германия) и электронного микроскопа VEGA 3 LMN (Tescan, Чехия) с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа Oxford Instruments INCA Energy 250/X-max 20.

Разрез **соляно-мергельной толщи**, перекрывающей соляную залежь, представлен преимущественно мергелями серыми, прослоями доломитовыми бежевыми, доломитами глинистыми и прослоями ангидритовой породы. Изредка в разрезе фиксируются зоны развития разнонаправленных прожилков селенита.

Карбонатные породы имеют пелитоморфную однородную, реже микростуцково-комковатую структуру (рис. 1 а) и массивную, прослоями слоистую или обломочную, текстуру. В породах относительно равномерно рассеяны тонкие частицы углефицированного растительного детрита

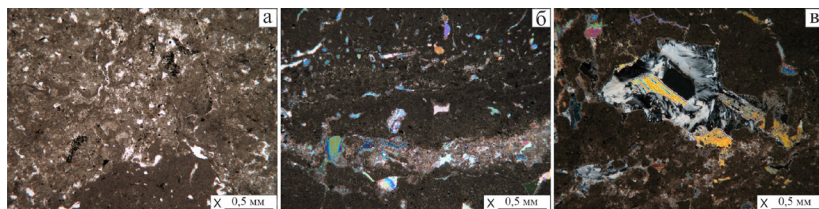


Рис. 1. Петрографические особенности доломита глинистого из СМТ
а – микрогустково-комковатая структура; б – пойкилокристаллы ангидрита; в – ангидрит-халцедоновое стяжение; заметно замещение ангидрита халцедоном

черного и коричневого цвета, обычно ориентированные согласно напластованию, наравне с чешуйками глинистых минералов. Кроме того, в породах рассеяны редкие алевритовые включения кварца, полевых шпатов.

В породах фиксируются удлиненные, овальные, ориентированные согласно слоистости *кремнистые стяжения* размером до первых сантиметров, состоящие из кремнезема бесцветного до светло-буроватого в проходящем свете с микроагрегатным, участками сферолитовым погасанием (рис. 2 а). В стяжениях заметны редкие включения споровых частиц коричневого цвета, замещенных халцедоном, и фрагменты вмещающей породы. Единичные стяжения сильно изогнуты – пластично и хрупко деформированы. Также в карбонатных породах СМТ изредка наблюдаются интервалы со сферическими полиминеральными включениями (1 %) размером от долей миллиметра до 6 мм. Сферы сложены карбонатно-кремнистым агрегатом, нередко с призматическими кристаллами ангидрита (рис. 2 б). Количество пелитоморфного кальцита увеличивается по направлению от центра сферы. Как и в других кремнистых стяжениях здесь заметны рассеянные коричневые споровые частицы замещенные кремнеземом, единичные субидiomорфные кристаллы целестина и редкие угловатые включения сфалерита размером 0,04–0,12 мм (рис. 2 в). Схожие образования, выявленные в породах

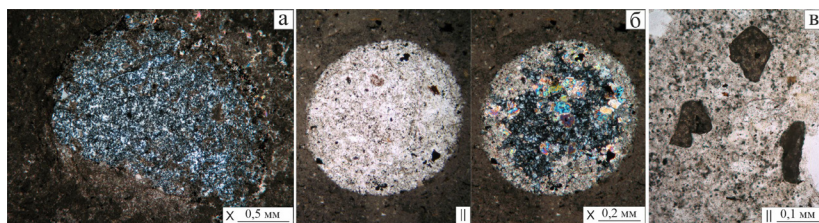


Рис. 2. Детали строения кремнистых стяжений из пород СМТ
а – микроагрегатная структура; б – полиминеральная сфера; видны включения ангидрита; в – включения сфалерита

СМТ в пределах Соликамского участка ВКМС, были детально изучены Бубновой М.В. с соавторами [1].

Сульфатный материал в разрезе толщи формирует как отдельные прослои ангидритовой породы, так и рассеян по разрезу в виде разнообразных стяжений.

Ангидритовая порода характеризуется микрокристаллической структурой и имеет желваковое строение (рис. 3 а). Форма желваков часто вытянутая – овальная, линзовидная – за счет пластических деформаций. Границы желваков часто маркируются глинистым агрегатом и идиоморфными микрокристаллами пирита. В породе встречаются редкие кристаллы целестина с незначительной примесью бария (до 4,8 вес. %) размером до 100 мкм; сферолиты халцедона размером до 1,5 мм, в центре которых изредка отмечаются кристаллы ангидрита (рис. 3 г-д). Ангидритовая порода локально гидратируется с образованием пойкилокристаллов гипса (рис. 3 б-в).

Изредка сульфатный материал встречается в карбонатных породах в виде рассеянных пойкилокристаллов ангидрита размером от микро до мелких, частично замещенных халцедоном (рис. 1 б-в).

В ангидритовых прослоях часто присутствуют тонкие прослойки глинистого материала бурого цвета с неравномерной тонкой вкрапленностью пирита (<1 %). В качестве включений нередко отмечаются скопления мелких ромбоэдров доломита, сферолитов халцедона, при этом

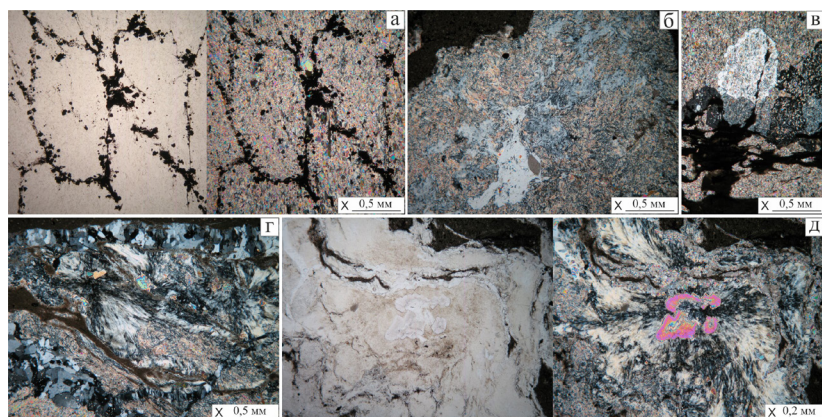


Рис. 3. Петрографические особенности ангидритовой породы СМТ
а – микрокристаллическая структура, желваковое строение и скопления пирита вдоль границ желваков; б, в – замещение ангидрита гипсом; г, д – замещение ангидрита сферолитами халцедона; виден кристалл ангидрита в центре сферолита

фиксируются редкие ангидрит-халцедоновые зональные конкреции размером доли миллиметра, изредка с доломитом.

Терригенно-карбонатная толща представлена переслаиванием известняков глинистых и доломитов глинистых, реже встречаются прослойки песчаников и алевролитов полимиктовых. Заметно снижается роль в разрезе сульфатного материала.

Для карбонатных пород характерна пелитоморфная структура с элементами густково-комковатой (рис. 4 а) и органогенно-обломочной (детрито-шламовой) и слоистые текстуры. Часто в породах наблюдается ориентированная структура, обусловленная единой ориентировкой чешуйчатых частиц глинистых минералов и рассеянного углефицированного растительного детрита. На фоне пелитоморфного агрегата нередко выделяются участки разнообразной формы, выполненные мелко-тонкокристаллическим агрегатом кальцита (участки перекристаллизации). Присутствует примесь терригенного алевролитового материала. Также значительным компонентом пород ТКТ является пирит, присутствующий как в виде тонкой вкрапленности, так и в виде редких овальных стяжений размером до первых сантиметров. Причем в последнем были выявлены единичные микровключения халькопирита и хоулиита.

Органогенный материал в породах представлен фрагментами водорослевых известняков, остракодами, фораминиферами (рис. 4 б-в), реже брахиоподами. Нередко присутствуют кальцитовые микросферы водорослевого? генезиса.

Фрагменты *водорослевых* известняков сложены пелитоморфным агрегатом кальцита со густково-комковатым, узорчатым строением, которое на некоторых участках выделяется более отчетливо за счет перекристаллизации – промежутки между отдельными густками и комками выполнены тонкокристаллическим агрегатом кальцита оранжево-коричневого цвета в проходящем свете и с незначительной примесью Mg.

Отдельные створки, реже целые раковины, *остракод* размером в среднем 0,1–0,2 мм, единичные до 0,5 мм, *фораминиферы* и *брахиоподы* чаще всего замещены кальцитом, в том числе зональным агрегатом – створки выполнены параллельно-шестоватым агрегатом, в центре – мозаичным. В единичных случаях выявлено замещение внутренней части остракоды тонкокристаллическим агрегатом целестинобарита.

Изредка в карбонатных породах отмечаются тонкие линзовидные прослойки *гравелитов известняковых*, сложенные уплощенными обломками – фрагменты тонких пелитоморфных корочек сцементированные мелко-тонкокристаллическим агрегатом кальцита (рис. 4 г). На

микроуровне в обломках часто можно наблюдать узорчатые органогенные структуры – сгустки, комки, строматолитовая микрослоистость, которые инкрустированы агрегатом мельниковита. Также пирит рассеян в гравелите в виде фрамбоидальных агрегатов (рис. 4 д). В редких случаях к прослоям гравелитов приурочено образование скелетных (?)

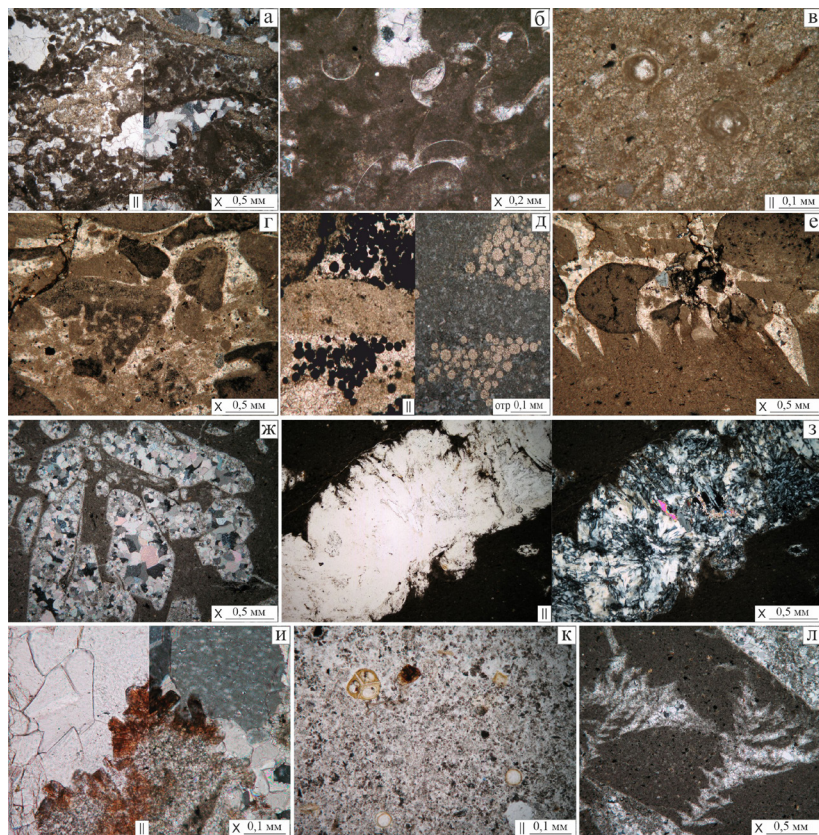


Рис. 4. Петрографические особенности карбонатных пород ТКТ
а – сгустково-комковатая узорчатая структура известняка с участками перекристаллизации; б – кальцитизированные створки раковин остракод; в – кальцитизированные раковины фораминифер; г – известняковый гравелит; в обломках видна вкрапленность мельниковита; д – фрамбоидальные агрегаты пирита в гравелите; е – клиновидные образования кальцита вдоль границы гравелита; ж – псевдоморфозы кальцита по гипсу; з – ангидрит-халцедоновые псевдоморфозы по гипсу; и – окрашенные гидроксидами железа радиально-лучистые агрегаты альбита в кальцитовой псевдоморфозе; к – спорные частицы в кремнистом стяжении; л – кальцитовые псевдоморфозы по галиту

кристаллов, сложенных в настоящее время кальцитом – вдоль верхней и нижней границ прослойка наблюдаются редкие клиновидные образования (рис. 4 е), направленные от границ прослоя во вмещающую породу под углом $\sim 60^\circ$, причем общая ориентировка верхних и нижних индивидов совпадает.

В некоторых интервалах в породах фиксируются псевдоморфозы по кристаллам гипса и кремнистые стяжения.

Псевдоморфозы по кристаллам гипса линзовидной формы хаотично рассеяны в породе и имеют размеры от 0,2 мм до 2 см в длину и до 2 мм в ширину. Псевдоморфозы могут быть замещены карбонатным или сульфатным материалом. Первые выполнены тонко-мелкокристаллическим мозаичным агрегатом кальцита бесцветного с незначительным увеличением размеров зерен к центру (рис. 4 ж). В них часто наблюдаются сгустки (реликты?) пелитоморфного кальцита, по периферии которых формируются призматические кристаллы альбита, часто в виде радиально-лучистых сростков, с вкраплениями игольчатых частиц гидроксидов железа, что придает псевдоморфозам локальную коричневую окраску (рис. 4 и). Вторые имеют ячеистую апожелваковую структуру (рис. 4 з). В ячейках отмечается минеральная зональность – в центральной части локализованы пучковидные агрегаты бесцветных призматических кристаллов или тонкокристаллический мозаичный агрегат гипса, а по периферии – халцедон слабо буроватого цвета со сферолитовым погасанием, нередко с микрокристаллами кварца вдоль границы халцедон-гипс. В гипсовых пучках выявлены реликтовые зерна ангидрита.

Кремнистые стяжения имеют удлиненно-овальную форму, размеры до 1 см в длину и 3 мм в ширину. По периферии кремнистых стяжений наблюдается тонкая гипсовая «рубашка» с включениями реликтовых зерен ангидрита. В стяжениях изредка рассеяны флористические остатки (споровые частицы) (рис. 4 к), замещены целестином или халцедоном, а также единичные субизометричные включения *сфалерита* бесцветного размером около 0,2 мм.

В единичных случаях в карбонатных породах ТКТ фиксируются псевдоморфозы по скелетным кристаллам галита – елочковидные трехгранные или четырехгранные углы (рис. 4 л).

Песчаники и алевролиты, встречающиеся в подчиненном количестве в ТКТ, имеют преимущественно серую окраску и полимиктовый состав (рис. 5 а). Основная масса обломочного материала в них представлена полевыми шпатами, эффузивными, кремнистыми и глинистыми породами, известняками, в том числе водорослевыми, и алевролитами, кварцем, хлоритами, створками раковин (детрит). В алевролитах

отмечается относительное увеличение кварцевой составляющей. В кремнистых обломках выявлены редкие включения псевдоморфоз по радиоляриям, выполненные халцедоном (рис. 5 г). Форма зерен разнообразная, в зависимости от минерального состава обломка, преимущественно угловатая, полуокатанная; пластичные обломки нередко изогнуты и имеют конформные очертания. В большинстве обломков наблюдается тонкая вкрапленность непрозрачного *пирита*, который иногда образует рубашку вокруг разных обломков.

В единичном случае был выявлен прослой песчаника грауваккового крупнозернистого с примесью (2–3 %) оолитов (рис. 5 б-в). *Оолиты* овальные, реже круглые с концентрически-скорлуповатым строением выполнены кальцитом. В проходящем свете буроватые. В центральной части оолитов, как правило, диагностируется фрагмент известняка пелитоморфного локально перекристаллизованного. Пелитоморфный агрегат кальцита также выполняет отдельные зоны оолита. Во многих оолитах присутствует рассеянная вкрапленность идиоморфных кристаллов пирита субмикронной размерности – от беспорядочной до согласной зональности.

В редких тонких прослойках алевролита наблюдается относительное увеличение количества органики – углефицированного растительного детрита, обломков створок раковин, а также пиритовой

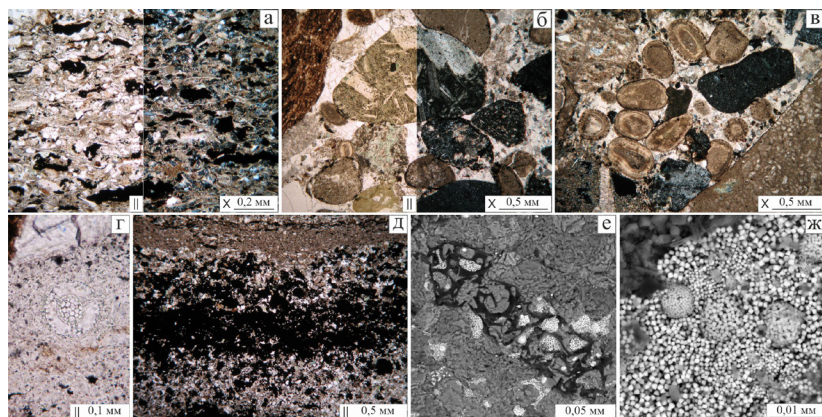


Рис. 5. Петрографические особенности терригенных пород ТКТ

а – полиминеральный состав и кальцитовый цемент алевролита; виден согласно ориентированный раковинный детрит; б – полиминеральный состав песчаника; в – скопление кальцитовых оолитов в песчанике; справа внизу виден обломок известняка водорослевого; г – псевдоморфоза по радиолярии в кремнистом обломке песчаника; д-ж – вкрапленность пирита в алевролитовом прослойке, в том числе в виде фрамбидов

вкрапленности в виде фрамбоидальных агрегатов вблизи флористических частиц (рис. 5 д-ж).

Цемент терригенных пород ТКТ кальцитовый поровый составляет 10 % от объема породы. Распределен неравномерно – на некоторых участках он практически отсутствует – обломки плотно сгружены за счет большого количества пластичных зерен.

Пестроцветная толща представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами коричневого и зеленовато-серого цвета. По минеральному составу их можно отнести к грауваккам. В них выявлены обломки эффузивных, кремнистых и глинистых пород, известняков и алевролитов. Среди минералов преобладают кварц, полевые шпаты и хлорит, реже встречаются пироксены, амфибол, титаномагнетит и др. Также в составе пород ПЦТ часто отмечаются гидроксидно-железистые зерна, вероятно, представляющие собой ожелезненные обломки пород.

Обломки *эффузивных пород* чаще всего имеют овальную полуокатанную форму и интерсертальную структуру. Обломки в различной степени ожелезнены и хлоритизированы – хлорит выполняет интерстиции микролитов плагиоклаза или формирует сферолиты (рис. 6 а).

Обломки *кремнистых и халцедон-кварцевых пород* полуокатанной и угловатой формы (рис. 6 б). В поляризованном свете отличаются микроагрегатным или сферолитовым погасанием. Нередко в породах наблюдаются псевдоморфозы по радиоляриям, замещенные халцедоном, по периферии ожелезненные (рис. 6 в).

Обломки *известняка* имеют округлую форму и пелитоморфную структуру. Зерна *алевролитов* полуокатанные округлой или овальной формы; имеют кварцевый состав и железисто-гидрослюдистый контактовый цемент. Обломки *аргиллитов* и *глинистых* пород бурого цвета за счет рассеянных гидроксидов железа; они часто деформированы до изогнутой линзообразной формы и облекают соседние более прочные зерна.

Кварц встречается в виде угловатых или остроугольных зерен с нормальным, реже волнистым погасанием, изредка наблюдаются включения пылеватых частиц.

Полевые шпаты присутствуют в виде таблитчатых или призматических зерен и представлены калиевым полевым шпатом (КПШ) и плагиоклазом (преимущественно альбит). Для альбита характерны полисинтетические двойники. Практически во всех зернах выявлены включения вторичных минералов – плагиоклазы подвержены сосюритизации, эпидотизации; КПШ – пелитизации. Интенсивность изменений варьирует от редких включений до практически полностью замещенного зерна.

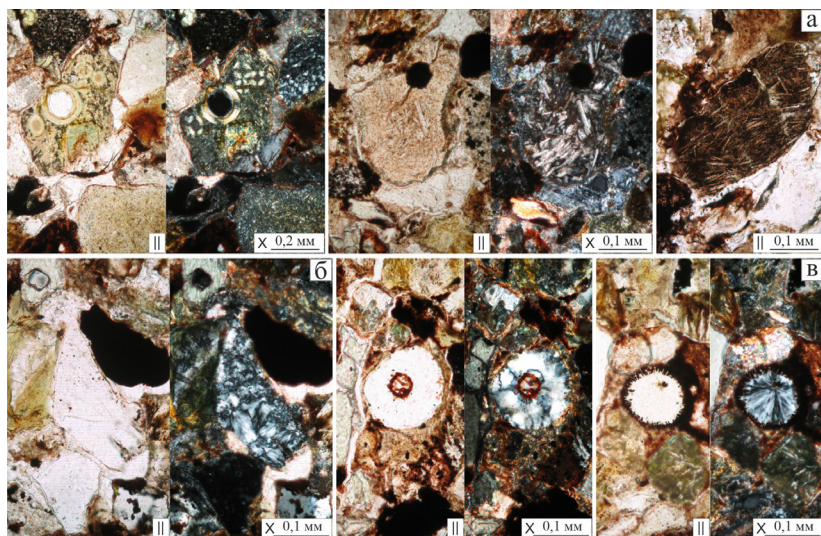


Рис. 6. Петрографические особенности пород ПЦТ

а – обломки эффузивных пород, в том числе хлоритизированные; б – халцедон-кремнистый и железненный обломки; в – псевдоморфозы халцедона по радиоляриям

Ожелезненные обломки имеют разнообразную форму – от окатанной до остроугольной. В проходящем свете непрозрачные, по периферии слегка просвечивают коричневым. В отраженном свете обломки охристо-желтого до красновато-оранжевого цвета, в некоторых индивидах видна первичная интерсертальная структура. По составу отвечают гидроксидам железа.

Хлорит наблюдается в виде зерен угловатой или таблитчатой формы. Окраска зерен в проходящем свете весьма неравномерная – пятнистая от зеленого до зелено-коричневого.

Цемент в породах ПЦТ преимущественно кальцитовый мелкокристаллический поровый. Распределен весьма неравномерно и составляет около 10–15 % породы. Реже в качестве цемента отмечается *анальцимовый* агрегат мелкокристаллический базально-поровый. Распределен по породе весьма неравномерно.

Особенности строения песчаных пород уфимского яруса Соликамской впадины ранее были рассмотрены Д.Е. Трапезниковым [2]. По смене вещественного состава обломочной части пород автором сделаны выводы об эволюции условий осадконакопления – от лагуновых и мелководных морских (соликамское время) до континентальных

озерных и речных (шешминское время). Учитывая результаты нашего исследования, можно добавить, что в соликамское время рассматриваемая территория представляла собой область хемогенной садки преимущественно карбонатного материала с периодическими осолонением (преобладание сульфатного материала и доломита) и привносом терригенных частиц. В шешминское время превалировало накопление механического осадка, причем существовало несколько источников его сноса – эффузивные и кремнистые породы, полевые шпаты, кварц и др. транспортировались с западного склона Урала, тогда как обломки известняков, в том числе органогенных, кальцитовые оолиты, кальцит, раковинный детрит, по-видимому, являлись продуктами разрушения близлежащей литорали.

Основные петрографические особенности пород соликамской свиты связаны главным образом с эвапоритовыми условиями седиментогенеза и последующими преобразованиями отложений на стадии диагенеза. Постепенное уменьшение солености вод в целом привело к снижению роли сульфатного материала в разрезе – от прослоев в СМТ до отдельных стяжений и пойкилокристаллов в ТКТ. Кроме того, последующая перекристаллизация ангидритовых пород привела к локальному образованию аутигенных кварц-халцедоновых конкреций и целестина. Образование альбита может быть связано с гидролизом глинистых минералов, которые также послужили и источником железа для окрашивания новообразованного альбита.

Локальное появление аутигенного анальцима в терригенных породах ПЦТ связано с преобразованиями входящих в их состав обломков эффузивов.

Немаловажную роль в разрезе играли процессы сульфатредукции. Известно, что в нормальных морских осадках уже на стадии раннего диагенеза, благодаря микробной сульфатредукции, начинает формироваться пирит [3]. В изученном нами разрезе пирит встречается повсеместно – от тонкой вкрапленности до отдельных крупных стяжений. Относительное увеличение его в некоторых интервалах прямо коррелируется с привносом флористических остатков. Наличие в осадке рассеянного органического вещества, сульфат-ионов, а также железосодержащих минералов создавали наиболее благоприятные условия для аутигенного образования пирита, в меньшем количестве – других сульфидов.

Петрографические особенности изученного разреза надсоляных пород позволили детализировать особенности осадконакопления в период заключительного распреснения территории Верхнекамского

эвапоритового бассейна.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ в рамках соглашения по государственному заданию № 075-03-2021-374 от «29» декабря 2020 г. (рег. номер 122012000400-0)

Библиографический список

1. Бубнова М.В., Чайковский И.И., Чиркова Е.П. Полимнеральные конкреции соляно-мергельной толщи Соликамской впадины // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2022. № 25. С. 18–26. DOI: 10.17072/chirvinsky.2022.18.
2. Трапезников Д.Е. Сравнительная характеристика песчаных пород уфимского яруса в Соликамской впадине // Вестник Пермского университета. Геология Том 17, № 2 (2018) С. 97–104. DOI: <http://dx.doi.org/10.17072/psu.geol.17.2.97>
3. Berner R.A. Sedimentary pyrite formation: An update // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48., Iss. 4. P. 605–615.

SOME MICROSCOPIC FEATURES OF SUPRA-SALT ROCKS OF
THE VERKHNKAMSKOE SALT DEPOSIT (ROMANOVSKIY
AREA)

O.V. Korotchenkova

korotchenkova@mi-perm.ru

A microscopic study was carried out on the supra-salt rocks of the southern part of the Verkhnekamskoe salt deposit. The study made it possible to reveal the petrographic features of non-salt rocks, as well as to detail the conditions for the formation of sediment after the completion of salt accumulation in the Verkhnekamskoe evaporite basin.

Keywords: Verkhnekamsk salt deposit, petrography of ufimian formation.

Д.А. Кузин

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ИЗУЧЕНИЕ НЕРАСТВОРИМОГО ОСТАТКА СОЛЕННЫХ ПОРОД ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В работе рассмотрены исследования по изучению нерастворимого остатка солей Верхнекамского месторождения. Приведены результаты собственных исследований с выделением и изучением нерастворимого остатка под электронным микроскопом. Выполнены микрозондовые анализы состава характерных минералов и приведены микрофотографии отдельных зерен.

Ключевые слова: электронный микроскоп, нерастворимый остаток, Верхнекамское месторождение, соли.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.154

Введение. Актуальность исследования нерастворимого остатка солей связана с решением различных задач. Основной из них является получение данных, необходимых для обоснования технологических способов переработки сырья. Исходя из результатов изучения, можно повысить рентабельность использования пород разрабатываемого месторождения. Наиболее общей характеристикой при этом является содержание нерастворимого остатка в солях. Например, в галите оно обычно менее 1 % и только в перистой темно-серой разновидности превышает 4% [7].

Вещественный состав нерастворимого остатка солей Верхнекамского месторождения изучался многими исследователями [1, 3, 4, 6, 8, 9, 10, 13 и др.]. Исследователями, прежде всего, анализируются способы получения и изучения нерастворимого остатка. Нерастворимый остаток получают при растворении соляных образцов (кернов и обломков, полученных при добыче руды) в дистиллированной воде с температурой выше комнатной, причем этот процесс может быть достаточно длительным.

Далее, большое внимание уделяется исследованию вещественного состава нерастворимого остатка. При этом в составе Н.О. соляных и соленосных пород выделяются две основные фазы – минеральная и рентгеноаморфная [2]. Определение минерального состава нерастворимого остатка позволяет установить особенности процессов седиментации,

диагенеза и катагенеза. Кроме того, определяется наличие вредных примесей в солях.

Одним из направлений исследования является выяснение формы нахождения компонентов нерастворимого остатка. Так, Э.О. Баяндиной [2] выделены четыре формы нахождения компонентов нерастворимого остатка в соляных породах: включения в кристаллах, прослои галопелитов, скопления глинистого материала и вкрапленности, находящиеся в межзерновом пространстве.

Установлено, что в главных минералах солей состав минеральных включений заметно различается. Например, минеральные включения в галите обычно представлены мелкими зернами ангидрита, кальцита, доломита, а также глинистыми и другими минералами. В сильвините красного и оранжевого оттенков типичными минеральными включениями являются железистые минералы (гематит и гетит) [12].

Проводя исследования нерастворимого остатка Верхнекамского месторождения нами была обнаружена таблица качественного минерального состава нерастворимого остатка соляных пород Верхнекамского месторождения, представленная в диссертации Баяндиной [2]. Проведя анализ таблицы было выяснено что наиболее часто встречающимися минералами в нерастворимом остатке являются ангидриты, гипсы, доломит, хлорит, гидрослюда и полевые шпаты. Однако если смотреть по разнообразию минералов в классах, то лидерство занимают силикаты. Крайне редко в нерастворимом остатке солей встречается самородное золото и фосфаты (апатит, барит, ярозит).

При этом содержание минералов в нерастворимом остатке очень сильно колеблется. Так, доля сульфатов обычно составляет от 7 до 21 %, карбонатов (в основном доломит) – от 14 до 36%, силикатов – от 57 до 72 %. Однако минеральный состав нерастворимого остатка продуктивных пластов практически не отличается от такового галопелитов коржей.

Методика исследований. Нами выполнены исследования нерастворимого остатка образцов участка Березниковского калийного рудоуправления № 4. Образцы представлены обломками сильвинитовой руды, добываемой на предприятии, а также керном, который выделяется для исследования состава пластов. Общий вес образцов, использованных при растворении в воде, составил 2,079 кг.

Растворение проводилось поэтапно с использованием дистиллированной воды. Общая масса нерастворимого остатка составила 45,5 г. Основная часть его была представлена глинистым материалом. Далее глинистая фракция была удалена отмывкой в воде с получением остатка массой около 3 г, представленного в основном карбонатами.

Следующий аналогичный этап отмывки в воде позволил получить существенно сульфидный остаток массой около 0,3 г.

Таким образом, нерастворимый остаток был разделен на три фракции, каждая из них направлялась на изучение под бинокуляром. Затем из каждой фракции отбиралась представительная часть для изучения под электронным микроскопом марки JSM 6390 LV (фирма Jeol) с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350 (фирма Oxford Instruments). Для исследования под электронным микроскопом изготавливались препараты с отобранными под бинокуляром зернами минералов. Химический состав зерен и агрегатов определялся микрозондовым анализом. Кроме того, проводилось микрофотографирование зерен минералов. Режим работы микроскопа: напряжение 20 кВ, рабочее расстояние – 12 мм, сила тока - 10 А. Электронномикроскопические исследования выполнены в Центре коллективного пользования ПГНИУ (аналитик Б.М.Осовецкий).

Результаты исследований. Преобладающая масса нерастворимого остатка, представленная глинистым веществом, по данным микрозондового анализа диагностирована как гидрослюда. Форма нахождения глинистого вещества – обычно агрегаты сложного строения. Основными компонентами в их составе являются SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и FeO^* .

Кроме того, характерными компонентами глинистого продукта являлись черные волокнистого строения фрагменты размером в длину до 1 см и толщиной 0,2-0,3 см. Микрозондовый анализ показывает присутствие в их составе углерода в качестве преобладающего элемента. Таким образом, данные компоненты, вероятно, являются углистыми частицами (рис. 1а).

Среди карбонатов распространены кристаллы и агрегаты доломита (рис. 1б-д), а также очень редко - кальцит. Доломиты в большинстве своем имеют идиоморфную (ромбоэдрическую) и гипидиоморфную форму кристаллов. Размер кристаллов варьирует от 0,3 до 0,5 мм. Агрегаты доломита размером до 0,75 мм представлены срастаниями большого количества мелких ромбоэдрических кристалликов размером обычно менее 0,1 мм и зерен неправильной формы.

Зерно кальцита имеет отчетливо выраженные следы растворения с отсутствием признаков первичной кристаллической формы (рис. 1е).

В химическом составе зерен доломита присутствуют примеси железа, марганца и алюминия в заметном количестве, которые могут быть обусловлены налетами глинистого и глиноземистого вещества (табл. 1). Для кальцита содержание последних заметно повышается. Присутствуют также налеты сульфатов.

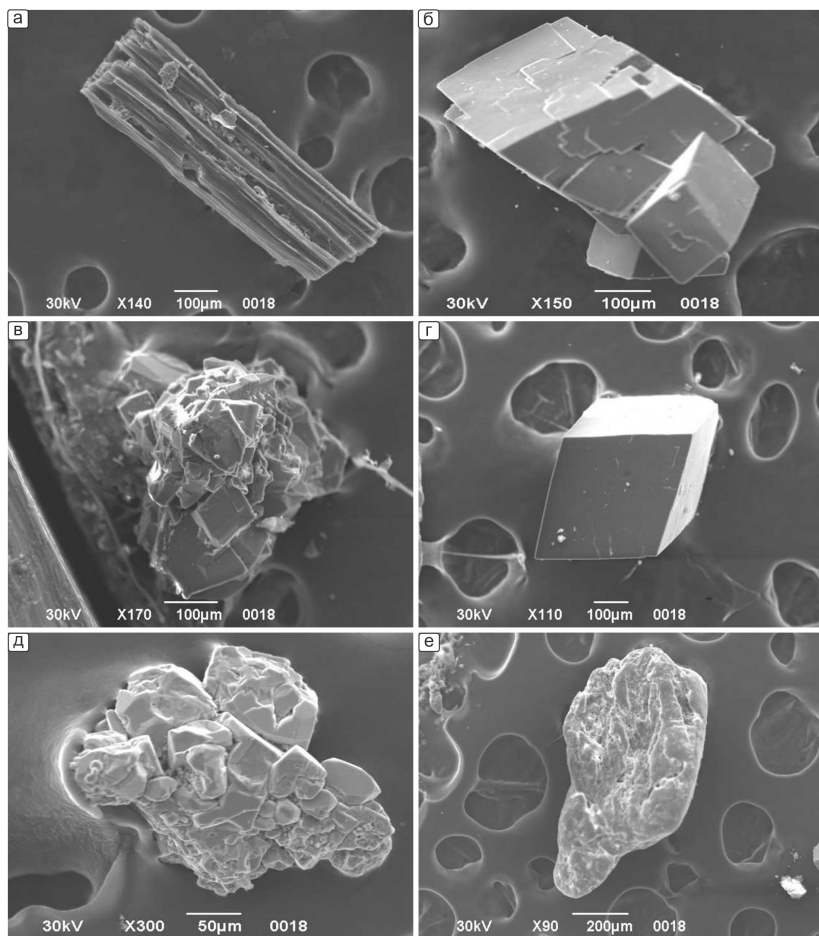


Рис. 1. Микрофотографии нерастворимого остатка в сканирующем электронном микроскопе: а - углистая частица, б-д - кристаллы и агрегаты доломита, е - кальцит

Закключение. В ходе проведения исследований при растворении ядерного образца сильвинита были получены 3 фракции нерастворимого остатка: глинистая, карбонатная и существенно сульфидная. Минеральный и химический состав фракций исследован под электронным микроскопом.

С использованием данных микрозондового анализа было установлено, что преобладающая по массе глинистая фракция представлена гидрослюдами и содержит также углистые фрагменты. Карбонатная

фракция представлена преимущественно доломитами, крайне редко встречается кальцит. В существенно сульфидной фракции преобладает пирит, в небольшом количестве присутствует сфалерит.

Таблица 1
Химический состав минералов карбонатного продукта, мас. %

Минерал	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	SO ₃	CaO	MnO	FeO*	K ₂ O
Кальцит	2,11	3,09	3,73	0,68	51,02	-	0,81	0,34
Доломит	19,64	0,10	0,19	0,10	31,37	0,29	1,27	-
Доломит	20,44	-	-	0,21	32,32	0,44	1,16	-
Доломит	26,51	3,86	0,38	-	32,55	0,38	1,84	-
Доломит	26,07	1,00	0,39	0,36	26,84	0,47	0,56	-

Использованная методика фракционирования нерастворимого остатка солей может быть использована при детальном изучении их минерального состава.

Среди сульфидов преобладает пирит, в редких зернах встречается сфалерит. Пирит представлен как агрегатами сложной формы, так и кристаллами кубической формы размером 0,1-0,2 мм (рис. 2 а, б). Типичными примесями в составе зерен пирита являются Cu, Co и Zn. Редко присутствуют Sn, Pb, As (табл. 2).

Таблица 2
Химический состав зерен сульфидов, мас. %

Минерал	S	Fe	Cu	Zn	Sn	Co	As	Al	Si	Pb	Ni
пирит	53,34	46,17	0,18	0,15	0,07	0,09	-	-	-	-	-
пирит	53,71	46,75	0,17	0,16	-	0,16	0,05	-	-	-	-
пирит	53,85	46,62	0,21	-	-	0,15	-	0,52	1,65	-	-
пирит	53,61	46,58	0,31	0,19	0,11	0,16	-	-	-	0,04	-
сфалерит	32,41	0,88	-	66,68	-	-	-	-	-	-	0,04
сфалерит	32,70	0,78	0,58	66,75	-	-	-	-	-	-	-

Зерна сфалерита (рис. 2 в, г) представлены сильно выщелоченными фрагментами кристаллов с многочисленными порами и пустотами. Лишь изредка сохраняются участки первичных граней. Из примесей в небольшом количестве обнаружено железо.

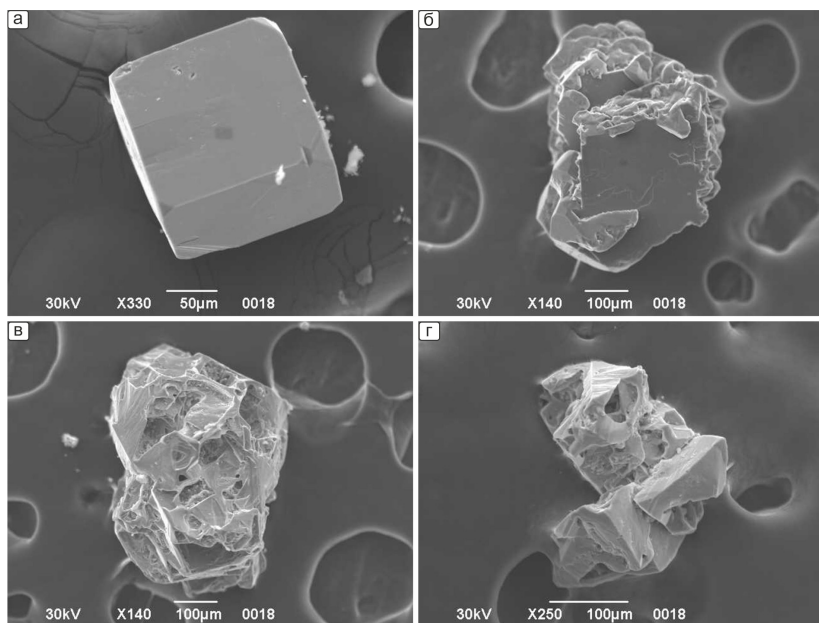


Рис. 2. Микрофотографии нерастворимого остатка в сканирующем электронном микроскопе: а-б - зерна пирита, в-г - зерна сфалерита

Библиографический список

1. Аполлонов В.Н., Барсанов Г.П., Блинов В.А. и др. О полевом шпате галопелитов Верхнекамского месторождения // Докл. АН СССР. 1975. 225 (4). - С. 908-910.
2. Баяндина Э.О. Диссертация. «Исследование геологических условий и результатов избирательного истирания керна сильвинитов при разведке Верхнекамского месторождения», Москва 2017
3. Борисенков В.И., Аполлонов В.Н., Иванов А.Г. Состав галопелитов Верхнекамского калийного месторождения как геохимический показатель палеоусловий развития солеродного бассейна // Строение и условия формирования месторождений калийных солей. - Новосибирск: Наука, 1981. - С.
4. Джиноридзе Н.М., Аристаров М.Г., Поликарпов А.И. и др. Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей. - СПб. - Соликамск: ОГУП «Соликамская типография», 2000. - 400 с.
5. Иванов А.А., Воронова М.Л. Верхнекамское месторождение калийных солей. - Л.: Недра, 1975. - 219 с.
6. Иванов А.Г., Аполлонов В.Н., Борисенков В.И. Минеральные парагенезисы галопелитов в отложениях калийных солей // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 2.- С. 469-472.
7. Кудряшов А.И. Верхнекамское месторождение солей. 2-е изд., перераб. - М.: ООО «РПФ» Эпсилон Плюс, 2013. - 368 с.(4)
8. Мягков В.Ф. Некоторые вопросы методики рудничного опробования калийных солей на Верхнекамском месторождении // Сб. научн. тр. Пермск. ПИ. 1961. № 8. - С. 87-94. (10)

9. Наумов В.А. Строение и вещественный состав техногенных осадков шламохранилищ Верхнекамского месторождения солей // Изв-я Вузов. Горный журнал, № 4, 2009. - С. 46-53. (11)
10. Поляковский В.Я. О роли аллотигенных и аутигенных факторов в формировании ассоциаций глинистых минералов калийных месторождений хлоридного типа // Геохимические закономерности формирования галогенных отложений: Сб. науч. тр. - Новосибирск, 1983. - С. 44-45. (12)
11. Попова В.И., Попов В.А., Котляров В.А. и др. Характеристика галита и сильвина Верхнекамского месторождения. Отчет о НИР Института минералогии УрО АН СССР, Миасс, 1990. (2)
12. Яржемский Я.Я., Протопопов А.Л., Лобанов В.В. и др. Атлас структур и текстур галогенных пород СССР. - Л.: «Недра», 1974. - 231 с. (3)
13. Яржемская Е.А. Вещественный состав галопелитов // Тр. ВНИИГ. 1954. Вып. 29. - С. 260-314. (13)

STUDY OF THE INSOLUBLE RESIDUE OF SALINE ROCKS OF THE VERKHNEKAMSKOYE DEPOSIT

D.A. Kuzin

Danilkuzin15@gmail.com

In this paper, the methods of studying the insoluble residue of salts of the Verkhnekamskoye deposit are analyzed. The results obtained by applying of our own methods are presented. The insoluble residue is investigated under an electron microscope, followed by a description of the grains with a microprobe analysis.

Keywords: electron microscope, Verkhnekamskoye deposit, insoluble residue, salts.

УДК 546.291

С.К. Мустафин¹, А.Н. Трифонов², К.К. Стручков³

¹Уфимский университет науки и технологий, г. Уфа;

²Ленинградский государственный университет
им. А.С. Пушкина, г. Санкт-Петербург;

³Северо-Восточный федеральный университет
им.М.К. Аммосова, г. Якутск.

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ ГЕОЛИЕНОСНЫХ ОБЪЕКТОВ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РЕГИОНОВ

Проблема гелиеносности объектов углеводородного сырья (УВ) нефтегазоносных провинций Российской Федерации рассмотрена на основании сопоставления комплекса базовых геологических параметров. Результаты анализа предлагаются для проведения прогнозирования и оценки промышленной гелиеносности.

Ключевые слова: гелий, углеводородное сырьё, нефтегазоносные провинции, породы-коллекторы, геологический возраст. залежи УВ.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.161

Гелий сегодня является одним из наиболее востребованных на мировом рынке минерального сырья видом полезных ископаемых. Уникальные свойства гелия марок «А» (содержание гелия не менее 99,995 %) и «Б» (не менее 99,990 %) используются в криогенной технике, для создания инертной и регулируемой воздушной среды, при плавке, резке и сварке металлов, в газовой хроматографии, для охлаждения ядерных реакторов, в научных экспериментах, в космических и военных технологиях, в течеискателях и др.

Экспертная оценка уровня добычи гелия и состояния его ресурсной базы в группе основных стран-производителей по состоянию на 2022 г дала следующие результаты (ежегодная добыча в млн м³/общие ресурсы в млн м³) : США - 71/8500; Катар – 51/н. д; Алжир – 14/1800; Россия – 9/1700; Австралия 4/н. д.; Польша – 1/24; Китай – 1/н. д. [12].

Современная добыча гелия осуществляется в основном на нефтегазоконденсатных (НГКМ) и газоконденсатных (ГКМ) месторождениях из природного и попутного углеводородных газов.

УВ месторождений условно делится на бедное (0,02% - 0,05% от общего объема природного газа), богатое (0,05% - 0,3%), весьма богатое

(0,3% - 1%), уникально богатое (более 1%) [3]. При этом рекомендуемые минимальные промышленные концентрации гелия как попутного компонента в свободном газе и газе газовых шапок не ниже 0,05 об. %, а в растворённом газе – 0,035% (Таблица 1) [4].

Таблица 1

Рекомендуемые минимальные промышленные концентрации гелия и других попутных компонентов в свободном и растворённом газах месторождений УВ [4]

Основное или попутное полезное ископаемое	Попутные компоненты	Промышленная концентрация
Свободный газ и газ газовых шапок	Гелий	0,05 %
	Этан	3 %
	Сероводород	0,5 %
	Диоксид углерода	15%
Растворенный газ	Гелий	0,035 %
	Этан	3 %
	Пропан-бутаны	0,9 %
	Сероводород	0,5 %

На территории РФ известны 176 месторождений гелийсодержащего природного газа. Исследования геологии и геохимии гелия позволили составить Схему гелиеносности природных газов нефтегазоносных бассейнов РФ (рис.1) [11].

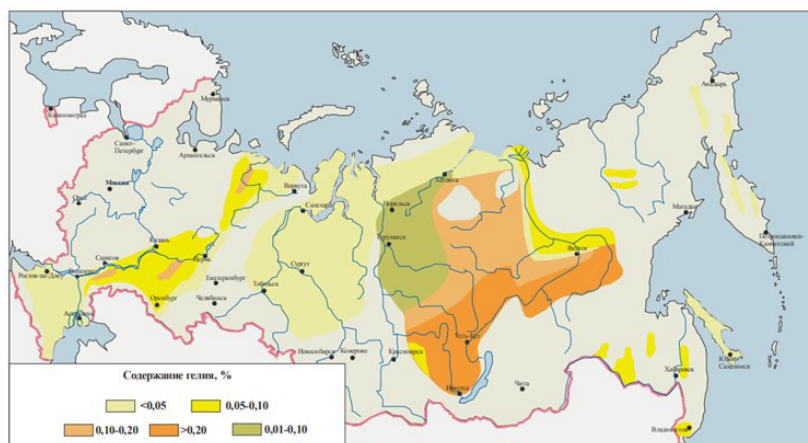


Рис. 1. Схема гелиеносности природных газов нефтегазоносных бассейнов РФ [11]

Традиционными регионами гелийсодержащего углеводородного сырья РФ являлись Оренбургская область с Оренбургским нефтегазоконденсатным месторождением (ОНГКМ) и единственным в РФ гелиевым заводом действовавшим до 2020 г., а также Астраханская область (Астраханское газоконденсатное месторождение (ГКМ)).

Современные стратегические перспективы гелиевой промышленности РФ связаны с новыми объектами Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области (НГО) Лено-Тунгусско-нефтегазоносной провинции (НГП) - нефтегазоконденсатным Талаканским и газоконденсатными Чаюдинским, Тас-Юряхским, Верхневилучанским и др. месторождениями Республики Саха (Якутия) (далее РС(Я)), Ковыктинским газоконденсатным месторождением (Иркутская область) и строящимся Амурским газоперерабатывающим заводом (АГПЗ).

Все известные месторождения углеводородного сырья (УВ) Оренбургской области, включая уникальное ОНГКМ относятся к Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (ВУНГП) Российской Федерации (РФ).

Начальные суммарные ресурсы (далее НСР) нефти территории оцениваются в 2,3 млрд т, свободного газа – 3 273 млрд м³.

Промышленная нефтегазоносность установлена в отложениях D, C и P1 комплексов. Типы ловушек УВ разнообразны от структурных, литологически и стратиграфически экранированных до рифовых.

В недрах региона учтены 8 газовых, 7 газоконденсатных, 2 нефтегазовых, 21 газонефтяных, 18 нефтегазоконденсатных месторождений с запасами свободного газа по категориям A+B1+C1 – 517,089 млрд м³. Газ различается по составу и содержанию попутных компонентов. Извлекаемые запасы свободного газа ОНГКМ категорий A+B1 составляют 435,587 млрд м³; в 2020 г. добыто 13,438 млрд м³ (Рисунок 2).

На 25 месторождениях учтены запасы конденсата; на 14 запасы этана, пропана и бутанов; на 18 - запасы гелия и на 38 - сероводородсодержащего газа. В 7 газоконденсатных и 18 нефтегазоконденсатных месторождениях общие запасы конденсата категорий A+B1+C1 оценены в 21,714 млн т; а добыча 2020 г составила 0,152 млн т.

Текущие извлекаемые запасы гелия категорий A+B1 учтены на ОНГКМ в объеме 337,905 млн м³ (2,57% от РФ). Кроме Оренбургского гелиевого завода в мире нет примеров промышленного производства гелия со столь малым его содержанием (0,04 об.%) в сырье. В УВ газах объектов Республик Башкортостан и Удмуртия содержится 0,1–0,2 об. % гелия [9].

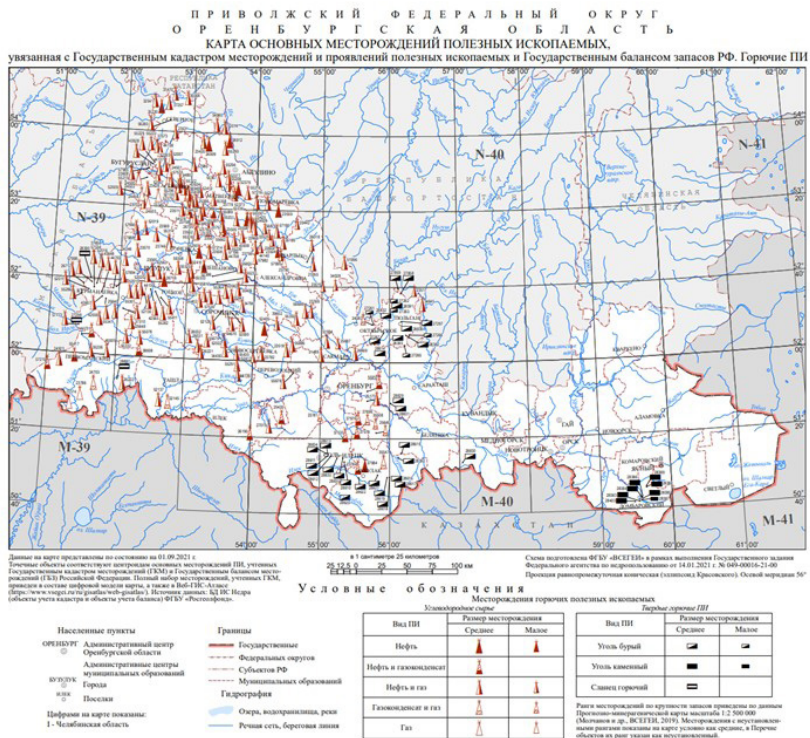


Рис. 2. Карта размещения месторождений горючих полезных ископаемых Оренбургской области, включая гелийсодержащие объекты углеводородного сырья [9]

НСР свободного газа в недрах Астраханской области (российский сектор Прикаспийской НПП) составляют 7088,7 млрд м³ (5% разведанных запасов свободного газа и 20% конденсата РФ) (рис.3). Выделяются три литолого-стратиграфических мегакомплекса: подсолевой, надсолевой (MZ-KZ-и P₂) и, разделяющий их, соленосный (P₁ кунгурский ярус). Газоносны карбонатные и терригенные толщи С, Т и J отложений на глубинах 1,5 - 4 км и более; нефтеносны – терригенные толщи J₂ и K₂, на глубинах 850-1650 м [7].

Месторождения характеризуются сложным геологическим строением; перспективы УВ прогнозируются в подсолевых рифогенных структурах отложений D и C. УВ сырьё перерабатывается на Астраханский ГПЗ мощностью 12 млрд м³/год; гелий не извлекался.

Учтены 3 газовых, 3 газоконденсатных и 1 газонефтяное месторождения с запасами свободного газа, включая газ газовых шапок всего

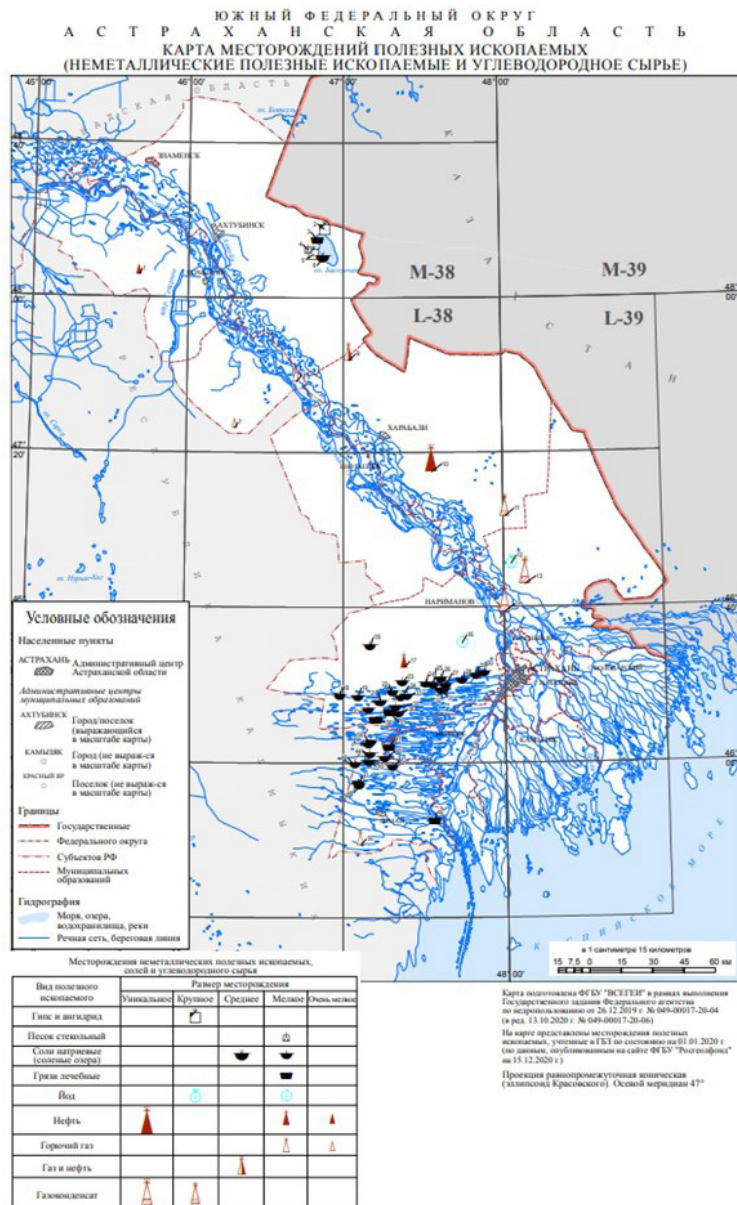


Рис. 3. Карта размещения месторождений горючих полезных ископаемых Астраханской области, включая гелийсодержащие объекты углеводородного сырья [8]

по категориям $A+B_1+C_1$ - 3097,844 млрд м³. В 2020 г. добыто 11,406 млрд м³ газа, потери составили – 0,001 млрд м³.

Промышленная газоносность установлена в комплексах отложений D, C, T, J, K. Запасы растворенного газа по категориям $A+B_1+C_1$ учтены в объеме 1,133 млрд м³ и категориям B_2+C_2 – 98,374 млрд м³. Добыча в 2020 г. составила менее 0,001 млрд м³.

Свободный газ месторождений области различен по составу и содержанию попутных компонентов. Запасы конденсата учтены на 3 месторождениях; этана, пропана, бутанов – на 3, гелия – на 1, сероводородсодержащего газа – на 4.

Извлекаемые запасы гелия категорий $A+B_1$ на Астраханском месторождении составляют 20,851 млн м³; а категории B_2 - 31,040 млн м³; добыча гелия не ведётся [8].

Месторождения УВ Республики Саха (Якутия) (далее РС(Я)) в составе Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области входят в состав Лено-Тунгусской НПП, - одной из наиболее перспективных в отношении нефтегазоносности континентальных территорий РФ. Здесь, по состоянию на 01.01.2021г., учтены 2 нефтяных, 17 нефтегазоконденсатных, 2 газонефтяных, 13 газоконденсатных, 6 газовых месторождения (рис.4). Общие запасы нефти РС(Я) оцениваются в 647,73 млн т ; в 2020 г. добыча составила 15,957 млн. В недрах РС(Я) учтено 42 месторождения горючих газов (в т. ч. 18 нефтегазоконденсатных, 15 газоконденсатных, 6 газовых, 3 газонефтяных) с общими запасами – 3 069,962 млрд м³ [7].

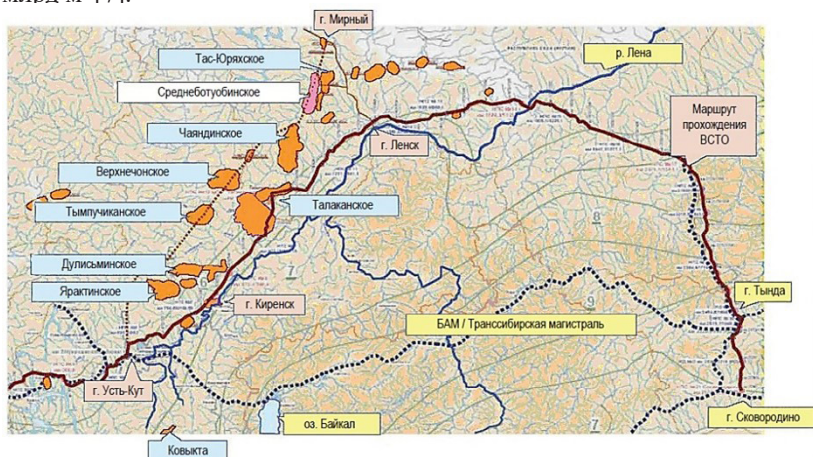


Рис. 4. Карта размещения гелийсодержащих газовых и газоконденсатных месторождений Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области в пределах РС(Я) [7]

В республике учтены 13 газоконденсатных и 17 нефтегазоконденсатных месторождения с общими извлекаемыми запасами конденсата 68,225 млн т, добыча конденсата в 2020 г. составила 0,228 млн т.

В пределах Непско-Ботуобинской НГО выявлено порядка 40 месторождений УВ залежи которых локализованы в продуктивных горизонтах V, V-С и С₁; выделяют залежи, приуроченные к породам коры выветривания фундамента. Для 40 % залежей антиклинального типа установлен литологический и стратиграфический контроль размещения. К моноклинальным склонам южной и центральной частей Непско-Ботуобинской антеклизы приурочены залежи неантиклинального типа.

В северо-восточных участках НГО проявлено дизъюнктивное экранирование залежей УВ.

На территории РС(Я) учтены 19 месторождений этансодержащего газа; в свободном газе запасы этана составляют 149,216 млн т, пропана – 70,887 млн т, бутана – 35,128 млн т. В 2020 году при добыче газа добыто этана – 0,001 млн т, пропана – 0,014 млн т, бутанов – 0,010 млн т, при этом объёмы потерькратно превышали показатели добычи [7].

В 17 месторождениях природного газа Республики Саха (Якутия) учтены запасы гелия, составляющие 49,36% этого полезного ископаемого от запасов РФ (8 715,07 млн м³). В 2020 г. Добыча гелия в РС(Я) составила 0,196 млн м³ или 100 % от добычи РФ. В недрах уникального Чаяндинского ГКМ запасы гелия 6 783,424 млн м³ или 37,66% от запасов РФ [7].

Открытие группы крупных гелийсодержащих ГКМ Лено-Тунгусской НПП, в первую очередь объектов РС(Я) в пределах Непско-Ботуобинской НГО и начало работы АГПЗ упрочат позиции РФ как одной из ведущего страны-производителя гелия в мире (Таблица 2).

Для целей устойчивого обеспечения гелийсодержащим сырьём АГПЗ, который, согласно проектным показателям, будет получать (извлекать) гелия актуальна проблема строительства подземных хранилищ газа (гелия).

У газовиков Республики Башкортостан [6] и Оренбургской области [9] имеется опыт строительства подземных хранилищ газа в различных, в том числе сложных, геологических условиях (Таблица 3).

Крупномасштабное производство гелия в мире по состоянию на 2007 г. в основном было сосредоточено на 16 заводах, в том числе: на территории США — 13, в Алжире (Арзев) — 1, в Польше (Одолянов) — 1, в Российской Федерации (Оренбург) — 1 [3].

Эксперты в 2022 году оценивали мировой рынок гелия в 2094 млн долларов США, а к 2028 году прогнозируют его скорректированный

размер в 2920,2 млн долларов США. Этот динамичный рост рынка может быть обеспечен среднегодовой динамикой на уровне 5,7%, что должно привести к дальнейшему развитию гелиевой промышленности мира.

Таблица 2

Месторождения гелия РФ [1, 7, 8, 9]

Месторождение	Запасы гелия по категориям ABC1+C2,млн м3	Состав газа, об%			
		Метан	C2+	Азот	Гелий
Лено-Тунгусская НГП, Иркутская область					
Ковыктинское ГКМ	5062	92,3	5,7	1,5	0,26-0,28
Непско-Ботуобинская НГО, Республика Саха (Якутия)					
Чаяндинское НГКМ	Газовая шапка 1400	85,6	6,9	8,2	0,43
	Основная залежь 790	н.д.	н.д.	н.д.	0,65
Тас-Юряхское НГКМ	459	84,4	7,0	8,1	0,38
Среднеботуобинское НГКМ	664	83,8	6,9	8,0	0,2-0,67
Верхневилючанское НГК	280	84,5	7,5	7,5	0,13-0,17
Волго-Уральская НГП					
Оренбургское НГКМ	337,9	86,62	6,08	н.д.	0,04
Астраханское ГКМ	20,851	51,01	7,86	0,71	0,02

В этих экономических условиях стратегические перспективы развития добычи гелия на месторождениях Лено-Тургусской НГП, в первую очередь на объектах РС(Я) Непско-Ботуобинской НГО и его товарного производства на АГПЗ весьма оптимистичными.

В сложившихся в настоящее время экономических условиях представляется целесообразным внимательно рассмотреть и проанализировать с позиции оценки возможных перспектив промышленного получения гелия, результаты исследований гелиеносности УВ месторождений Припятского прогиба (Республика Беларусь) [2].

За 55 лет добычи нефти из недр Беларуси было извлечено более более 136 млн т чёрного золота. В 2020 году на месторождениях УВ Республики Беларусь было добыто 1,710 млн тонн сырой нефти, 219 млн м³ природного газа, 1,578 млн тонн топливного торфа.

Основу сырьевой базы нефти и газа Республики Беларусь составляют, находящиеся в разработке месторождения Припятской нефтегазодной впадины.

Таблица 3

Общая характеристика подземных хранилищ газа [9]

Подземное хранилище (тип соляной толщи)	Страна, (Год начала эксплуатации подземного хранилища)	Число подземных резервуаров	Объем хранилища, млн м ³ (общ.)	Интервал заложения, м	Продукт хранения
Яр-Бишкарское (соляные купола)	РФ, Республика Башкортостан, (1961)	6	0,300	550–750	Светлые нефтепродукты
Камеры Яр-Бишкарского рассолопромысла	РФ, Республика Башкортостан, (1980)	3	0,350	750–800	Светлые нефтепродукты
Кашкарское (соляные купола)	РФ, Республика Башкортостан, (1974)	8	1,0	540–750	Сжиженные газы
Кашкарское II (соляные купола)	РФ, Республика Башкортостан, (1981)	2	0,100	540–750	Этилен
Казаякское (соляные купола)	РФ, Республика Башкортостан, (1988)	3	0,450	410–540	Светлые нефтепродукты
Зиминское	РФ (1984)	4	0,080	1300–1350	Этилен
Оренбургское (соляные купола)	РФ (1985)	9	0,320	1050–1470	Гелиевый концентрат
Астраханское (соляные купола)	РФ (1992)	11	0,350	690–1160	Газовый конденсат, продукт промывки скважин

Таблица 4

Статистические параметры содержания гелия в рассолах и нефти месторождений Припятского прогиба [2]

Объект измерений	Объем выборки	Среднее	Медиана	Минимум	Максимум	Размах	Дисперсия	Стандартное отклонение	Нижняя квантиль	Верхняя квантиль
Рассолы	74	0,78	0,3	0,01	10,47	10,46	2,57	1,6	0,12	0,69
Нефть	214	0,041	0,032	0,0005	0,53	0,53	0,0025	0,05	0,015	0,047

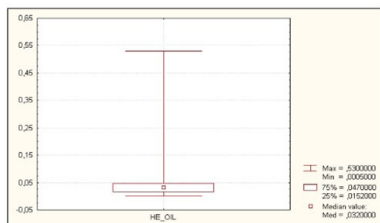


Рис. 5. Бокс-диаграмма распределения содержания гелия в нефтяных газах Припятского прогиба (Республика Беларусь) [2]

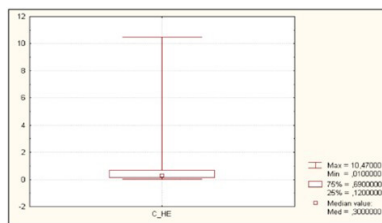


Рис. 6. Бокс-диаграмма распределения содержания гелия в газах рассолов [2]

Здесь по состоянию на 2000 г. промышленные запасы нефти оцениваются в размере 63 млн т, попутного газа 35 млрд м³, неразведанные — 190 млн т и 90 млрд м³ соответственно.

Особый интерес представляют данные о гелиеносности рассолов и нефти месторождений УВ Припятского прогиба (Республика Беларусь) (таблица 4), а также результаты исследования содержания и распределения гелия в нефтяных газах (рисунок 5) и газах рассолов (рисунок 6) [2].

Отмечается, что на основании данных опробования вод из протерозойских образований можно ожидать концентрацию гелия в проницаемых структурах кристаллического фундамента.

Прогнозируется возможный уровень гелиеносности пород кристаллического основания в первых десятки мл/л. Распределение концентраций гелия в нефтяном газе варьирует в пределах $n \cdot 10^{-1} - 10^{-4}$ % об. (рис. 5). Объёмной концентрации гелия у подсолевых нефтей по сравнению с межсолевыми несколько, что отвечает общей тенденции увеличения концентрации гелия с глубиной. В рассолорастворенных газах объёмные концентрации гелия значительно выше и варьируют в пределах первых единиц объёмных процентов в протерозойских и подсолевых девонских рассолах, долей единиц — первых единиц об. % в межсолевых рассолах и сотых-десятых долей об. % для верхнесолевого комплекса [2].

Природа гелия в объектах Припятского прогиба пока не установлена. Вполне возможно, что здесь гелий не связан генетически с формирование месторождений УВ.

Запасы гелия в составе сырья углеводородных месторождений Пермского края в 2022 г. учтены на 15 объектах, в 2020 на 8 [10].

Исследователями из Оксфордского и Даремского университетов (Великобритании), работающими с Helium One, компанией по разведке гелия со штаб-квартирой в Норвегии в пределах Восточно-Африканской рифтовой зоны выявлена промышленная гелиеносность объектов углеводородной природы, содержащих максимально до об.10% He. По предварительным оценкам запасы гелия здесь огромны только в одной части рифтовой долины (Руква) они составляют порядка 54 миллиарда кубических футов (1,5 миллиарда кубических метров).

Наличие «огромного» газового месторождения в Рукве может решить глобальную нехватку ценного газообразного гелия [12].

Учитывая динамично растущую потребность современных технологий в гелии, проблема геологического исследования его концентрации как в углеводородном сырье, так и в виде других природных состояниях является весьма актуальной [5].

Библиографический список.

1. Горбунов В.В., Перфилов В.А. Мембранное выделение гелия из природного газа. Электронный научный журнал «Инженерный вестник Дона», 2007–2021. – С. 1-13.
2. Гүмен А.М. О закономерностях распределения гелия в осадочном чехле юго-востока Беларуси. Вестник ГГТУ им. П.О. Сухого. № 2. 2003. – С. 39-44.
3. Контарович А.Э., Коржубаев А.Г., Эдер Л.В. Сырьевая база и перспективы развития гелиевой промышленности России и мира. Сериальное издание: Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. Выпуск: 2, Год издания: 2006. - С. 17-24.
4. Методические рекомендации по применению классификации запасов и ресурсов нефти и горючих газов. Утверждено распоряжением Минприроды России от 01.02.2016г. № 3-р. М.: МПР, 2016. – 33 с.
5. Мустафин С.К., Трифионов А.Н., Стручков К.К. Гелиеносность углеводородного сырья нефтегазоносных регионов: изученность и перспективы промышленного освоения. «Тенденции и проблемы развития наук о Земле в современном мире»: Сб.: Междунар. науч.-практ. конф. – Гомель : ГГУ им. Ф. Скорины, 2022. С. 56-65..
6. Справка о состоянии и перспективах использования минерально-сырьевой базы Республики Башкортостан на 15.03.2022 г. СПб.: ФГБУ ВСЕГЕИ, 2022. – 23 с.
7. Справка о состоянии и перспективах использования минерально-сырьевой базы Республики Саха (Якутия) на 15.03.2022 г. СПб.: ФГБУ ВСЕГЕИ, 2022. – 18 с.
8. Справка о состоянии и перспективах использования минерально-сырьевой базы Астраханской области на 15.12.2021 г. СПб.: ФГБУ ВСЕГЕИ, 2022. – 13 с.
9. Справка о состоянии и перспективах использования минерально-сырьевой базы Оренбургской области на 15.03.2022 г. СПб.: ФГБУ ВСЕГЕИ, 2022. – 19 с.
10. Справка о состоянии и перспективах использования минерально-сырьевой базы Пермского края на 15.06.2022 г. СПб.: ФГБУ ВСЕГЕИ, 2022. – 20 с.
11. Якуцени В.П. Сырьевая база гелия в мире и перспективы развития гелиевой промышленности. Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. Т.4. №2. –С.1-24.
12. Ernest Mulaya, Jon Gluyas, Ken McCaffrey, Thomas Phillips, Chris Ballentine. Structural geometry and evolution of the Rukwa Rift Basin, Tanzania: Implications for helium potential. Basin Research, Volume 34, Issue 2, Mar 2022, p. 938 – 960.

13. HELIUM. U.S. Geological Survey, Mineral Commodity Summaries, January 2022. PP. 78-79.

STATUS OF STUDY AND PROSPECTS OF INDUSTRIAL
DEVELOPMENT OF GEOLIN-BEARING OBJECTS OF OIL AND
GAS BEARING REGIONS

S.K. Mustafin, A.N. Trifonov, K.K. Struchkov

sabir.mustafin@yandex.ru

The problem of helium content of hydrocarbon raw materials (HC) objects of the oil and gas provinces of the Russian Federation is considered on the basis of a comparison of a set of basic geological parameters. The results of the analysis are offered for forecasting and evaluating industrial helium content.

Keywords: helium, hydrocarbon raw materials, oil and gas provinces, reservoir rocks, geological age. hydrocarbon deposits.

УДК:553.497.2

С.К. Мустафин¹, Г.С. Анисимова²

¹Уфимский университет науки и технологий, г. Уфа,

²Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,
г. Якутск

КОМПЛЕКСНОЕ ЗОЛОТОСУРЬМЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ПРОЦЕССЕ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ТЕРРЕЙНОВЫХ СТРУКТУР АЗИИ

Обобщены и структурированы основные результаты исследований базовых минералогических аспектов формирования, локализации, вещественного состава комплексного Au-Sb оруденения. Результаты изучения минерагенической эволюции Au-Sb объектов ряда террейновых структур Азии рекомендуются для прогноза и оценки.

Ключевые слова: сурьма, золото, состав руд, месторождение, террейн.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.173

Завершившийся 2022 год был объявлен Международной минералогической ассоциацией (ИМА) Годом минералогии. Отмечались значимость минералогии как фундаментальной науки, а также её прикладные аспекты, важные для использования в повседневной жизни.

Год Mineralogy 2022 прошел под патронажем Международного года фундаментальной науки в интересах устойчивого развития, одобренного ЮНЕСКО, что послужило дополнительным импульсом для динамично развивающихся в настоящее время органично связанных между собой теоретического и прикладного направлений минералогии.

В данном сообщении обобщены и структурированы основные результаты исследований базовых минералогических аспектов формирования, локализации и вещественного состава комплексного Au-Sb оруденения завершающих герцинскую и киммерийскую минерагеническую эволюцию ряда террейновых структур Азии.

Настоящее сообщение посвящается светлой памяти известных исследователей региональной минерагении комплексного золото—сурьмяного оруденения – доктора геолого-минералогических наук, профессора, академика РАЕН, Почетного разведчика недр, заслуженного работника геологической службы Киргизской ССР; лауреата премии Союза научных работников Болгарии Виктора Парфентьевича Федорчука и

доктора геолого-минералогических наук Заслуженного ветерана СО АН СССР Владимира Алексеевича Амузинского.

Стратегия развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации до 2035 года, выделяет сурьму (Sb), наряду с нефтью, Pb, Au, Ag, алмазами, Zn, особо чистым кварцевым сырьем во вторую группу полезных ископаемых недр РФ, достигнутый уровень добычи, которых возможно удержать в период после 2035 года [15].

По данным Геологической службы США (USGS), мировые запасы Sb на конец 2020 года насчитывали 1,9 млн т, а добыча составила – 130 тыс. т [6]. Состояние добычи и величины запасов Sb в ведущих странах-производителя металла в Азии приведены в таблице.

Таблица

Добыча и запасы Sb (т) в основных странах производителях металла в Азии в 2021г. [18]

Страна-производитель	Добыча 2021 г. (т)	Запасы (т)
Китай	60 000	480 000
Россия	25 000	350 000
Киргизстан	-	260 000
Таджикистан	13 000	50 000
Казахстан	100	Н.д.
Турция	1300	100 000
Иран	400	Н.д.
Пакистан	20	26000
Бирма	2 000	140 000
Вьетнам	400	Н.д.
Всего в мире	110 000	2 000 000

Минерогенетический анализ комплексного по составу золото-сурьмяного оруденения (ЗСО) проведён на основе анализа и обобщения результатов современных методов комплексного исследования минерального сырья с целью оптимизации прогнозирования, оценки перспектив коммерческой значимости и рационального освоения.

Китай с запасами 480 тыс. т, добычей первичного сырья на уровне 80- 89 тыс. т в год и импортом 55–60 тыс. т в год, является крупнейшим игроком мирового рынка Sb. Разнотипные комплексные Au-Sb месторождения широко развиты в террейнах Китая.

Столкновение террейнов кратона Янцзы и блока Катайзия в среднем-позднем протерозое привело к формированию орогенных

отложений Цзяннань с месторождениями Au-Sb-W типа (Вокси (Woxi) (рис.1) [20].

В провинции Хунань известно более 100 месторождений с суммарными запасами: WO_3 - 0,25 млн т; Sb - 1,67 млн т; Au - 42 т. Средние содержания в рудах объектов в формации Мадийи: WO_3 (0,2-0,8 %); Sb (2–6 %) и Au (5-10 г/т). В 2010 г. было произведено 40 тыс. т рафинированной и оксидной Sb, WO_3 - 5 тыс. т, Au - 2 т. Продуктивны гидротермальные жилы с антимонитом (Sb_2S_3), шеелитом ($CaWO_4$) и высокопробным (998,6-1000) Au. Флюидные включения в шеелите содержат повышенные концентрации золота [21].

Гималайская орогенная система, создана коллизией Индии с Азией в начале раннего кайнозоя. Южный Тибетский Au-Sb металлогенический пояс, представляет ороген к югу от шва Инд-Цангпо (ITS), отделяющего террейн Лхасы от Гималаев (рис. 2).

Пояс включает более 50 жильных месторождений, содержащих Au, антимонит и связанные с ними россыпи золота. Месторождение Мажала с ресурсами Sb - 10000 т; и Au - 5т локализуется в толще сланцев, песчаников, известняков (J_1). Жилы протяжённостью 10 - 400 м и мощностью 2,5 м содержат самородное золото, антимонит, пирит, марказит, арсенопирит, гидроксиды железа и немного киновари. Самородное золото высокопробное 982-990 размерами 0,01-2,0 мм в кварце и тонкими включениями в сульфидях.

С песчаниками, известняками, аргиллитами формации Дуодзюи (K_1) связано месторождение Шалаганг с ресурсами Sb от 10 тыс. т до

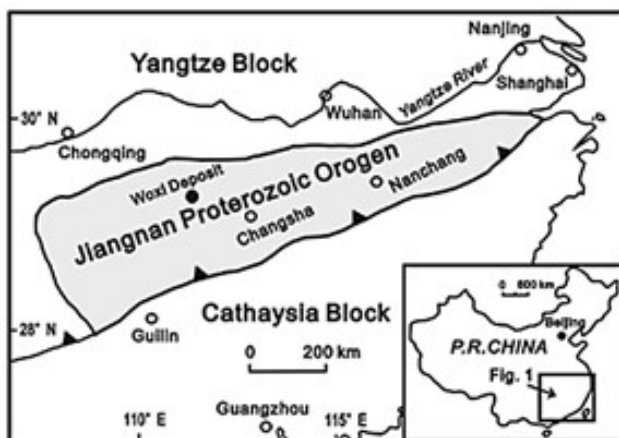


Рис. 1. Тектоническая карта Южного Китая с указанием месторождения Вокси (с изменениями из Gu et al., 2007) [20]

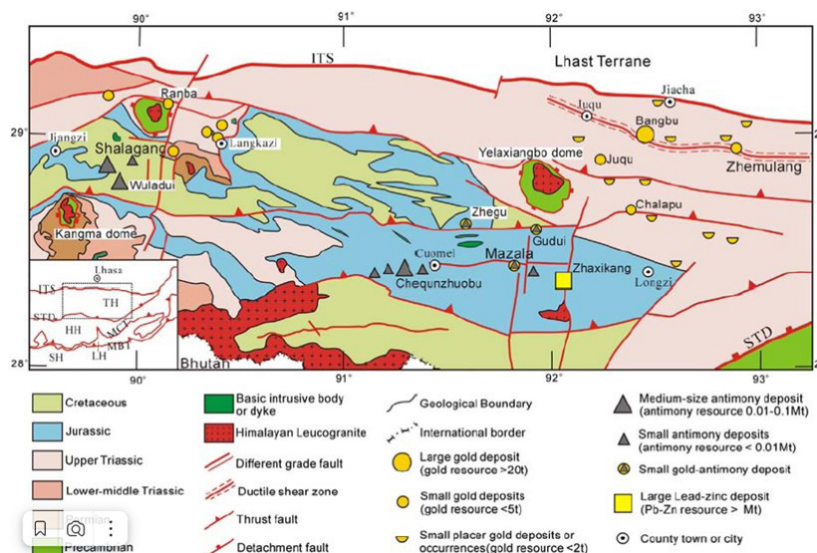


Рис. 2. Геологическая карта Южно-Тибетского золото-сурьмяного металлогенического пояса. [19]

100 тыс. т. В 12 рудных жилах длиной 40–350 м и мощностью 0,5–3 м содержится 1,98 - 29,0% Sb. Рудные минералы: антимонит, киноварь, валентинит, гидроксиды железа, пирит, арсенопирит и реальгар [19].

Геотектоническая структура Чаткальского террейна с разно-типными промышленными Au-Sb месторождениями джаспероидного (подэкранного стратифицированного) и жильного (секущего) морфологических типов сформировалась в процессе геодинамической эволюции Срединного Тянь-Шаня в составе глобального Центрально-Азиатского складчатого пояса [15] (рис. 3).

В пределах Чаткальской минерагенической области (Чаткальский террейн) в позднем палеозое получили развитие все известные на сегодня минеральные и структурные типы золото-сурьмяного оруденения от жильного самородно-сурьмяного до джаспероидного и так называемого «невадийского» или тренда Карлин.

Компания «Чаарат Заав» поставила на госбаланс около 100 тонн запасов золота категории C1+C2, плюс еще почти столько же прогнозных ресурсов. Chaarat оценил разработку одноименного месторождения в \$650 млн.

В геологическом строении месторождения Чаарат принимают участие кремни, доломиты, известняки Є_{1-3} ; песчаники с прослоями кремней, алевролитов O_1 ; кварцевые песчаники O_{2-3} . Терригенные

Чаарат, впервые в составе комплексного ЗСО Среднеазиатской сурьмянорудной провинции (ССП) установлены антимонит-гюбнеритовые руды, сходные с Боливийской провинцией.

Периферические зоны зёрен гюбнерита обогащены железом (FeO – 4,07-5,17; MnO – 21,18-17,90; WO – 74,76-76,93) по сравнению с центром (FeO – 1 54-1,7; MnO – 24,11-23,20; WO – 74,25-75,10) (рис.4).

В ассоциации с электрумом установлен селенсодержащий сульфид золота переменного состава (мас. %): Au – 32,47-41,52; Ag – 46,32-58,59; S – 7,24-9,68; Se – 0,55-2,14 близкая по составу к ютенбогаардтиту и петровскиту. [16]. Ранее в рудах сурьмянорудных провинций мира

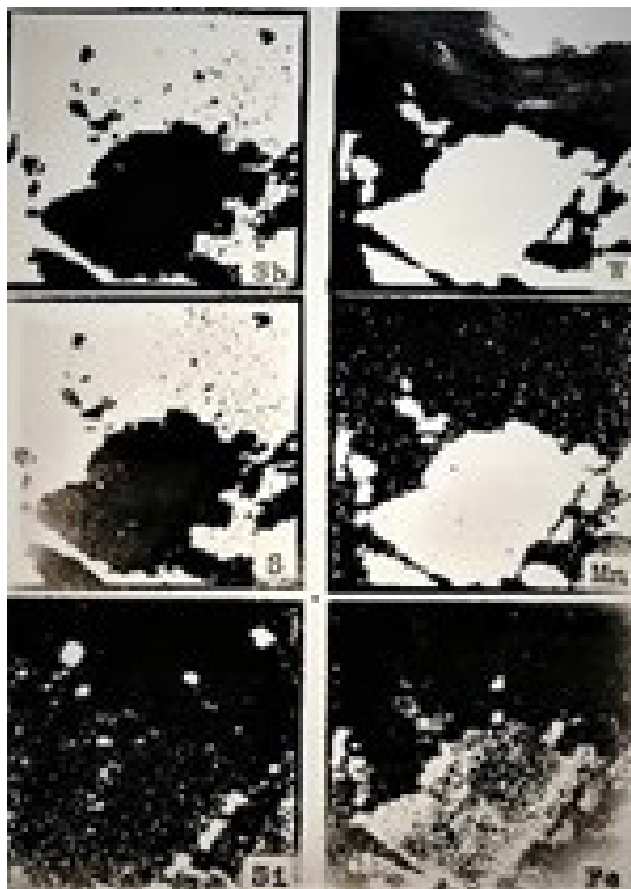


Рис. 4. Зональное распределение минералообразующих элементов в кристалле гюбнерита Au-Sb-W руды жил месторождения Чаарат [9]

сульфиды Au и Ag не отмечались.

Гидрометаллургическая щелочная или сульфидно-щелочная обработка руды позволили извлечь в раствор 88.1% сурьмы, 74.8–83.3% золота, до 86.8% серебра [9, 10].

Новыми и нетрадиционными для Центральной Азии являются месторождения: сурьмяно-антимонитового (сходный с Сейняйоки, Финляндия, Балтийский щит), золото-антимонитового (сходный с Верхояно-Колымской провинцией), гюбнерит-антимонитового (сходный с Боливийской провинцией), золото-пиритового (сходный с Невадийской провинцией) типов.

Джаспероидный тип (Джалама) с Hg, As, Tl, ртутистым (2,5 мас.% Hg) золотом, к сожалению, не исследован как уникальный источник притока углеводородного газа из рудоносных горизонтов.

Объект представлен внутриформационными залежами под экраном из сланцев и ангидритов в обогащённой Сорг. (0,2–3 %) терригенно-карбонатно-эвапоритовой толще девона и является своеобразной разновидностью месторождений тренда Карлин.

Для генетически связанных типов золото-сурьмяных месторождений Чаткальского террейна установлены эволюционные ряды продуктивных парагенетических минеральных ассоциаций. Для джаспероидного типа: золото-пиритовая → золото-кварцевая → кварц-антимонитовая → золото-киноварная; для золото-сурьмяного оруденения жильного типа: золото-пирит-арсенопиритовая → золото-пиротин-халькопиритовая → золото-кварцевая → кварц-джемсонитовая → золото-тетраэдритовая → кварц-сурьмяная → золото-антимонитовая → гюбнерит-антимонитовая → золото-диккитовая. Промышленная ценность объектов ЗСО ССП может определяться как одной, так и сочетанием нескольких продуктивных парагенетических минеральной ассоциацией.

Индикатором реювениции для комплексного ЗСО ССП служат примеси PGE в главных рудных минералах. В антимоните концентрация Pt и Pd установлены на месторождении Кокпатас – (Узбекистан), Pd и Rh (Кончоч, Таджикистан), Os и Ru (Иштамберды, Кыргызстан). Для киновари в качестве типоморфных примесей из PGE отмечаются: Pd (Джалгыз, Узбекистан), Pt, Pd, Rh (Кончоч). В пирите установлены: Pt и Pd (Кокпатас), Os и Ru (Чаарат).

Для арсенопирита месторождения (Терек-Перевальное) установлены контрастные концентрации Os (1,5 г/т), Ru (2,3 г/т). Арсенопирит отличают: дефицит As и избыток S; зональность кристаллов как результат пульсационного характера рудоотложения, аномально высокая

золотоносность (752 г/т в среднем), примеси Se – 0,18–0,32 мас. %, Os (1,6 г/т) и Ru (2,3 г/т). Прямым цианированием арсенопиритового концентрата извлекалось не более 14% «упорного» золота, применение бактериального выщелачивания обеспечило высокое (94%) извлечение Au; PGE при этом не учитывались [9].

Особенности нахождения самородных Au и Sb в комплексных руд месторождений Чаткальского террейна иллюстрирует рис.5.

Зеравшано-Гиссарский рудный пояс как составная часть сложной горной системы Центрального Таджикистана, формировался в широком диапазоне геологического времени от конца раннего палеозоя до кайнозоя. Пояс включает многочисленные ртутные, сурьмяные,

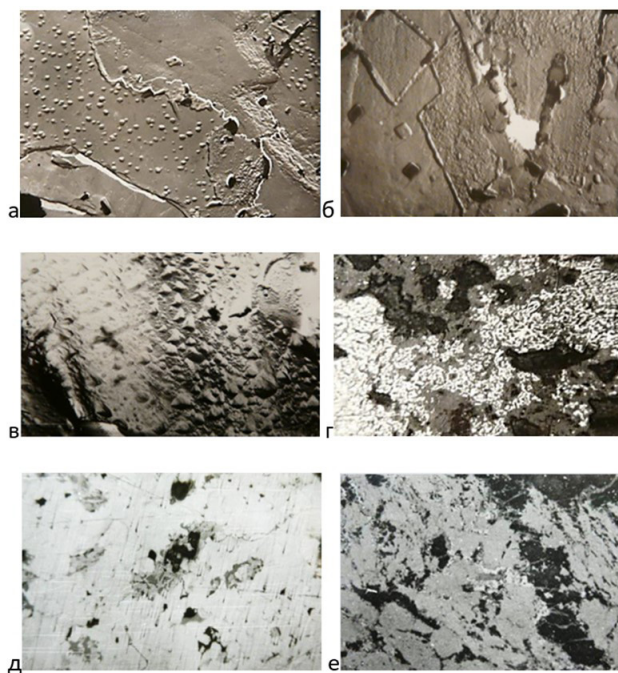


Рис. 5. Особенности выделения минералов золота и сурьмы на объектах Чаткальского террейна: а и б – вкрапленность и агрегаты тонкодисперсного самородного золота по зонам роста арсенопирита (РЭМ ув. 5000) (Терек, Перевальный); в – октаэдрические формы поверхности самородного золота свободного роста в кварцевых жилах (РЭМ ув. 2500) (Терек, Дальний); г - «губчатое» золото в валентините – продукт распада ауристита (Ув. 500) (Иштамберды); самородная сурьма (белая) замещаемая антимонитом в процессе сульфуризации (д) (Терек, Перевальный) и образованная за счёт метаморфизма «чугунной» антимонитовой руды (е) (Иштамберды) (ув. 100) [10]

сурьмяно-ртутные и $\text{Sb-Hg-AsPb-Zn-CaF}_2\text{-Au}$ и сурьмусодержащие оловянные (с серебром, полиметаллами и РЭ) месторождения (рис. 6).

Комплексные по составу минерального сырья объекты представлены тремя группами: 1) согласными пластообразными залежами на контакте карбонатных пород $\text{S}_2\text{-C}_1$ со сланцами позднего палеозоя в роли экрана; 2) месторождениями секущего типа; 3) комплексными $\text{Sb-Hg-As-PbZn-CaF}_2\text{-Au}$ - и сурьму содержащие редкометалльные месторождения сложной морфологии (рис. 6). [6]. На месторождении Джижикрут Au-Sb руды нижних горизонтов могут эффективно перерабатываться по комбинированной технологии позволяющей извлекать 83% золота [17].

Перспективы региона определяет месторождение Кончок с комплексными рудами. Таджикская государственная алюминиевая компания TALCO и китайская Tibet Huayu Mining, с марта 2020 г. приступят к разработке ртутно-сурьмяного месторождения «Кончок» в Согдийской области Таджикистана. Планирует ежегодно добывать порядка 15 тыс. т или 10% мирового рынка сурьмы и 2,2 т золота. Запасы месторождения Кончок Au превышают 55 т, Ag — около 44 т, Hg - 184 т, Sb - 268 000 т, CaF_2 - 205 000 т [6].

Рудно-Алтайский, Колба-Нарымский и Западно-Колбинский террейны (Казахстан) образованы позднекарбонново-пермской коллизией Казахстано-Байкальского и Сибирского континентов [5,8].

Примером месторождений типа Au-As-Sb -вкрапленных руд в минерализованных зонах в в терригенно-углеродистых отложениях раннего и среднего карбона является Бакырчик.

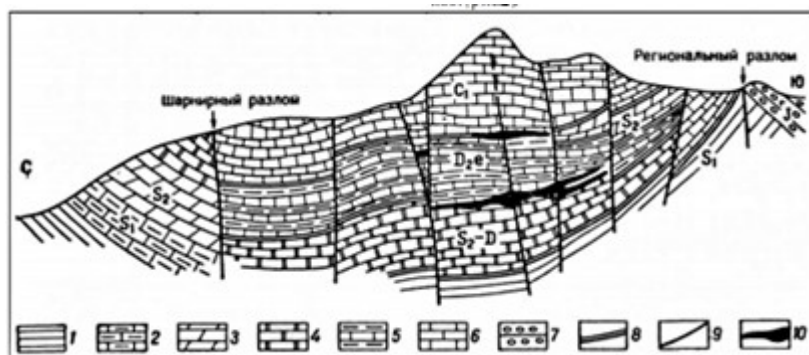


Рис. 6. Рудоносные брекчии месторождения Джижикрут: 1 – сланцы S_1 , 2 – известняки S_1 , 3 – доломиты S_2 , 4 – известняки $\text{S}_2\text{-D}_1$; 5 – терригенно-карбонатно-кремнистые D , 6 – известняки C_1 , 7 – гравелиты J ; 8 – надвиги, 9 – разломы, 10 – рудоносные брекчии [6]

Рудные тела пластообразной, линзообразной формы. Упорное золото концентрируется в сульфидах, преимущественно пирите и арсенопирите. Предполагается наличие золотосодержащих металлоорганических образований. 30 субсогласных рудных тел мощностью от 1 до 40 м и содержанием Au от 3,0 до 49,0 г/т прослежены по простиранию на 5,5 км и глубину до 1200 м. Полосчатые и массивно-вкрапленные руды представлены: пиритом, арсенопиритом, антимонитом, самородным золотом, марказитом, халькопиритом, пирротин, теннантитом), тетраэдритом, галенитом, сфалеритом, киноварью, самородным серебром, кварцем, карбонатами.

Запасы золота Бакырчика составляют 25,2 % известных запасов металла Республики Казахстан [16]. Золото-полисульфидная ассоциация образована при 418-300°C, более поздняя сурьмяная при 280-200°C. Изотопный состав серы антимонита $\delta^{34}\text{S} = -3.8 \pm 2.5\%$, указывает на глубинный источник рудного вещества [8,16].

Восточно-Ангарский, Центрально-Ангарский и Исаковский террейны Енисейского края сложены мезо-неопротерозойскими метаморфизованными породами. Золоторудные сурьмосодержащие объекты локализуются в углеродисто-терригенных и карбонатно-терригенных отложениях сухопитской серии рифея. На месторождениях Олимпиадинское, Удереysкое, Ведугинское сурьмяная минерализация достигает промышленных масштабов и образована после продуктивной золото-сульфидной; установлена тесная связь Au с As. На Восточной Олимпиаде в сульфидных рудах содержания Au варьируют от 0,2 до 165,4 г/т. Au-Sb ассоциация содержит незначительную примесь арсенопирита [12]. Вертикальный размах оруденения превышает 1400 м. Запасы золота составляют при содержании 5,55 г/т 441,6 т. В рудах установлены: сульфоарсениды, стибниды, сульфосоли, сульфостибниды, теллуриды и самородные металлы; преобладают - пирротин, арсенопирит, стибнит, пирит. Отмечаются ауристобит и сурьма самородная. Содержание мантийного гелия (^3He), во флюидах сурьмосодержащих ассоциаций равно 0.25%, указывает на его коровый источник рудного вещества. Сульфидная сера арсенопирита и пирротина обогащена тяжелым изотопом $\delta^{34}\text{S}$ в интервале 1.5 - 13%, для антимонита, пирита и сфалерита - $\delta^{34}\text{S}$ соответственно 4.8 - 10.4%. Концентрация во флюидах элементов платиновой группы (platinum group elements (PGE) (~90 ppb) и Re, указывает на их сложную природу [14].

Полистадийный гидротермальный процесс формирования руд происходил в интервале 460-110°C. Возраст главных стадий рудообразования 817-660 млн лет. Промышленные золото-мышьяковые руды

имеют возраст 758-803 млн лет, более поздние - золото-мышьяк-сурьмяные - 660-795 млн лет. Изотопно-геохимические исследования свидетельствуют об участии в образовании месторождения корового и мантийного вещества [7,13].

Месторождение Олимпиада Енисейского кряжа отнесено к субдукционно-коллизонному типу в складчатых поясах.

Вертикальный размах оруденения превышает 1400 м. На долю Восточной Олимпиады приходится около 90 % всех запасов золота. В сульфидных рудах содержания золота по рудным пересечениям варьируют от 0,2 до 165,4 г/т. В Южном блоке преобладает Au-Sb ассоциация с примесью арсенопирита [13, 14 (рис. 7)].

Недра Республике Саха (Якутия) далее (РС (Я)) составляют основу сырьевой базы Sb РФ, и представлены 6 месторождениями с общими запасами Sb 129750 т (40,62% от запасов РФ) [11].

Объекты контролируются зоной регионального Адыча-Тарынского разлома, разделяющего Кулар-Нерский террейн и западную часть Верхоянского складчато-надвигового пояса. Наиболее крупные разрабатываемые объекты РС(Я) - Сентачан (17,9 % от запасов РФ) и Сарылах 4,82% от запасов РФ) на которых в 2021 было добыто более 7497 т Sb [11].

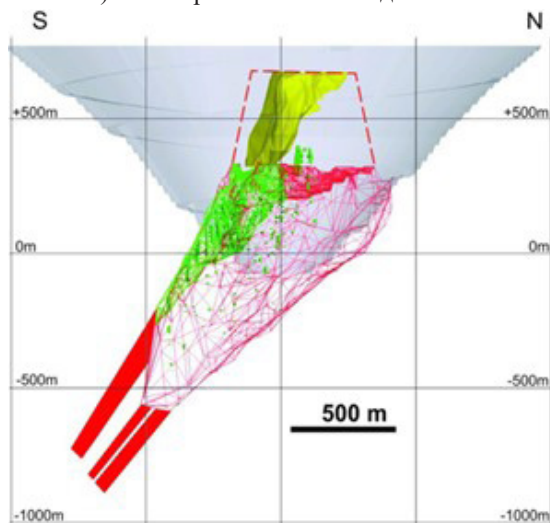


Рис. 7. Восточная Олимпиада: желтым – окисленные руды (отработаны); зеленым – Sb > 0,4 %; красным (каркас) – рудные тела по борту Au +0,75 г/т; красным (заливка) – рудные тела по данным глубокого бурения по борту +3 г/т; красным (пунктир) – контур отработанных на 01.01.2018 запасов; серым – контур проектной открытой отработки [14]

Золото-сурьмяное месторождение Сарылах приурочено к минерализованной зоне дробления в толще песчаников и алевролитов с прослоями глинистых сланцев триаса. Представлено кварц-антимонитовой жилой неоднородного строения с тяготеющими к висящему боку массивными мелкокристаллическими сурьмяными рудами. Установлено зональное повышение с глубиной и к флангам рудных тел железистости, мышьяковистости и медистости руд [1,3,4].

Рудам месторождения свойственно разнообразие структурно-морфологических типов выделений самородного золота. Наряду с массивным часто встречается губчатое и «горчичное» золото (рис.8).

Проведенное топоминералогическое картирование золота в пределах рудного тела №1 выявили преобладание на верхних горизонтах весьма высокопробное золото.(рис.9) На флангах и трех участках в центральной части рудного тела проба золота снижается до 967, а в отдельных золотилах - до 789 и даже до 623. С глубиной участки с пониженной

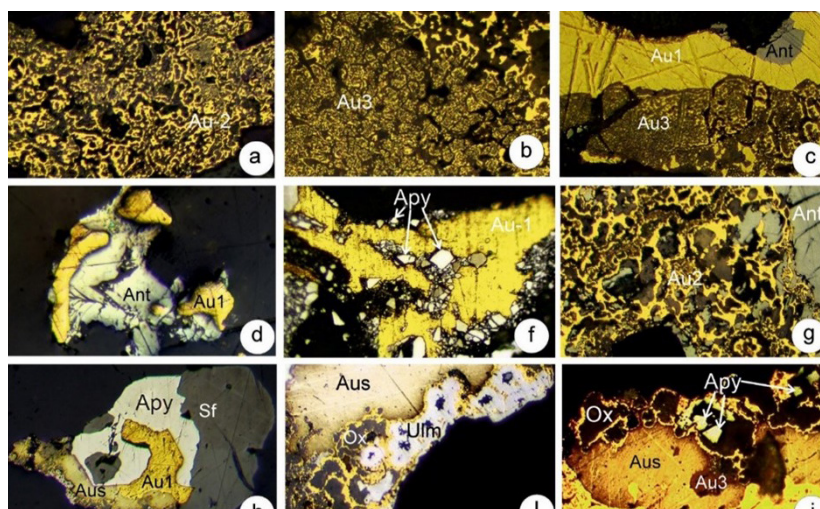


Рис. 8. Минеральные сростания разновидностей самородного золота из руд золото-сурьмяного промышленного типа Сарылахского месторождения: а – губчатое золото (Au2) с оксидами сурьмы (Ox); б – губчатое золото с горчичным (Au3); в – горчичное золото (Au3) с массивным (Au1) и антимонитом (Ant); д – массивное золото (Au1) с антимонитом (Ant); е – массивное золото (Au1) с арсенопиритом (Ars); ф – губчатое золото (Au2) с антимонитом (Ant); г – массивное золото (Au1) с арсенопиритом (Ars), ауристобитом (Aus) и сфалеритом (Sf); h – губчатое золото (Au2) с ауристобитом (Aus), ульманитом (Ulm) и оксидами сурьмы (Ox); I – массивное (Au1) и горчичное золото (Au3) с ауристобитом (Aus), арсенопиритом (Ars) и оксидами сурьмы (Ox)

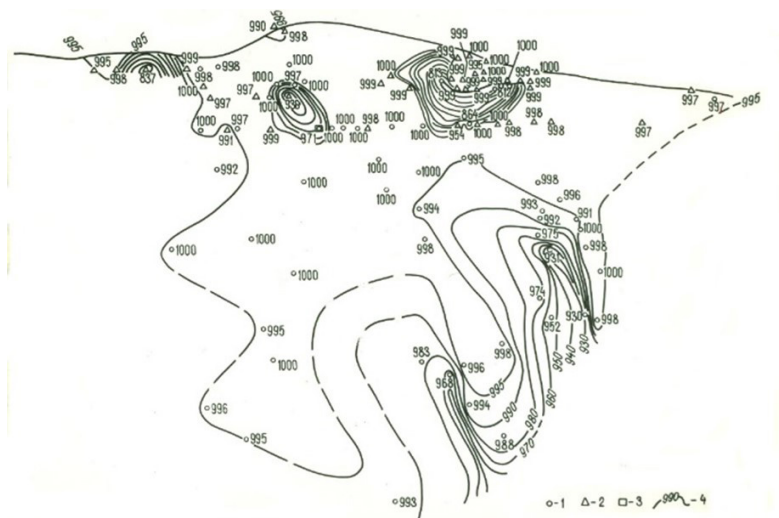


Рис. 9. Распределение самородного золота разной пробы в плоскости рудного тела 1 Сарылахского месторождения (по данным Г.С.Анисимовой (Амузинский и др., 2001) [1]

пробой золота расширяются, и на самых глубоких горизонтах значительная часть площади рудного тела характеризуется пробой менее 985. Золото с пробой 995-1000 распространено в рудном теле в виде трех полос, совпадающих с положением золото-антимонитовых столбов, сходящихся к северо-западу [1].

Результаты топоминералогических исследований самородного золота позволят оптимизировать прогноз, оценку и выбор эффективную технологию рационального освоения минерального сырья [1].

Золото-сурьмяное комплексное оруденение проявляется в структурах террейнов в широком диапазоне геологического времени.

Если ранее основные мировые ресурсы сурьмы заключались в объектах джаспероидного типа, то в последнее время обозначилась тенденция повышения практической значимости объектов жильного типа в терригенных, нередко углеродистых толщах, обладающих в целом большей контрастностью оруденения, особенно в части золотоносности. Для группы жильных месторождений чаще свойственна комплексность оруденения, выражающаяся в промышленных содержаниях W, Hg и PGE [10].

Au-Sb оруденение джаспероидного и жильного типов, вероятнее всего имеет общие генетические черты, отчётливую направленность эволюции, последовательность формирования минеральных типов,

приоритет глубинных источников рудного вещества, формирование и приуроченность к динамичным, сложным по ходу эволюции участкам литосферы с отчётливо проявленными элементами тектонической расчленённости. Подтверждением этих положений может служить проблема прогнозирования, поисков и оценки комплексного оруденения тренда Карлин, сочетающего в себе признаки как джаспероидных так и жильных типов месторождений с Au, Sb, Hg, Tl и другими компонентами (включая и скопления углеводородов).

Данные минералогических, термобарометрических и изотопно-геохимических исследований свидетельствуют о сложной и длительной истории формирования месторождений. Месторождения в структурах террейна рассматриваются как полихронные и полигенные [1,3,4,10].

В заключении отметим, что комплексные золото-сурьмяные месторождения террейновых областей складчатых сооружений Азии обладают крупными запасами как по сурьме, так и по золоту.

Для комплексных золото-сурьмяных месторождений свойственны сложная структура, значительный вертикальный размах, проявление сложной зональности рудоотложения - латеральной в жильных телах, вертикальной в стратифицированных телах джаспероидов, а также сложной совмещённой.

Учитывая расширение спектра современных аналитических методов исследования минерального сырья, а также прогресс в разработке новых и совершенствовании традиционных технологий его переработки, сегодня особую актуальность приобретает необходимость формирование региональных банков минералогических данных [10].

Статья подготовлена по плану НИР Уфимского университета науки и технологий и Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, проект № 0381-2019-0004.

Библиографический список

1. Анисимова Г.С. Полиминеральное включение, отражающее весь минералогический состав Сарылахского рудного месторождения. Записки РМО. 2005, нет. 5, стр. 87-94.
2. Анисимова Г.С., Мустафин С.К. Сурьма: Сырьевая база, новые перспективные типы и качества полиметаллических руд. В сб. «Геология и полезные ископаемые Северо-Востока России». Т.2. – Якутск: Изд-во СВФУ, 2019. – С. 16-18.
3. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Прокопьев А.В. Сарылахское и Сентачанское золото-сурьмяные месторождения, Саха-Якутия: пример сочетания мезотермальных золото-кварцевых и эпitherмальных антимонитовых руд. Геология рудных месторождений. 2010, том. 52, стр. 339–372.
4. Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Прокопьев А.В. Золото-сурьмяные месторождения Сарылах и Сентачан (Саха-Якутия): пример совмещения мезотермальных золото-кварцевых и эпitherмальных антимонитовых руд//Геология рудных месторождений, 2010, том 52, № 5, с. 381–417.

5. Буслов М.М. Динамика и кинематика крупных разломных зон Восточно-Казахстанской складчатой области в позднем карбоне-перми. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2006, вып. 4, стр. 112-125.
6. Вазиров К.В., Малахов Ф.А. О роли метасоматитов в формировании сурьмяно-ртутных и комплексных сурьмяных месторождений Зеравшано-Гиссарского рудного пояса (Южный Тянь-Шань). Материалы XIX Всероссийской научной конференции «Уральская минералогическая школа 2013».. Екатеринбург: Изд. ИГГ УрО РАН, 2013. с. 28-33.
7. Гибиер Н.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М. и другие. Олимпиадинское золоторудное месторождение (Енисейский край): температура, давление, состав рудообразующих флюидов, сульфиды $\delta^{34}\text{S}$, флюиды $3\text{He}/4\text{He}$, Ag-Ag возраст и продолжительность образования. Геология и геофизика. 2019. № 9. - с. 1310-1329 гг.
8. Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Мягкая М.К. Связь сурьмы с золотым оруденением в рудных районах Восточного Казахстана. Российская геология и геофизика 55 (2014) 1170–1182.
9. Мустафин С.К. Комплексное золото-сурьмяное оруденение: вариации состава и вопросы генезиса. Новые горизонты в изучении процессов магмообразования и рудообразования. Материалы научной конференции. Москва: Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН). 2010. - С. 438-439.).
10. Мустафин С.К., Анисимова Г.С. Комплексное золото-сурьмяное оруденение Азии: региональная минерагения, задачи прогнозирования и перспективы освоения. Актуальные проблемы геологии, геофизики, петрологии и рудообразования. Мат-лы научно-технич. конф., посвящ. 85-летию создания Института геологии и геофизики Академии наук Республики Узбекистан и 110- летию со дня рождения академика Х.М. Абдуллаева. – Ташкент: Издательство ООО «Lesson Press», 2022. – Т. 1. – С. 229-234.
11. «О состоянии и перспективах использования минерально-сырьевой базы Республики Саха (Якутия) по состоянию на 15.06.2022 г.», Справка подготовлена ФГБУ «ВСЕГЕИ» в рамках выполнения Государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 14.01.2022 №049-00018-22-01. – 18 с.
12. Садыкова Л.Р. Геодинамические обстановки и медное оруденение Срединного Тянь-Шаня.04.00.01 Автореферат диссертации доктора геол.-мин. наук. Ташкент: ИГ и Г АН Республики Узбекистан, 2016. – 23 с.
13. Сазонов А.М., Звягина Е.А., Сильянов С.А. и другие. Рудогенез Олимпиадинского золоторудного месторождения (Енисейский край, Россия). Геосферные исследования. 2019. № 1. - с. 17-43.
14. Сильянов С.А. Геология и минерально-геохимические индикаторы генезиса Олимпиадинского золоторудного месторождения (Енисейский край). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Красноярск: Сибирский федеральный университет, 2020. 185 с.
15. Стратегия развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации до 2035 года/ Утверждена распоряжением Правительства Российской Федерации от 22 декабря 2018 г. 2914 с. - 31 р.
16. Умарбекова З.Т. «Золоторудные процессы и прогнозные геологические данные по месторождениям Казахстана (Бакыршик, Бестобе, Архарлы)». 6D070600 - Геология и разведка месторождений полезных ископаемых Диссертация на соискание ученой степени доктора философских наук (PhD) Республика Казахстан Алматы: Казахский национальный исследовательский технический университет им. К.И. Сатпаев, 2020, 149 с.
17. Холов Х, Самихов Ш. Выщелачивание золота ацетилтиомочевинной из хвостов флотационного месторождения Джикикрут. Норвежский журнал развития международной науки. 2019, нет. 27, стр. 7-11.

18. Antimony. Mineral commodity summaries 2021: U.S. Geological Survey, 2022, pp. 26-27.
19. *Wei Zhai, Xiaoming Suna, Jianzhou Yi, Xiangguo Zhang, Ruwei Mo, Feng Zhouc, Huixiao Wei, Qinggao Zeng.* Geology, geochemistry, and genesis of orogenic gold–antimony mineralization in the Himalayan Orogen, South Tibet, China. *Ore Geology Reviews* 58 (2014) 68–90.
20. *Xuexiang Gu, Oskar Schulz, FranzVavtar, Jianming Liu.* Rare earth element geochemistry of the Woxi W–Sb–Au deposit, Hunan Province, South China. *Ore Geology Reviews* Volume 31, Issues 1–4, April 2007, pp. 319-336
21. *Yi Liang, Guogang Wang, Shengyou Liu, Yuzhen Sun, Yonggang Huang and Kenichi Hoshino.* A Study on the Mineralization of the Woxi Au–Sb–W Deposit, Western Hunan, China. *Resource Geology* vol. 65, no. 1, pp. 27–38).

COMPLEX GOLD-ANTIMONY MINERALIZATION IN THE
PROCESS OF MINERAGENIC EVOLUTION OF TERRANE
STRUCTURES IN ASIA

S.K. Mustafin, G.S. Anisimova
sabir.mustafin@yandex.ru

The main results of studies of the basic mineralogical aspects of the formation, localization, and material composition of complex Au-Sb mineralization are summarized and structured. The results of studying the mineragenic evolution of Au-Sb objects in a number of terrane structures in Asia are recommended for prediction and evaluation.

Keywords: antimony, gold, composition of ores, deposit, terrane.

УДК 549.351.11(243): 551.73

Н.Ю. Никулова, О.В. Гракова, В.Н. Филлипов

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

САМОРОДНЫЙ ВИСМУТ В БОРНИТЕ ИЗ НИЖНЕОРДОВИКСКИХ ГРАВЕЛИТОВ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Впервые установлено присутствие самородного висмута в гравелите обейской свиты нижнего ордовика на Приполярном Урале. Самородный висмут представлен микрокристаллами, образующими цепочки в борните. Сделано предположение, что его источником могли быть грейзенизированные породы на контактах основных пород парнукского комплекса и гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса.

Ключевые слова: самородный висмут, борнит, гравелит, нижний ордовик, Приполярный Урал.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.189

Стратиформные рудопроявления меди на Приполярном Урале обычно приурочены к зоне постепенного перехода от слагающих базальные слои красноцветных метатерригенных пород обейской свиты (O_{1ob}) к перекрывающей их зеленоцветной толще салединской свиты (O_{1-2sl}). Рудопроявление меди на восточном склоне хр. Малдынырд локализовано в узкой (первые десятки метров) полосе в зоне тектонического контакта слагающих северную часть Нардинского массива габбро и габбро-долеритов парнукского (δ , vV_2p) комплекса, гранитов

сальнерско-маньхамбовского ($\gamma V_2 - C_{1sm}$) комплекса и нижнепалеозойской обейской песчанико-гравелитовой толщи (рис. 1).

Медная минерализация установлена в гравелитах и контактирующих с ними расланцованных гранитах и представлена преимущественно вторичными



Рис. 1. Схема расположения изученного разреза

минералами: малахитом, азуристом, лангитом. Реже встречаются борнит, халькопирит, пирит и халькозин. В одном из зерен борнита из нижнепалеозойского гравелита был установлен самородный висмут (рис. 2).

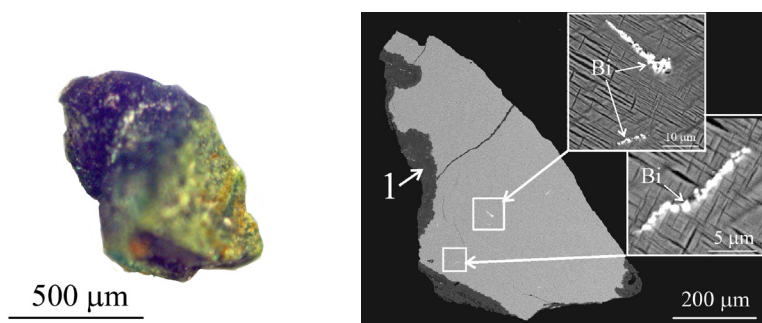


Рис. 2. Зерно борнита, обр. Х-19-25: слева – изображение под бинокляром; справа – внутреннее строение, 1 – корочка малахита

Самородный висмут на Приполярном Урале до настоящего времени известен не был. Единичные находки самородного висмута приурочены к сульфидам из позднегидротермальной ассоциации кварцевых жил на Полярном Урале [1, 2]. Известно, что средние и высокие содержания висмута характерны для сульфидов грейзеновой кварцево-вольфрамовой формаций [3].

Изучение морфологических особенностей и химического состава минералов проводилось в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA3 LMN с энергодисперсионной приставкой X-MAX 50 mm Oxford instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, диаметре зонда 180 нм и области возбуждения до 5 мкм, и сканирующего электронного микроскопа JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link, с ускоряющим напряжением и током на образцах – 20 кВ и 2×10^{-9} А соответственно и сертифицированными стандартами фирмы «Microspec».

Борнит представлен пестроокрашенными в различные оттенки желтого, зеленого и синего цвета зернами, не обладающими правильными кристаллографическими очертаниями с единичными сохранившимися гранями, предположительно кубооктаэдра и имеет неровную осложненную многочисленными отрицательными формами поверхность (рис. 2 а). На препарированной поверхности видно, что вдоль контуров зерна развивается невыдержанная по толщине, повторяющая особенности рельефа тонкая окисная корочка, сложенная малахитом (рис. 2 б). Изученный

борнит имеет решетчатое строение, обусловленное распадом первичного Fe-Cu твердого раствора. Состав светлых участков: S 17.08–24.06, Fe 2.09–10.65, Cu 61.66–70.72; темных, S 29.00–30.57, Fe 14.81–20.03, Cu 49.27–54.84 (мас. %). Центральные части зерен отражают исходный состав минерала. Присутствие следов растворения на поверхности и дифференциации состава внутри зерен указывает на преобразования обломочного борнита в коре выветривания и на постдиагенетическом этапе формирования терригенной толщи.

Самородный висмут отмечается в виде микрозерен, размером до 1 мкм (рис. 2 б), образующих цепочки длиной до 30 мкм, ориентировка которых не совпадает с ориентировкой решетки структуры распада. Источником содержащего самородный висмут борнита могли быть грейзенизированные породы на контактах основных пород парнукского комплекса и гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимати-Североуральского литосферного сегмента» номер государственного учета ЕГИСУ НИОКТР 122040600012-2 и «Осадочные формации: вещество, седиментация, литогенез, геохимия, индикаторы литогенеза, реконструкция осадконакопления» номер государственного учета ЕГИСУ НИОКТР 122040600013-9

Библиографический список:

1. Кузнецов С.К., Майорова Т.П., Сокерина Н.В., Филиппов В.С. Золоторудная минерализация Верхнеиняуского месторождения на Полярном Урале / Записки РМО. 2011. Ч. СХХХХ, № 4. С. 58–71.
2. Майорова Т.П., Ефанова Л.И. Проявление золото-мышьяковистого типа Нияхойское-1 на Полярном Урале (кряж Манитанырд) / Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 8. С. 33–41.
3. Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудные формации. Новосибирск: Наука. 2003. 369 с.

BISMUTH IN BORNITE FROM THE LOWER ORDOVICIAN GRAVELITES (SUBPOLAR URALS)

N.Yu. Nikulova, O.V. Grakova, V.N. Fillipov

Nikulova@geo.komisc.ru

For the first time, the presence of bismuth, rare for the north of the Urals, was found in the gravelstone of the Lower Ordovician Obeiz Formation in the Subpolar Urals. Bismuth is represented by small rounded grains (about 1 μm) that form chains in bornite. It has been suggested that its source could be greisenized rocks at the contacts of the parent rocks of the Parnuk complex and granites of the Salner-Mankhambov complex.

Keywords: native bismuth, bornite, gravelite, Lower Ordovician, Subpolar Urals.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НОВЕЙШИХ МЕТОДОВ РАЗВЕДКИ МЕСТНОСТИ В ПОИСКОВОЙ ГЕОЛОГИИ

Объектом исследования являются новейшие методы разведки местности, в частности использование БПЛА (Беспилотный летательный аппарат) в Хабаровском крае на геохимической съемке. Методика работы включала в себя: крупномасштабную аэросъемку с помощью БПЛА, интерпретирование и сопоставление полученных фото и видео материалов с имеющимися картами и данными. На основании проведенного исследования сделаны выводы о рациональности использования разведки БПЛА в геологии. Актуальность использования разведки с помощью БПЛА в поисковой геологии высока, так как идет постоянное развитие данной техники, эта техника открывает новые возможности в разведке.

Ключевые слова: БПЛА, разведка дроном, геохимическая съемка, Хабаровский край.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.192

В Хабаровском крае на объектах Нижнеамурской площади выполнялись поисковые работы путем геохимической съемки вторичных ореолов рассеяния на выявление месторождения медно-порфирового типа [1]. Геоморфология района работ была достаточно сложной для пешего опробования, перепады высот составляли до 1000 м на небольших расстояниях, курумники на склонах, временные и постоянные водотоки, болотистые участки, высокая плотность деревьев, а также завалы и пожарища, заросли кедрового стланика.

Вышеперечисленные трудности сильно осложняли работы по геохимической съемке, маршрутные пары застревали в сложном рельефе, не могли найти брод временного водотока, поиск мест для выкидного лагеря производился пешими маршрутами, нахождение существующих дорог и построек было случайным.

Для решения этих трудностей мы использовали разведку местности с помощью БПЛА – небольшого квадрокоптера оборудованного высококачественной камерой для фото и видео съемки, также он обладал крайне полезной функцией FPV - First Person View (сокр. FPV) — вид от первого лица, позволяющей транслировать изображение с БПЛА на

экран телефона оператора, что позволяет изучать рельеф в режиме реального времени. Беспилотные летательные аппараты в последние годы активно внедряются при проведении различных геологических работ [2].

Используя БПЛА как разведчика ландшафта и геоморфологии, мы значительно упростили нижеперечисленные сложные моменты.

Определение временных и постоянных водотоков на расстоянии и поиски брода на них. Нахождение оптимальных маршрутов подхода. Мы могли оперативно редактировать маршруты подхода и отхода к профилю, на этом экономилось время на поиски пути маршрутной пары, что привело к увеличению продуктивности на профиле и повышению безопасности маршрутной пары.

Быстрое нахождение благоприятного места для выкидных и основных лагерей, что также экономило время, как на поиске места для лагеря, так и на удобстве подходов к профилям от лагеря. Можно сравнить фото вблизи лагеря с поверхности и фото лагеря с БПЛА, на этом примере наглядно показана разница в восприятии рельефа, ландшафта (рис. 1).



Рис. 1. Фото вблизи лагеря при съемке с поверхности (слева) и с БПЛА (справа)



Рис. 2. Фото с БПЛА с высоты около 40 м (слева) и с высоты около 500 м (справа)

Нахождение старых дорог и построек с помощью БПЛА стало систематичным, благодаря этому были найдены избы и охотничьи домики, которые мы использовали для выкидных лагерей, нахождение старых дорог помогало в логистике отряда, найденные дороги позволили сократить дорогу до ближайшего населенного пункта с 8 до 6 часов.

Поиск людей и техники в экстренных ситуациях, позволяет быстрее определить местоположение пострадавших людей и застрявшей или сломавшейся техники, что дает дополнительное время на организацию и подход помощи. На фотографиях хорошо видно технику и людей с высоты полета БПЛА (рис. 2).

В чисто геологической области можно использовать БПЛА для поиска выходов коренных тел, определения угла падения тел, макроизучения рельефа. Нами были обнаружены несколько крупных выходов коренных пород, которые заинтересовали заказчика работ.

Из результатов полевого использования БПЛА можно сделать вывод о том, что разведка с помощью БПЛА проявила себя отличным

помощником в различных ситуациях. БПЛА позволил сэкономить человеко-часы, тем самым повысил продуктивность и безопасность работ в маршрутах.

Библиографический список

1. Ибламинов Р.Г. Геология месторождений полезных ископаемых: учебное пособие. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2019. 232 с.
2. Zimmerer, Matthew, New Mexico Earth Matters, v.18, n.1, pp.1-6 Drones for the Geosciences, 2018.

USING THE LATEST TERRAIN EXPLORATION METHODS IN
EXPLORATION GEOLOGY

A.A. Obmelyuhin

Obmelyuhin.geo@mail.ru

The object of the study is the latest methods of reconnaissance, in particular the use of UAVs (Unmanned Aerial Vehicle) in the Khabarovsk Territory for geochemical surveys. The work methodology included: large-scale aerial photography using UAVs, interpretation and comparison of the obtained photo and video materials with available maps and data. Based on the study, conclusions were drawn about the rationality of using UAV reconnaissance in geology.

Keywords: UAV, drone reconnaissance, geochemical survey, Khabarovsk Territory.

УДК 549.211

Б.М. Осовецкий¹, А.Г. Попов¹, Ю.Г. Пактовский¹, В.А. Чуйко²

¹Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

²ООО «Алмайнинг», г. Пермь

ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УРАЛЬСКИХ РОССЫПЕЙ АЛМАЗОВ

Приводится обоснование кимберлитовой природы уральских россыпных алмазов. Излагается концепция формирования кайнозойских россыпей алмазов в палеодолинах западного склона Урала за счет перемыва вторичных коллекторов (такатинской или колчимской свит, а также предположительно ордовика или венда). Предлагаются поисковые признаки, которые могут быть использованы при прогнозировании и поисках россыпей.

Ключевые слова: западный склон Урала, алмазы, россыпи, палеодолины, поисковые признаки.

DOI 10.170072/chirvinsky.2023.196

Введение. Разработка россыпных алмазов на Западном Урале началась в 1940 г. дражным способом. Разрабатывались россыпные аллювиальные отложения в долинах притоков р. Койвы (бассейн р. Чусовой). В 1955 г. алмазодобыча россыпных алмазов продолжилась в бассейне р. Вишеры в связи с открытием здесь более богатых россыпей. При этом значительно расширился перечень геологических объектов алмазодобычи. В их число входили долинные россыпи, речные террасы, погребенные аллювиальные отложения, вторичные коллекторы девонского (такатинская свита) и силурийского (колчимская свита) возраста [1, 2, 7, 9, 10, 17, 19]. Важным этапом в развитии представлений об алмазонасности территории являлось обнаружение двух алмазонасных полос (западной и восточной), ориентированных вдоль Урала.

Высокое качество уральских алмазов выдвинуло Уральский регион в число перспективных районов алмазодобычи в стране. В больших масштабах развернулись поисковые работы на алмазы на всей территории западного склона Урала. В результате была установлена алмазонасность речных отложений в бассейне р. Чикман, что означало открытие нового Яйвинского алмазонасного района. Россыпепроявления алмазов были обнаружены также в бассейне р. Белой. Таким образом, было установлено, что алмазы присутствуют в аллювиальных отложениях на

значительном протяжении вдоль западного склона Урала с постепенным снижением уровня алмазоносности в южном направлении.

Следующим качественно новым этапом в освоении ресурсов алмазов западного склона Урала являлось открытие промежуточных коллекторов (сначала такатинского, а затем силурийского). Были получены предварительные данные о находках алмазов в еще более древних отложениях (в частности, в ордовике) [16].

В дальнейшем постепенно объемы добычи алмазов сокращались в связи с отработкой богатых и переходом к разработке более бедных объектов. В 2013 г. добыча алмазов на Урале прекратилась. Тем не менее, остались неразработанными небольшие россыпепроявления с промышленными содержаниями алмазов, но с небольшим объемом горной массы, что не позволяло обеспечить загрузку имеющейся обогащательной техники.

На протяжении всего периода разработки россыпных месторождений проводились исследования по поискам коренных источников алмазов. Начиная с пионерской работы А.А. Кухаренко «Алмазы Урала» [8], были высказаны различные точки зрения о вероятных первоисточниках уральских алмазов. Например, А.А. Кухаренко считал, что таковыми являются пикриты. Сотрудник ВСЕГЕИ Ю.Д. Смирнов [23], многие годы занимавшийся изучением уральских алмазов, указывал, что «...алмазы вместе с терригенным материалом поступали с востока Русской платформы и Тимана», а «...наиболее вероятным и главным первоисточником алмазов на Урале следует считать кимберлиты...». Благоприятными для образования кимберлитов на платформе он считал различные периоды – от архея до границы перми и триаса. Тем не менее, идея о присутствии на западном склоне Урала местных коренных источников алмазов продолжала существовать. В частности, Б.Н. Соколов [24] предложил искать коренные источники алмазов на участках головных частей россыпей. Затем была высказана т.н. «туффицитовая» концепция, которую авторы данной статьи считают ненаучной. Все высказанные предположения о возможности присутствия коренных источников алмазов на территории западного склона Урала были проверены и не подтвердились.

В начале текущего века сотрудниками Пермского университета были проведены поисковые работы на территории восточных районов Восточно-Европейской платформы с целью установления признаков коренной алмазоносности, связанной с возможными слабоалмазоносными кимберлитами раннемезозойского возраста. На обширной территории Кировской области и Коми-Пермяцкого автономного округа были

обнаружены минералы-спутники, а в пределах Вятско-Камской впадины – мелкие алмазы [12]. Однако эти работы не позволили обнаружить прямых признаков присутствия раннемезозойских кимберлитов.

О первоисточниках уральских россыпных алмазов. Известно, что россыпные алмазы уральских россыпей отличаются высоким ювелирным качеством и, соответственно, стоимостью. Это обусловлено их большими размерами, прозрачностью и др. Модальный размерный класс алмазов в большинстве отработанных россыпей составлял 8–4 мм.

Детальное изучение изотопного состава углерода в уральских россыпных алмазах показало, что они ничем не отличаются от типичных кимберлитовых алмазов. В частности, для россыпных алмазов Урала значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от $-1,74$ до $-24,3$ с модой в диапазоне от -4 до -7 , т.е. соответствуют типичным значениям для кимберлитовых алмазов [3]. В то же время он существенно отличается от алмазов другого генезиса [22].

Морфологически уральские алмазы представлены в основном октаэдроидами и додекаэдроидами. Некоторыми исследователями отмечалось, что округленность кристаллических форм уральских алмазов свидетельствует об особых типах коренных источников, имеющих не-кимберлитовое происхождение. Однако было установлено, что образование криволинейных поверхностей граней вместо гладкогранных является результатом растворения именно в мантийных условиях. При этом на поверхности образуются характерные мелкие бугорки, которые относятся к регенерационным формам. Так, присутствие большого количества кристаллов с признаками природного растворения отмечено в трубке Юбилейная (Якутия) [6]. Другими исследователями было обосновано, что округленность форм алмазов является характерной особенностью их нахождения в кимберлитах окраинных частей платформ.

О кимберлитовой природе уральских алмазов свидетельствуют детальные исследования поверхностных форм под электронным микроскопом, проведенные в Пермском университете [11]. В частности, в свое время внимание исследователей привлекло присутствие на поверхности кимберлитовых алмазов своеобразной непрозрачной оболочки (т.н. оболочечные алмазы). Их изучение под электронным микроскопом показало, что оболочки представлены агрегатами округлых микро- и наночастиц углерода, которые образовались на одной из стадий продвижения кимберлитов из глубинных зон мантии к поверхности (рис. 1). О одновременности образования в мантийных условиях центральных частей и внешней оболочки алмазов свидетельствуют также данные изотопного состава углерода [22, 27].

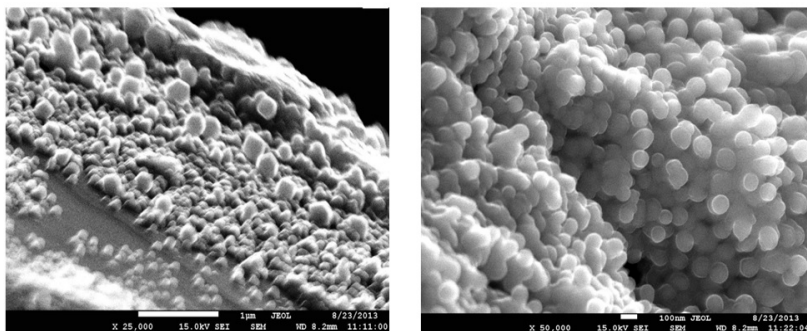


Рис. 1. Структура оболочки на кристаллах алмазов

Электронномикроскопические исследования высокого разрешения показали, что рост алмазов происходил в результате послойного отложения углеродного вещества с формированием исключительно правильной микро- и даже нанослоистости. Такой рост возможен только в мантийных условиях с длительным сохранением стабильной обстановки роста кристалла (рис. 2). На поверхности алмазов также часто обнаруживаются микроуглубления правильной геометрической формы [13]. Исследования других ученых показали, что они образуются только в мантийной обстановке [24].

Наконец, под электронным микроскопом на снимках с увеличением до 75 тыс. крат сотрудниками Пермского университета [13] были выявлены отчетливые признаки растворения на поверхности граней октаэдрических алмазов, которые могли появиться только в мантийных условиях (рис. 3).

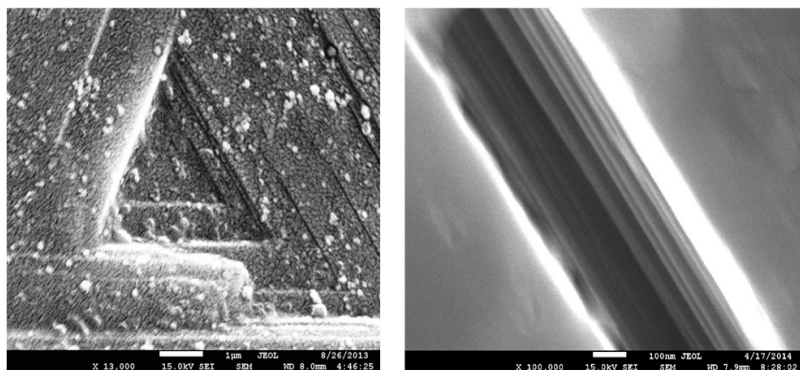


Рис. 2. Микро-и нанослоистость алмазов Урала

Все изложенное выше и работы других исследователей [20, 21] дают основание утверждать, что первоисточниками уральских россыпных алмазов являются кимберлиты. Главными остаются вопросы: каков их возраст и где они находятся.

Мы придерживаемся представления о том, что коренными источниками уральских россыпных алмазов являются кимберлиты предположительно докембрийского возраста, расположенные в восточных районах Восточно-Европейской платформы. Общеизвестно, что благоприятными зонами для формирования кимберлитов являются щиты в пределах платформ. На Восточно-Европейской платформе известны три таких щита: Балтийский (Скандинавский), Сарматский (Украинско-Воронежский) и Волго-Уральский.

В пределах Балтийского щита кимберлиты с промышленной алмазоносностью установлены в Архангельской провинции и слабоалмазоносные в Финляндии. При этом генетически связанных с ними россыпей не обнаружено. В пределах Сарматского щита кимберлиты найдены на Кировоградской площади Украины с присутствием слабоалмазоносных россыпепроявлений в неоген-палеогеновых отложениях [4].

Только в пределах Волго-Уральского щита кимберлиты пока не найдены. Основной причиной, по нашим данным, является их более древний возраст по сравнению с кимберлитами других щитов. В результате они залегают на больших глубинах (более 1,5 км) и отсюда недоступны для поисков и опробования.

Однако только здесь, на примыкающей территории западного склона Урала, имеется полоса промышленной россыпной алмазоносности значительной протяженности, ориентированная вдоль восточной

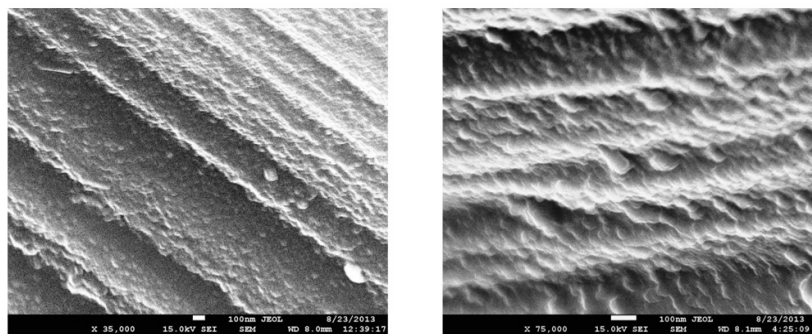


Рис. 3. Микро- и наносероховатость октаэдрических граней алмазов Красновшерского района

окраины щита. Кроме того, восточнее расположена еще одна аналогичная полоса с более слабой алмазонасностью. Наконец, алмазы присутствуют и в промежуточных коллекторах силурийского и девонского возраста.

Все эти особенности Уральского алмазонасного района могут быть обусловлены древним возрастом кимберлитов, расположенных на большой глубине на восточной окраине Волго-Уральского щита. В пользу высказанной концепции можно привести результаты определения абсолютного возраста зерен циркона в алмазонасных такатинских отложениях Вишерского района [19]. Он оказался в пределах от 1,86 до 3,05 млрд лет, что полностью исключает возможность их поступления за счет размыва близлежащих пород и в то же время указывает на древний возраст пород – первоисточников этих зерен, которыми могут быть древние коры выветривания в пределах Волго-Уральского щита. Эти же коры выветривания могли перекрывать и кимберлиты.

История формирования россыпенности на западном склоне Урала. Возникает вполне закономерный вопрос: каким образом древние кимберлиты, расположенные за сотни и более километров от кайнозойских алмазонасных россыпей западного склона Урала, могли оказаться источниками их питания? Невозможно представить ситуацию, когда на таком удалении от кимберлитового источника в речной обстановке могли бы сформироваться промышленные россыпи алмазов. На примере Якутии известно, что по мере переноса от кимберлитового тела происходит закономерное снижение содержания россыпных алмазов, и уже на расстояниях до нескольких десятков километров они становятся непромышленными [5].

Ответ на данный вопрос может быть дан с учетом особенностей истории геологического развития Уральского региона. В частности, необходимо определить роль пород Волго-Уральского щита в процессах осадконакопления на прилегающих районах западного склона Урала. Основное значение при этом имеет факт длительного периода континентального выветривания пород кристаллического фундамента на востоке платформы, охватывающего промежуток времени до середины девона.

Гипотетические древние кимберлитовые тела в восточных районах Волго-Уральского щита, оказавшиеся на поверхности, в течение длительного периода континентального перерыва подвергались интенсивному выветриванию с формированием мощной коры выветривания. Такая кора выветривания на гнейсах и кристаллических сланцах фундамента вскрыта всеми глубокими скважинами, пробуренными на данной территории.

В то же время длительный процесс формирования коры выветривания на кимберлитах Волго-Уральского щита представлял собой проявление первого механизма концентрации алмазов, который сыграл важную роль в формировании промышленной россыпенности на западном склоне Урала.

Размыв алмазоносных кор выветривания осуществлялся реками последовательно в раннем силуре и раннем девоне. Предложенная концепция о древнем возрасте кимберлитов позволяет поставить вопрос о возможности речного переноса алмазов в ордовике и даже в венде. Это объясняет присутствие отдельных находок алмазов в ордовике, что ранее было использовано некоторыми специалистами как свидетельство наличия местных первоисточников алмазов на Урале.

Перенос алмазов древними палеопотоками происходил в восточном направлении, до морского побережья. При этом существование двух полос алмазоносности на западном склоне Урала могло быть результатом смещения в геологическом времени границ морского побережья, на котором происходило накопление алмазов. Несомненно, по мере транспортировки должно было происходить постепенное снижение концентраций алмазов в руслах палеорек, которые явно не могли достигать промышленных значений.

Однако в условиях прибрежно-морской волновой деятельности в раннем силуре и затем в раннем девоне на побережьях реализовался процесс формирования «естественных» шлихов с появлением локальных высоких концентраций алмазов. Одновременно под влиянием преобладающего направления ветра происходила транспортировка алмазов вдоль побережий древних морей на значительное расстояние. При этом в благоприятных для сортировки алмазов фациальных зонах происходило их накопление. Именно эти процессы привели к формированию протяженных полос алмазоносности вдоль западного склона Урала до территории Башкирии и способствовали образованию промежуточных коллекторов алмазов в терригенных отложениях колчимской и такатинской свит с промышленной алмазоносностью.

Аналогом этих коллекторов может служить протяженная зона современных прибрежно-морских россыпей алмазов на морском побережье Намибии [25, 28]. Существует ряд признаков, которые указывают на сходство условий их образования: концентрация алмазов в отдельных линзовидных прослоях, постепенное снижение содержаний алмазов вдоль побережья и др.

Важнейшим является вывод о том, что прибрежно-морская сортировка обломочного материала на побережьях силурийского и

девонского морей оказалась проявлением второго механизма концентрации кимберлитовых алмазов. Необходимо подчеркнуть, что он совершался уже на территории, расположенной далеко к востоку от первоисточников алмазов.

Остается выяснить вопрос о механизме формирования промышленной алмазоносности в кайнозойской речной сети на территории западного склона Урала. Важность этого вопроса объясняется тем, что именно эти отложения были главным источником добычи алмазов и могут стать таковыми в будущем.

На основании изложенной выше концепции следует вывод о том, что такие россыпи могли сформироваться только в долинах рек, размывающих промежуточные коллекторы алмазов. Однако такой размыв в большинстве случаев неизбежно должен был сопровождаться снижением концентраций алмазов в долинах рек, которые вряд ли могли достигать промышленных кондиций.

Для объяснения природы формирования промышленных россыпей алмазов кайнозойского возраста необходимо учитывать проявление еще одного фактора концентрации алмазов – энергию руслового потока. Соответствующая гидродинамика речных кайнозойских палеопотоков оказалась третьим в длительном периоде геологического времени механизмом концентрации кимберлитовых алмазов и обязательным условием для формирования россыпей этого возраста на западном склоне Урала.

Для реализации этого механизма, кроме наличия вторичного коллектора, требуются и другие благоприятные условия – активная роль неотектонического фактора и блоковой тектоники, стимулирующих энергичный и длительный размыв отложений вторичного коллектора, и достаточно крупная палеодолина, что обеспечивает накопление значительных объемов горной массы.

Критерии поисков россыпных алмазов на западном склоне Урала. Предлагаемая концепция формирования кайнозойской россыпности на западном склоне Урала должна быть дополнена в дальнейшем привлечением более обширного фактического материала. Одной из первоочередных задач следующего этапа является разработка эффективного прогнозно-поискового комплекса (ППК) на россыпные алмазы данного района. В его состав наряду с тектоническими, геофизическими, палеогеографическими и геоморфологическими следует включить тематические исследования, которые вытекают из рассмотренных выше прогнозных критериев алмазоносности. В частности, необходимо учесть вопросы, связанные с формированием древней речной сети

(прежде всего, четвертичного, но также миоценового и олигоценового возраста) на западном склоне Урала.

Специалистами должны быть намечены и обоснованы районы для проведения прогнозно-поисковых работ на россыпные алмазы в палеодолинах. Они, прежде всего, должны быть приурочены к районам распространения крупнообломочных литофаций такатинских и колчимских терригенных пород. Необходимы надежные геофизические методы, позволяющие установить блоковое строение района исследования, идентифицировать активно опускающиеся блоки, оконтурить древнюю речную долину с установлением ее параметров. Изначально следует учитывать, что алмазы могут накапливаться только в грубообломочных русловых фациях палеодолин с накоплением достаточных для разработки объемов горной массы.

Одной из проблем, требующих специального исследования, остается выяснение вопроса о возможности существования более древних промежуточных коллекторов алмаза (ордовик, венд) и их роли как источников питания кайнозойских россыпей.

При переходе к этапу поискового бурения в перспективных палеодолинах необходимо применять эффективную комплексную методику изучения kernового материала с оценкой гранулометрии и морфологии обломочного материала (как индикаторов динамики водного палеопотока) и минерального состава аллювия (как индикатора размыва вторичного коллектора и роли других источников питания в качестве разубоживающего фактора).

Закключение. Авторами статьи предложена концепция формирования алмазоносных промежуточных коллекторов и кайнозойских россыпей алмазов в палеодолинах западного склона Урала, основанная на признании кимберлитовой природы алмазов. Предполагается присутствие кимберлитов докембрийского возраста на восточной окраине Волго-Уральского щита. В течение длительного геологического времени на них формировалась мощная кора выветривания. Размыв продуктов выветривания производился древними речными потоками с переносом алмазов в восточном направлении (в частности, в силурийское и такатинское время). На морских побережьях происходила концентрация алмазов за счет прибрежно-морской волновой деятельности с формированием промежуточных коллекторов алмазов. Кайнозойские россыпи, приуроченные к древним палеодолинам, были сформированы за счет размыва соответствующих промежуточных коллекторов [18].

Речные отложения кайнозойского возраста в палеодолинах на территории западного склона Урала, по мнению авторов статьи, являются

перспективными источниками россыпных алмазов, которые могут обеспечить возобновление и в перспективе наращивание алмазодобычи в этом районе страны [14, 15, 19]. В связи с этим указано на необходимость разработки эффективного прогнозно-поискового комплекса на россыпные алмазы Урала с использованием данной концепции.

Рассмотренные в статье проблемы связи россыпей с удаленными источниками питания могут быть учтены и использованы специалистами, работающими и в других алмазоносных районах страны, в первую очередь в Якутии и прилегающих алмазоносных районах Иркутской области и Красноярского края.

Библиографический список

1. Бекасова Н.Б. К методике литолого-минералогического изучения осадочных и осадочно-метаморфических толщ // Матер. по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1971. Вып. 2. С. 21–30.
2. Беккер Ю.Р., Бекасова Н.Б., Ишков А.Д. Алмазоносные россыпи в девонских отложениях Северного Урала // Литол. и полезн. ископаемые, 1970. № 4. С. 65–75.
3. Галимов Э.М., Соболев Н.В., Ефимова Э.С. и др. Изотопный состав углерода алмазов, содержащих минеральные включения, из россыпей Северного Урала // Геохимия, 1989. №9. С. 1363–1370.
4. Гейко Ю.В., Гурский Д.С., Лыков Л.И. и др. Перспективы коренной алмазности Украины. Л.: Центр Европы, 2006. 224 с.
5. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др. Россыпи алмазов России. Новосибирск: ГЕО, 2007. 457 с.
6. Егоров К.Н., Карпенко М.А., Кошкарев Д.А. и др. Вещественно-индикационные признаки алмазности многофазных кимберлитовых трубок (на примере трубки «Юбилейная») // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2006. С. 21–22.
7. Каминский Ф.В., Клюев Ю.А., Константиновский А.А. и др. Находки алмазов в палеозойских отложениях Тимана // Докл. АН СССР. 1976. № 4. С. 917–920.
8. Кухаренко А.А. Алмазы Урала. М.: Гостеолтехиздат, 1955. 515 с.
9. Лунев Б.С., Осовецкий Б.М. Мелкие алмазы Урала. Пермь: Пермский ун-т, 1996. 128 с.
10. Осовецкий Б.М. Эволюция мезозойского континентального осадконакопления и алмазность территории Вятско-Камской впадины // Уч. зап. Казанского ун-та. 2011. Вып. 153, № 4. С. 218–221.
11. Осовецкий Б.М. Наноминералогия. Уч. пособие. Пермь: Пермский ун-т, 2021. 182 с.
12. Осовецкий Б.М., Казымов К.П., Губин С.А. Поиски кимберлитов на востоке Восточно-Европейской платформы // Известия вузов. Геология и разведка. 2010. № 4. С. 37–43.
13. Осовецкий Б.М., Наумова О.Б. Мелкие алмазы и их поисковое значение. Пермь: Пермский ун-т, 2014. 142 с.
14. Осовецкий Б.М., Пактовский Ю.Г., Попов А.Г. Перспективы алмазности Пермского края // Матер. V Всерос. конф., посвящ. 50-летию Алмазной лаб. ЦНИГРИ – НИГП АК «Алроса» (ПАО). Мирный, 2018. С. 144–148.
15. Осовецкий Б.М., Попов А.Г., Пактовский Ю.Г. Пермский университет и программа прогнозно-поисковых работ на алмазы // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2015. С. 45–51.

16. *Пактовский Ю.Г.* Проблема алмазоносности помянённой свиты // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Вып. 25. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2022. С. 199–208.
17. *Пактовский Ю.Г.* Силурийский промежуточный коллектор алмазов (Южное Притиманье, Пермский край) // Вестник Пермского университета. Геология. 2021. Том 20, № 4. С. 301–319.
18. *Попов А.Г.* Геодинамика и россыпи алмазов Урала // Россыпи и месторождения кор выветривания: изучение, освоение, экология. Мат-лы XV Международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания (РКВ – 2015). Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. С. 199–200.
19. *Попов А.Г.* Алмазоносность Урала – XXI век // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. X Международная науч.-практ. конф. (13–16 апреля 2021 г., Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ»). Сб. тезисов докладов. М.: ФГБУ «ЦНИГРИ», 2021. С. 175–176.
20. *Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Метелкина М.П.* Использование специфических свойств уральских алмазов для оценки возраста и генезиса их источников // Разведка и охрана недр. 1974. № 5. С. 6–8.
21. *Пыжова Е.С., Попова И.С.* Результаты изотопного датирования обломочных (детритовых) цирконов из песчаников алмазоносной эмской (нижний девон) такатинской свиты Западного Урала // Вестник РУДН. Серия Инженерные исследования. 2015. №1. С. 45–51.
22. *Силаев В.И., Петровский В.А., Сухарев А.Е.* Изотопно-углеродная неоднородность карбонадо в связи с проблемой происхождения алмазов // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона. Сыктывкар, 2006. С. 34–37.
23. *Смирнов Ю.Д.* Источники алмазов уральских россыпей // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 279–282.
24. *Соколов Б.Н.* Образование россыпей алмазов. Основные проблемы. М.: Наука, 1982. 94 с.
25. *Шмаков И.И., Божско Е.Н.* Происхождение морских россыпей алмазов Намибии // Вестник ВГУ. Серия Геология. № 1. 2008. С. 116–126.
26. *Bangert U., Barnes R., Houmsome L.S. et al.* Electron energy loss spectroscopic studies of brown diamonds // Phil. Mag. 2006. Vol. 29–30. P. 4757–4779.
27. *Boyd S., Pineau F., Javoy M.* Modelling the growth of natural diamonds // Chemical Geology. 1994. Vol. 116. P. 29–42.
28. *Sutherland D.G.* The transport and sorting of diamonds by fluvial and marine processes // Econ. Geol. 1982. Vol. 77, No 7. P. 1613–1620.

THE SOURCE ROCKS AND THE HISTORY OF THE URALS PLACER DIAMONDS FORMING

B.M. Osovetsky, A.G. Popov, Y.G. Paktovskiy, V.A. Chuyko
opal@psu.ru

The kimberlite origin of the placer diamonds in the Urals is stated. The conception of Cenozoic diamond placers forming in paleovalleys of the western slope of the Urals is suggested. They were originated due to re-washing of the Devonian or Silurian intermediate collectors. The prospecting criteria for prognostication of placers are offered.

Keywords: the Western Urals, diamond placers, kimberlites, paleovalleys, prospecting criteria.

Ю.Г. Пактовский, Е.М. Томила
Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

НОВЫЕ ДАННЫЕ О БАЗАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТАКАТИНСКОЙ СВИТЫ НА ЮЖНОРАССОЛЬНИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ АЛМАЗОВ (ПЕРМСКИЙ КРАЙ)

В статье кратко изложена история изучения такатинской свиты на Урале. Приводится описание разреза базальных отложений такатинской свиты в Красновишерском алмазоносном районе на месторождении Южная Рассольная. Проведено гранулометрическое исследование и количественный минералогический анализ тяжелой фракции матрикса гравелитов в основании такатинского разреза. Для изучения глинистой фракции применен рентгенофазовый анализ. Авторами сделан вывод об аллювиальном генезисе изученных базальных отложений такатинской свиты и о размыве древних кор выветривания при континентальном режиме развития территории.

Ключевые слова: Пермский край, такатинская свита, гранулометрия, минералогия, иллит, алмазоносные россыпи.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.207

С тех пор, когда базальные отложения девона западного склона Урала были введены в научную литературу под именем такатинской свиты [6], впервые описанные на Южном Урале [8], с ними происходили удивительные приключения. Поначалу эти терригенные отложения – «жерновые» (гравийные) песчаники – служили исключительно литологическим репером между фаунистически охарактеризованными палеозойскими толщами и «древними свитами», почти «немыми» (верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими – *Ю.П.*). И, к слову сказать, служили также мельничными жерновами [7], откуда и повелось название пород, до сих пор бытующее в народе.

С продвижением изучения геологии западного склона Урала на север, в пределы Пермского края, такатинская свита была описана экспедицией ВНИГРИ (1947–1951) под руководством Н.Г. Чочиа в тринадцати разрезах на территории Колво-Вишерского края [17]. Необходимо отметить, что до этого времени об алмазоносности Колво-Вишерского края и Красновишерского района, в частности, еще ничего не было известно.

Настоящий прорыв в изучении такатинской свиты произошел

после работ Съемочно-тематической экспедиции Пермского геологоразведочного треста под руководством А.Д. Ишкова (1959–1967). Главным итогом этой работы является установление алмазонасности такатинской свиты как промежуточного коллектора алмазов и источника питания современных алмазонасных россыпей [4]. Первоисточник предполагался кимберлитовый, расположенный в пределах Русской платформы [12].

В качестве отступления отметим, что ни одно крупное открытие не обходится без того, чтобы тут же не возникло другое, так сказать, альтернативное мнение. И оно тут же возникло. «Молодые геологи» экспедиции выдвинули собственную гипотезу образования алмазонасных россыпей, правда, не отрицая кимберлитовый генезис уральских алмазов, и отстаивали ее в дальнейшем [14]. Мудрый А.Д. Ишков выделил им отдельную книжку в составе собственного отчета (Ишков и др., 1967ф). Но так и нерешенная проблема первоисточников провоцировало возникновение всё новых идей и гипотез, практическая апробация которых показала со временем их ограниченный характер или вовсе не подтвердилась [1, 2]. За полемикой, иногда горячей, прошли годы: первоисточники на Урале так и не были обнаружены; открытие новых алмазонасных россыпей прекратилось; и теперь уже впору заново изучать геологию алмазонасных районов, в том числе и промежуточные коллекторы.

Базальные такатинские отложения трансгрессивного цикла осадконакопления зафиксированы в следующих разрезах Красновишерского алмазонасного района Полудово-Колчимского антиклинория: в Ишковском карьере, по р. Сухая Волынка и по р. Илья-Вож. Сюда же необходимо добавить разрезы в нижнем течении р. Бол. Колчим, в верхнем течении р. Ефимовки и р. Северный Колчим [18]. Здесь они залегают со стратиграфическим и угловым несогласием на доломитах колчимской свиты лландовери (S_1kl_2). В региональном плане граница суши и моря в такатинское время проходила по линии рр. Бол. Колчим и Сухая Волынка (в современных координатах). Трансгрессия моря связывается со спредингом в смежном Уральском палеоокеане [10].

На отработанных в Красновишерском алмазонасном районе месторождениях до сих пор сохранились реликты продуктивных такатинских отложений. Так, на восточном фланге месторождения Южная Рассольная нами изучен разрез такатинской свиты, вскрытый экскаваторным способом ЗАО «Уралалмаз» при проходке канавы для слива накопительного водоема обогатительной фабрики СОФ-6.

В искусственном обнажении вскрыты, снизу вверх по разрезу: 1) условные верхнесилурийско-нижнедевонские глинизированные

алевролиты [13], пестроокрашенные и голубовато-серые с овоидами гидрогетита, мощностью около 1,0 м; 2) песчаники такатинской свиты кварцевые светло-серые мелкослоистые, крепкие; мощность 0,6 м; 2) гравелиты светло-серые со слабым желтоватым оттенком, крепкие; мощность 0,3 м; 3) песчаники гравийные, желтовато-серые, крепкие, мощностью около 1,0 м 4) песчаники кварцевые светло-серые среднеслоистые, весьма крепкие, скальные; видимая мощность более 3,0 м. Элементы залегания толщи: азимут падения СВ 70°, угол падения 39°.

Слои грубообломочных пород в основании такатинской свиты со времен А.Д. Ишкова всегда вызвали интерес геологов. Из слоя гравелитов в основании такатинской свиты нижнего девона на восточном фланге месторождения Южная Рассольная нами отобрана протолочная проба для литологического исследования. Результаты гранулометрического анализа приведены в нижеследующих таблицах (табл. 1–3).

Таблица 1

*Гранулометрический состав галечно-гравийных классов
протолочной пробы, г и %*

Масса пробы, г	20,0-10,0	10,0-5,0	5,0-2,0	2,0-1,0	Итого
760,0	57,4	139,3	144,3	115,2	456,1
%	12,6	30,5	31,6	25,3	100,0

Таблица 2

*Гранулометрический состав песчано-алевритовых классов
протолочной пробы, г и %*

Масса пробы, г	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	Итого
260,6	150,6	70,6	29,4	7,0	2,4	259,9
%	57,9	27,1	11,3	2,7	0,9	100,0

Таблица 3

Общий гранулометрический состав протолочной пробы, г и %

Масса пробы исх., г	20,0-10,0	10,0-5,0	5,0-2,0	2,0-1,0	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	-0,01	Итого
760,0	57,4	139,3	144,3	115,2	150,6	70,6	29,4	7,0	2,4	22,2	738,2
%	7,8	18,9	19,5	15,6	20,4	9,6	4,0	0,9	0,3	3,0	100,0

Каркас гравелитов составляют мелкие гальки и крупный гравий крепких кварцитовидных кварцевых песчаников и белого жильного кварца; встречаются единичные мелкие гальки зеленовато-желтоватых аргиллитов, которые описываются предшественниками как «окатыши». Грубообломочный материал заимствован из более древних свит и кор выветривания. Окатанность галек по пятибалльной шкале средняя и хорошая. Матрикс пород мелкогравийно-песчаный кварцевый. Интересно присутствие в цементе породы рыхлого вещества светло-серого, до белого цвета пелитовой размерности, выполняющего мелкие полости и как бы обволакивающего песчаные и гравийные зерна, что придает породе весьма оригинальный облик, однако не нарушает ее литификацию.

Из таблицы 3 следует, что доля галечно-гравийных классов пробы составила более половины – 61,8%, с преобладанием частиц мелкогравийной размерности (35,1%). Доля мелкогалечных частиц составила менее десяти процентов (7,8%) от общего объема пробы. Таким образом, литологическая характеристика породы – это гравелит, по преобладающей доле частиц в ее составе.

При минералогическом анализе протолочной пробы под бинокулярным микроскопом (МБС-10) просмотрены все галечно-гравийные и песчано-алевритовые классы. Количественный минералогический анализ тяжелой фракции пробы проведен по двум гранулометрическим классам: 0,5-0,25 и 0,25-0,1 мм (табл. 4). Выход тяжелой фракции – традиционно низкий для древних свит: 0,09 и 0,56 мас. %, соответственно.

Минеральная ассоциация тяжелой фракции определяется нами по аллотигенным минералам в классе 0,25-0,1 мм. Всё это – исключительно устойчивые к выветриванию минералы, включая лейкоксен как минеральный агрегат. Отметим, что лейкоксеновая ассоциация (в нашем случае 78,7%) вообще характерна для отложений такатинской свиты [9], что свидетельствует о значительном гипергенном изменении титанистых минералов в коре выветривания [3]. Так, в классе 0,5-0,25 мм отмечены псевдоморфозы лейкоксена по ильмениту – 12 зёрен, в точности повторяющих таблитчатый облик кристаллов ильменита. Кроме того, встречены 4 зерна лейкоксена (изначально, возможно, всё того же ильменита) в «рубашках» гематита и гидрогётита – по-видимому, следствие распада твердых растворов. Также отметим 2 зерна циркона с признаками метамиктного распада. Все другие аллотигенные минералы встречаются в количестве менее 10%, однако появление единичного зерна талька требует дополнительных исследований.

Таблица 4

Количественный минералогический анализ тяжелой фракции протолочной пробы в гранулометрических классах 0,5-0,25 и 0,25-0,1 мм, %

№ п/п	Минерал/разность	0,5-0,25	0,25-0,1
1	Лейкоксен	83,1	78,7
2	Ильменит	5,0	2,5
3	Рутил	-	0,3
4	Анастаз	0,4	8,3
5	Турмалин	7,2	2,5
6	Циркон	2,9	6,7
7	Хромшпинелид	-	0,3
8	Гранат	0,4	0,3
9	Корунд	0,4	-
10	Флоренсит	0,7	-
11	Тальк	-	0,3
Сумма		100,0	100,0
Доля аллотигенных минералов		41,9	45,4
12	Гидрогетит	63,1	72,4
13	Сростки гидрогетита и гематита с кварцем	1,8	-
14	Гематит	32,5	27,6
15	Магнитные шарики	2,6	-
Сумма		100,0	100,0
Доля аутигенных минералов		58,1	54,6
Всего		100,0	100,0
Отношение аллотигенных минералов к аутигенным		0,7	0,8

В аутигенной части тяжелой фракции класса 0,25-0,1 мм преобладает гидрогетит (72,4%). В среднеспесчаном классе тяжелой фракции пробы ситуация принципиально не меняется, как и отношение аллотигенных минералов к аутигенным, характеризующим степень экзогенного изменения породы, в частности, ее цемента и литификации.

Глинистая фракция протолочной пробы гравелитов изучалась рентгенофазовым методом с применением рентгеновского порошкового дифрактометра D2 Phaser («Bruker», ФРГ). Характеристики прибора: рентгеновская трубка с медным анодом (излучение – $\text{CuK}\alpha$, $\lambda=1,54060$

Å), генератор с напряжением – 30 кВ, силой тока – 10 мА; детектор линейный – LYNXEYE; фильтр – Ni. Условия съемки: расходящаяся щель 0,2 мм, щели Соллера – первичная 2,5°, вторичная 2,5°; угловой диапазон от 5 до 70° 2 θ ; скорость набора импульсов в каждой точке 1,0 с; шаг – 0,02°.

По данным рентгенофазового анализа (рис. 1), глинистая фракция состоит из ряда минералов пелитовой размерности, таких как: кварц (72,5%), калиевый полевой шпат (7,8%), плагиоклазы (1,1%), которым пропорционально соответствуют самые высокие пики на дифрактограмме. Глинистые минералы представлены исключительно иллитом (18,6%), что подтверждается при обработке ориентированных препаратов. Так, в изученном образце пик иллита на 10,0 Å в воздушно-сухом ориентированном препарате и после обработки почти идеальный, симметричный (рис. 2). Это означает отсутствие смектитов и смешаннослойных образований. При прокаливании они часто переходят в гидрослюда [15], что ведет за собой увеличение площади отражения на 10,0 Å в прокаленных препаратах, но в данной пробе этого не наблюдается. Также и при насыщении этиленгликолем не происходит смещение пика до 16,8–17,0 Å.

Преобладание кварца пелитовой размерности в составе глинистой фракции породы определило оригинальную структуру гравелитов, которая была отмечена еще при полевом описании. Считается, что иллит

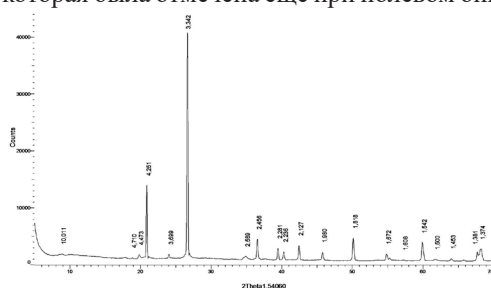


Рис. 1. Дифрактограмма образца из пелитовой фракции матрикса гравелитов такатинской свиты (разрез «Южная Рассольная»)

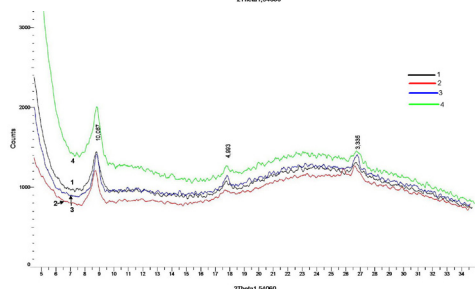


Рис. 2. Дифрактограмма ориентированных препаратов из того же образца (1 – воздушно-сухой; 2 – прокаленный при температуре 380°C; 3 – прокаленный при температуре 550°C; 4 – насыщенный этиленгликолем)

образуется на первых стадиях гипергенеза [11] в корях выветривания терригенных пород [5, 16]. Предшественниками среди глинистых минералов также отмечается иллит (гидрослюда) в составе цемента терригенных такатинских отложений [13]. Существует также представление о том, что гравий и песок крупной размерности поставлялся местными источниками сноса и приносился небольшими короткими потоками, составляющими местную гидросеть, в то время как крупные реки с развитыми обширными дельтами приносили основную массу терригенного материала: алеврит и песок мелкой и средней размерности [19]. С точки зрения поисковой геологии, это означает разубоживание продуктивного (грубообломочного) материала мелкообломочным.

На основании комплекса литологических и геодинамических факторов, приведенных в данной статье, нами сделан вывод об аллювиальном генезисе изученных базальных отложений такатинской свиты и о размыве древних кор выветривания во время их образования при континентальном режиме развития территории [10]. При этом необходимо еще учитывать гипергенные изменения пород после уральской фазы складчатости (P_2-T_1), когда они были выведены на поверхность и надвинуты на восточный край Восточно-Европейской платформы. Необходимо признать, что это – один из самых слабо освещенных вопросов в геологической истории региона.

Библиографический список

1. Анфилов В.Н., Крайнев Ю.Д., Кораблев Г.Г. Геологическое строение и природа алмазоносности Колчимского поднятия (Северный Урал) // Литосфера. 2007. №5. С. 151–163.
2. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. 603 с.
3. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.
4. Ишков А.Д. Источники алмазов Уральских россыпей на примере Красновишерского района // Совещание по геологии алмазных месторождений (тезисы докладов). Пермь: Изд-во «Звезда», 1966. С. 32–35.
5. Карпова Г.В. Глинистые породы // Справочник по литологии / Под ред. Н.Б. Вассоевича, В.Б., Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко. М.: Недра, 1983. С. 368–392.
6. Келлер Б.М. Такатинская свита Башкирии // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1947. № 2. С. 137.
7. Мозель А.И. Статистическое описание Пермской губернии, составленное Генерального штаба штабс-капитаном А.И. Мозелем. Физические свойства поверхности. Краткий геологический очерк // Пермские губернские ведомости. №2. 8 января, пятница. 1860. С. 16–21.
8. Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов, 1948. 413 с.
9. Осовецкий Б.М. Минералогия мезокайнозоя Прикамья. Пермь: Изд-во ПГУ, ПСИ, ПССТК, 2004. 292 с.
10. Пактовский Ю.Г. Каледонский цикл геологической истории притиманской части Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. /

под общ. ред. Р.Г. Ибламинова. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2018. Вып. 1(38). С. 79–87.

11. Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Изд-е второе, перераб. и доп. Е.В. Рухиной. Под ред. проф. Н.Б. Вассоевича. Л.: ГНТИ, 1961. 780 с.

12. Смирнов Ю.Д. Источники алмазов Уральских россыпей // Геология россыпей. М.: Наука, 1965. С. 279–282.

13. Смирнов Ю.Д., Боровко Н.Г., Вербицкая Н.П., Румянцева Н.А., Бекасова Н.Б., Горский В.П., Евдокимов Ю.Б., Лукьянова Л.И. Геология и палеогеография западного склона Урала. Л.: Недра, 1977. 199 с.

14. Степанов И.С., Сычкин Г.Н. К вопросу об алмазонасности такатинской свиты среднего девона Урала // Геология и геофизика. Новосибирск, 1983. №11. С. 129–133.

15. Франк-Каменецкий В.А. Рентгенография основных типов породообразующих минералов. Л.: Недра. 1983. 360 с.

16. Фролов В.Т. Литология. Учеб. пособие. В 3 кн. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.

17. Чочиа Н.Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л.: Гостоптехиздат, 1955. 406 с.

18. Чуйко В.А., Синкин В.А. Путеводитель геологической экскурсии «Россыпные месторождения алмазов Красновишерского района». — Красновишерск – Пермь: Перм. гос. ун-т; ЗАО «Уралалмаз», 2005. 28 с.

19. Щербаков О.А., Щербакова М.В., Кириллов В.А., Дурников В.И., Фофанова Т.В., Китаев П.М., Соколов О.В. Палеоструктурные особенности Вишерского Урала в связи с его алмазонасностью. Пермь: Перм. гос. техн. ун-т, 1997. 101 с.

NEW DATA ON BASAL DEPOSITS OF THE TAKATA FORMATION AT THE YUZHNNAYA RASSOLNAYA DIAMOND DEPOSIT (PERM REGION)

Y.G. Paktovsky, E.M. Tomilina

urijpaktovskij65@gmail.com

The article presents a brief history of the study of the Takata suite in the Urals. The section of the basal deposits of the Takata formation in the Krasnovishersky diamond-bearing area at the Yuzhnaya Rassolnaya deposit is described. A granulometric study and quantitative mineralogical analysis of the heavy fraction of the gravelite matrix at the base of the Takata section were carried out. X-ray phase analysis was used to study the clay fraction. The authors made a conclusion about the alluvial genesis of the studied basal deposits of the Takata formation and about the erosion of ancient weathering crusts under the continental regime of development of the territory.

Keywords: Perm Region, Takata suite, granulometry, mineralogy, illite, diamond placers.

УДК 549.324.31:551.44

С.С. Потапов¹, Н.В. Паршина¹, С.А. Садыков¹, О.Я. Червяцова²

¹Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс

²ФГБУ «Государственный заповедник «Шульган-Таш»,
д. Иргизлы, Башкортостан

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ ($\delta^{34}\text{S}\%$) ПИРИТА НОВОАФОНСКОЙ ПЕЩЕРЫ И ЕЁ ОКРЕСТНОСТЕЙ

С применением рентгенофазового и масспектрометрического анализов исследованы находки пирита в Новоафонской пещере и её окрестностях. Пирит окислился с поверхности, образовав снаружи налёт гётита. Пирит района села Сушка ассоциирует с марказитом. Сера ($\delta^{34}\text{S}\%$) пирита обогащена лёгким изотопом; изотопный состав варьирует от -14.21 до -34.86 $\delta^{34}\text{S}\%$, CDT. По этим параметрам пирит отвечает изотопному составу серы древних осадочных пиритов стадии диагенеза морских хемогенных осадков. Пирит района Новоафонской пещеры обогатился лёгким изотопом серы в результате фракционирования при биогенной сульфатредукции на стадии раннего диагенеза осадков и впоследствии не подвергался эпигенетическим преобразованиям.

Ключевые слова: пирит, изотопия серы, изотопное фракционирование, диагенез осадков, Новоафонская пещера, Абхазия.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.215

Введение. Новоафонская (Анакопийская) пещера расположена на черноморском побережье Абхазии, в городе Новый Афон. Протяжённость пещеры составляет 3285 м. Естественный вход представляет собой систему вертикальных колодцев глубиной 183 м, соединяющуюся с субгоризонтальной частью узким проходом в северо-восточной части зала Анакопия. В пещере имеются постоянные подземные озёра, гидродинамически связанные с уровнем подземных вод, подверженным значительным колебаниям при паводках. Пещерная система была исследована в начале 60-х годов, а с 1975 г. функционирует в качестве экскурсионного объекта. Для обеспечения доступа туристов был пробит 1175-метровый тоннель. Также пройдены три штольни и дренажный тоннель протяжённостью более 2000 м (рис. 1). Пещера заложена в западной части хребта Аж-Амгва, имеющего антиклинальное строение, в 300-метровой толще толстослоистых локально доломитизированных кремнистых известняков баррема (K_1b), слагающих ядро антиклинали. Район пещеры имеет сложное тектоническое строение [10].

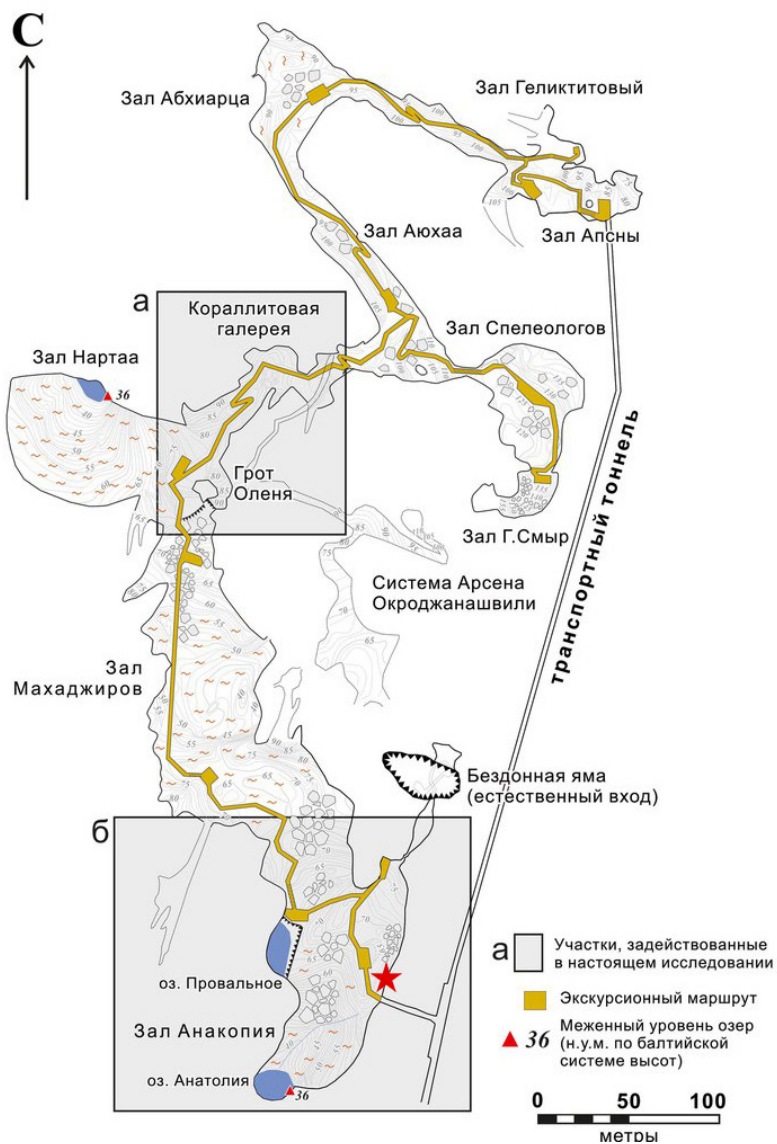


Рис. 1. Схема Новофонской пещеры и место находки пирита в зале Анакопия, отмеченное красной звездочкой

Для столь мощной карстовой системы, как Новоафонская пещера, характерна длительная поэтапная история формирования полостей с наложением (телескопированием) процессов эпигенного и гипогенного карста с признаками проявления гидротермального карста, сернокислотного спелеогенеза, современного эпигенного карста. Значительный вклад в формировании подземных полостей, безусловно, внёс сернокислотный спелеогенез (*Sulfuric Acid Speleogenesis – SAS*), связанный с напорным (фреатическим) воздействием глубинных сероводородных вод на карстовый массив. Под сернокислотным спелеогенезом понимают формирование полостей при массивированном растворении карбонатных пород серной кислотой, образующейся при окислении H_2S из сероводородных вод в зоне аэрации. В настоящее время для ряда крупных пещерных систем доказано преимущественно сернокислотное происхождение: это пещера Вилла Луз в Мексике [14], пещеры гор Гвадалупе в штате Нью-Мексико, США [15], пещерная система Фрасасси в Италии [13], пещера Краусхёлле в Австрии [17], пещеры долины Чёрна в Румынии [16] и другие. На территории Российской Федерации современный сернокислотный спелеогенез проявлен в пещерах Шеки-Хьех, Магомед-Хьех и др. в долине р. Шаро-Аргун (Чеченская Республика) [3, 7, 8, 11, 19].

Если роль серной кислоты, образующейся за счёт окисления сероводорода, в растворении карбонатных пород, хорошо известна и обсуждается ещё с середины прошлого столетия, то роль сульфидов в этом процессе связана больше с «рудным карстом», а не собственно с формированием карстовых полостей. Роль сульфидов надпещерной толщи в локальном проявлении сернокислотного спелеогенеза обсуждалась нами для пещеры Шульган-Таш [6]. А локальные проявления сернокислотного спелеогенеза, связанного с окислением органически связанной серы во вмещающих битуминозных известняках, изучено нами на примере Киндерлинской пещеры [5, 9]. Органически связанная сера, содержащаяся в битумном веществе, может окисляться в кислородных условиях до сульфатов с участием сероокисляющих (тионовых) бактерий. То есть в эпигенных пещерах, формирующихся при растворении метеорными водами с угольной кислотой биогенного происхождения, вполне могут реализоваться и локальные процессы сернокислотного спелеогенеза. Но этому процессу заслуженно отводят второстепенную роль в сравнении с «обычным» эпигенным спелеогенезом [15, 21].

В настоящем сообщении представим данные о находках пирита в Новоафонской пещере и её окрестностях и об изотопном составе серы пирита.

Методы исследований. Минеральный состав образцов с сульфидами исследован методом рентгеновской дифракции в лаборатории Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, аналитики Е.Д. Зенович, П.В. Хворов) на дифрактометре ДРОН-2.0, CuK_α -излучение.

Определение изотопного состава серы пирита проведено на масс-спектрометре Delta^{Plus} Advantage фирмы Thermo Finnigan, сопряжённом интерфейсом ConFlo III с элементным анализатором EA Flash1112 в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс (аналитик С.А. Садыков). При измерениях использовался стандарт NBS-123.

Пирит Новоафонской пещеры и изотопный состав серы в нём. В августе 2017 г. в ходе проведения работ проекту РФФИ № 17-55-40005 на тему «Проявления сернокислотного спелеогенеза в Абхазии: морфологические, минералогические и изотопно-геохимические аспекты» участником экспедиции А. Дегтярёвым в зале Анакопия Новоафонской пещеры во вмещающем известняке было обнаружено небольшое зерно пирита в коричневой рубашке гидроксидов железа. Место находки обозначено на рис. 1 звёздочкой. Рентгенограмма образца дала типичную картину дифракции пирита и гётита в смеси с минералами вмещающей породы: кальцитом, гипсом и кварцем (рис. 2а).

Через несколько дней был совершён поисковый маршрут на земной поверхности – над Новоафонской пещерой в районе селения Сушка. Здесь, близ колодца (шурфа) (рис. 3а), пробитого в толще мергелистого известняка, в куче отвалной породы (рис. 3б) были обнаружены сростки пентагондодекаэдрических кристаллов пирита, образующие довольно крупные, до 2 см, агрегаты (рис. 4). Диагностика пирита подтверждена рентгенографически (см. рис. 2б). На рентгенограмме образцов помимо пирита отмечены рефлексы марказита и кварца как механической примеси (см. рис. 2б).

В тот же день, спустившись с гор в долину р. Мааниквара, в сухом русле реки мы нашли многочисленные конкреции сульфидов с разнообразным внутренним строением и с различной степенью окисленности (рис. 5), вещество которых дало типичную картину дифракции пирита (см. рис. 2в).

Считается, что одним из наиболее информативных методов для установления источника вещества и оценки условий образования минералов является изучение изотопного состава серы в них. Сера имеет четыре (из девяти) стабильных изотопов (^{32}S , ^{33}S , ^{34}S , ^{36}S). Большинство стабильных изотопов в соединениях серы представлены ^{32}S (95 %) и ^{34}S (4.22 %), два других изотопа менее распространены и редко

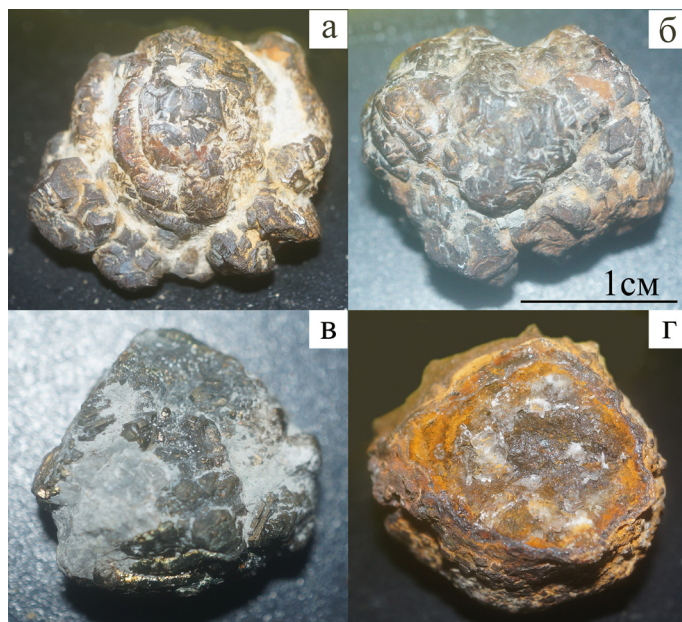


Рис. 4. Агрегаты (сростки) кристаллов пирита и марказита в рубашке из гётита района с. Сушка

используются в анализе [12]. Изотопный состав серы в образцах приводится в единице $\delta^{34}\text{S}$ и выражается соотношением ^{34}S и ^{32}S в ‰, нормированным на универсальный стандарт (троилит из железного метеорита каньона Дьябло, Canon Diablo Troilite: CDT).

Поэтому отобранные в полевых условиях образцы пирита исследованы на предмет изотопного состава серы в них. Данные исследований представлены в таблице. Видно, что сера пиритов Новоафонской пещеры и её окрестностей имеет лёгкий изотопный состав и, в соответствии с данными R.R. Seal [20], отвечает изотопному составу серы древних осадочных пиритов (рис. 6).

В соответствии с данными В.И. Виноградова [2], изотопный состав серы пирита района Новоафонской пещеры ложится в поле сульфидов стадии диагенеза морских хемогенных осадков (рис. 7). По Ю.Ю. Бугельскому [1] в разновозрастных (мел – кембрий) раннедиагенетических пиритовых конкрециях наблюдается избыток лёгкого изотопа серы. Тогда, в соответствии с данными D. Rickard, J.W. Morse [18], можно считать объективно, что пирит района Новоафонской пещеры обогатился лёгким изотопом серы в результате фракционирования при биогенной

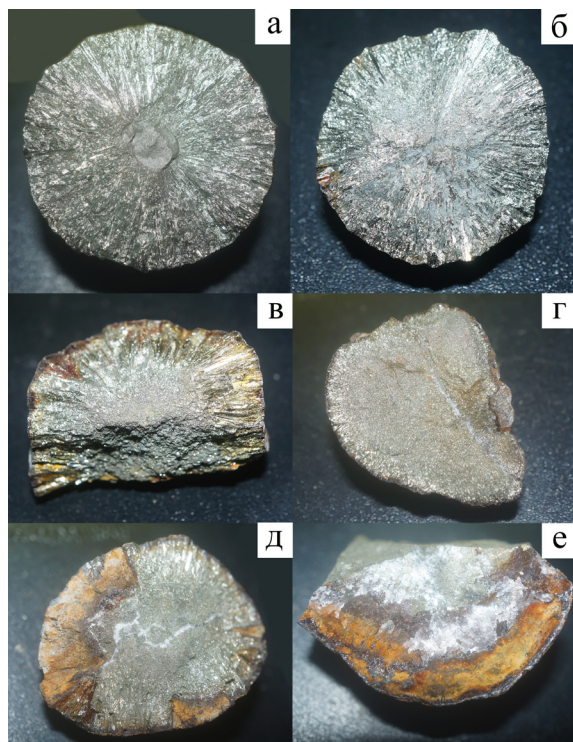


Рис. 5. Разнообразие внутреннего строения и разная степень окисления конкреций пирита из русла р. Мааниквара

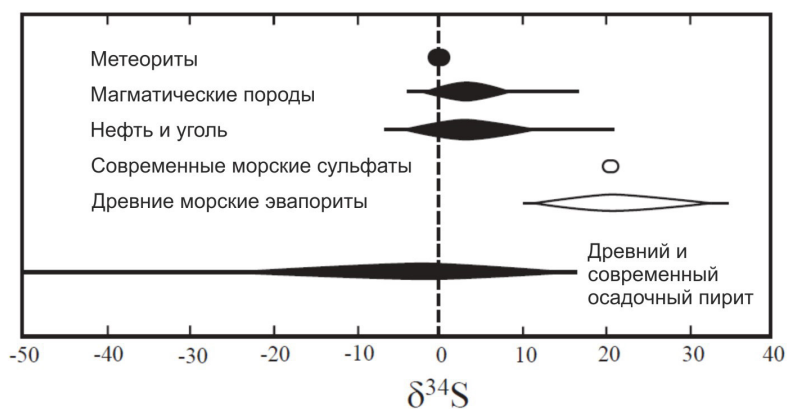


Рис. 6. Вариации $\delta^{34}\text{S}$ для различных минеральных образований по R.R. Seal [20]

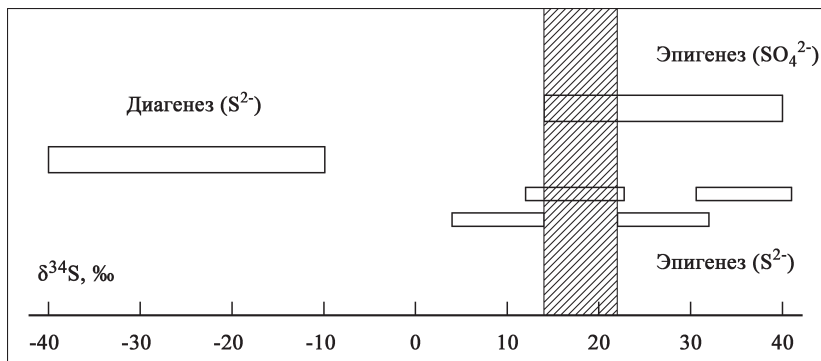


Рис. 7. Схема изотопных отношений серы в диагенетических и эпигенетических сульфидах и сульфатах осадочных пород по В.И. Виноградову [2] с изменениями С.В. Минчурина [4]

сульфатредукции на стадии раннего диагенеза осадков и впоследствии не подвергался эпигенетическим преобразованиям [4].

Закключение. Таким образом, нами впервые обнаружен и изучен пирит Новоафонской пещеры. Проведено сопоставление изотопного состава серы пирита Новоафонской пещеры с таковым для пирита надпещерной толщи и пиритовых конкреций долины р. Мааниквара.

Сера ($\delta^{34}\text{S}$ ‰) пирита обогащена лёгким изотопом; изотопный состав её варьирует от -14.21 до -34.86 $\delta^{34}\text{S}$ ‰, CDT. По этим параметрам пирит отвечает изотопному составу серы древних осадочных пиритов стадии диагенеза морских хемотропных осадков. Пирит района Новоафонской пещеры обогатился лёгким изотопом серы в результате фракционирования при биогенной сульфатредукции на стадии раннего диагенеза осадков и впоследствии не подвергался существенным эпигенетическим преобразованиям.

Авторы благодарны Е.Д. Зенович и П.В. Хворову (Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс) за выполнение аналитических работ.

Исследование выполнено неформальным творческим коллективом по проектам РФФИ № 17-55-40005 «Проявления сернокислотного спелеогенеза в Абхазии: морфологические, минералогические и изотопно-геохимические аспекты» и № 19-55-40005 «Генетические типы карстогенеза прибрежных карбонатных массивов Абхазии» и по теме «Минералого-геохимические исследования и палеоэкологические реконструкции природных и техногенных процессов» в рамках государственного задания Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (регистрационный № АААА-А-21-121011990025-5) с использованием аналитических возможностей центров коллективного пользования академических институтов.

Библиографический список

1. Бугельский Ю.Ю., Сиротин В.И., Новиков В.М., Слукин А.Д., Шatroв В.А., Кузнецова О.Ю., Носик Л.П. Диагенетические минералы как индикаторы цикличности и перерывов в осадконакоплении Воронежской антеклизы // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2003. № 2. С. 40-56.
2. Виноградов В.И. Изотопный состав серы на рубеже неопротерозой – кембрий – пограничный конфликт? // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 1. С. 3-17.
3. Кузьмина Л.Ю., Галимзянова Н.Ф., Гильванова Е.А., Гуватова З.Г., Кудрявцева А.В., Ясаков Т.Р., Червяцова О.Я., Мусабилов И.И., Джабраилов С.-Э.М., Самохин Г.В., Потапов С.С., Мелентьев А.И. Ацидофильные микробные сообщества пещеры Шеки-Хьех (Северный Кавказ, Чеченская Республика) // Экобиотех. 2019. Т. 2. № 4. С. 520-524.
4. Мичурин С.В. Сульфидная минерализация нижнерифейских осадочных отложений западного склона Южного Урала // Геологический сборник № 6. Информационные материалы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2007. С. 144-156.
5. Потапов С.С., Паршина Н.В., Червяцова О.Я., Кузьмина Л.Ю. К минералогии пещеры Киндерлинская (Башкортостан) // Минералогия техногенеза-2013. Миасс: ИМин УрО РАН, 2013. С. 106-119.
6. Потапов С.С., Червяцова О.Я., Садыков С.А., Мусабилов И.И. Изотопный состав серы гипса в пещере Шульган-Таш. Генетический аспект // Уральский геологический журнал. 2017. № 2 (116). С. 13-19.
7. Потапов С.С., Червяцова О.Я., Паршина Н.В., Ракин В.И., Леонова Л.В., Самохин Г.В., Далдаев М.А., Джабраилов С.-Э.М. К минералогии пещеры Шеки-Хьех (Шатойский район, Чеченская Республика) // Минералогия техногенеза-2017. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017. С. 17-32.
8. Садыков С.А., Потапов С.С., Червяцова О.Я., Дбар Р.С. Минералогические и изотопно-геохимические критерии сернокислотного спелеогенеза в пещерах Новоафонская и Шеки-Хьех на Кавказе // Металлогения древних и современных океанов-2020. Критические металлы в рудообразующих системах. 20-24 апреля 2020 г. Миасс: ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2020. С. 236-240.
9. Червяцова О.Я., Потапов С.С. Гипсовые отложения Киндерлинской пещеры (Южный Урал) как возможный признак кислотного спелеогенеза // Спелеология и карстология. Симферополь, 2014. № 13. С. 17-30.
10. Червяцова О.Я., Потапов С.С., Садыков С.А., Леонова Л.В., Дбар Р.С. Распространение, морфология, изотопный состав серы и генезис гипсовых отложений в Новоафонской пещере (Абхазия) // Минералогия. 2016. № 3. С. 79-94.
11. Chervyatsova Olga Ya., Potapov Sergey S., Kuzmina Ludmila Yu., Dublyansky Yuri V., Sadykov Sergey A., Kiseleva Dariya V., Okuneva Tatyana G., Dzhabrailov Said-Emin M., Samokhin Gennady V. Sulfuric acid speleogenesis in the North Caucasus: Sharo-Argun valley Caves (Chechen Republic, Russia) // Geomorphology. 2020. 369. P. 1-17.
12. Eckardt F. The origin of sulphates: an example of sulphur isotopic applications // Progress in physical geography. 2001. V. 25. № 4. P. 512-519.
13. Galdenzi S., Maruoka T. Gypsum deposits in the Frasassi Caves, central Italy // Journal of Cave and Karst Studies. 2003. T. 65. № 2. С. 111-125.
14. Hose L.D., Pisarowicz J.A. Cueva de Villa Luz, Tabasco, Mexico: reconnaissance study of an active sulfur spring cave and ecosystem // Journal of Cave and Karst Studies. 1999. № 61. P. 13-21.
15. Hose L.D., Palmer A.N., Palmer M.V., Northup D.E., Boston P.J., DuChene H.R. Microbiology and geochemistry in a hydrogen-sulphide-rich karst environment // Chemical Geology. 2000. T. 169. № 3. С. 399-423.

16. Onac B.P., Wynn J.G., Sumrall J.B. Tracing the sources of cave sulfates: a unique case from Cerna Valley, Romania // *Chemical Geology*. 2011. V. 288. №. 3. P. 105-114.
17. Plan L., Tschegg C., De Waele J., Spötl C. Corrosion morphology and cave wall alteration in an Alpine sulfuric acid cave (Kraushöhle, Austria) // *Geomorphology*. 2012. V. 169. P. 45-54.
18. Rickard D., Morse J.W. Acid volatile sulfide // *Marine chemistry*. 2005. V. 97. P. 141-197.
19. Sadykov Sergey A., Potapov Sergey S., Chervyatsova Olga Ya., Dbar Roman S. The Composition of Sulphur Isotopes in Minerals from the Sheki-Hiech cave, The Caucasus, Chechen Republic, Russia // «Minerals: structure, properties, methods of investigation - 9th Geoscience Conference for Young Scientists, Ekaterinburg, Russia, February 5-8, 2018» в рамках серии «Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences». 2019. P. 201-207.
20. Seal R.R. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // *Reviews in mineralogy and geochemistry*. 2006. V. 61. № 1. P. 633-677.
21. Yonge C.J., Krouse H.R. The origin of sulphates in Castleguard cave, Columbia icefields, Canada // *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*. 1987. V. 65. № 3. P. 427-433.

SULFUR ISOTOPE COMPOSITION ($\Delta^{34}\text{S}$ ‰) IN PYRITE FROM THE NOVOAFONSKAYA CAVE AND ITS SURROUNDINGS

S.S. Potapov, N.V. Parshina, S.A. Sadykov, O.Ya. Chervyatsova

s_almazov@74.ru

The findings of pyrite in the Novoafonskaya cave and its environs were studied using X-ray phase and mass spectrometric analyses. Pyrite oxidized from the surface, forming a coating of goethite on the outside. The pyrite of the Sushka village area is associated with marcasite. Sulfur ($\delta^{34}\text{S}$ ‰) of pyrite is enriched in the light isotope; the isotopic composition varies from -14.21 to -34.86 $\delta^{34}\text{S}$ ‰, CDT. According to these parameters, pyrite corresponds to the sulfur isotopic composition of ancient sedimentary pyrites from the stage of diagenesis of marine chemogenic sediments. Pyrite from the area of the Novoafonskaya cave was enriched in the light sulfur isotope as a result of fractionation during biogenic sulfate reduction at the stage of early sediment diagenesis and subsequently did not undergo epigenetic transformations.

Keywords: pyrite, sulfur isotopy, isotope fractionation, sediment diagenesis, Novoafonskaya cave, Abkhazia.

УДК: 549.75

И.Р. Рахимов

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

МЫШЬЯКОВИСТЫЙ АПАТИТ ИЗ ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНОВ КАНАКАЙСКОГО Fe-МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В околорудном мраморе Канакайского скарново-магнетитового месторождения был обнаружен мышьяковистый апатит, образующий мелкие идиморфные и субидиморфные кристаллы, приуроченные к трещинам. Содержание As_2O_3 в нём достигает 0.9 мас. % (As 0.04 ф.е.), и характерны стабильные примеси SiO_2 (0.35–1.33 мас. %), SO_3 (0.28–0.63 мас.%) и Cl (0.09–0.30 мас. %). Он мог кристаллизоваться в пост-рудную стадию при проработке пород гидротермальными флюидами, относительно богатыми As , S и Cl .

Ключевые слова: Канакайское Fe-месторождение, *As*-apatит, мрамор.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.225

Введение. Апатит $(Ca_5(PO_4)_3(F-Cl-OH))$ является главным представителем минералов группы апатита и встречается во многих типах пород как сквозной акцессорный минерал. Катион Ca^{2+} в нем может быть замещён Pb^{2+} , REE^{3+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} , Mn^{2+} , Zn^{2+} , Cd^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} и др. [4]. Ортофосфатные группы $(PO_4)^{3-}$ могут быть замещены анионами $(SiO_4)^{4-}$, $(SO_4)^{2-}$, $(AsO_4)^{3-}$, $(VO_4)^{3-}$, $(AlO_4)^{5-}$, $(CrO_4)^{3-}$ и др. Анионы F^- , Cl^- , OH^- могут взаимно замещаться, образуя непрерывный изоморфный ряд. Способность апатита концентрировать редкоземельные элементы, гадолины и серу давно используется как индикатор условий образования различных рудно-магматических и метасоматических систем [1, 2 и мн. др.]. В околорудных породах мелкого Канакайского скарново-магнетитового месторождения на Южном Урале была обнаружена редкая мышьяковистая разновидность апатита, что требует выяснения причин и условий кристаллизации данного минерала.

Результаты и их обсуждение. Рудное тело Канакайского месторождения представляет собой меридионально вытянутую на 0.3 км линзу мартитизированных магнетитов, в средней части пережатую, и приуроченную к линзам известняков в туфопесчаниках улутауской свиты на контакте с габбровым телом утлыкташского комплекса. Околорудные породы представлены мраморизованными известняками и мраморами, гранат-эпидотовыми скарнами и хлорит-полевошпат-кварцевыми рогами. В скарнах встречаются многочисленные, но мелкие зёрна пирита, халькопирита, кобальтина, апатита и других акцессорных минералов.

Апатит был встречен в трёх образцах: U_{18} -17 (мрамор), U_{18} -26 (скаполит-эпидот-хлорит-полевошпат-кварцевый роговик) и U_{22} -34с (гранат-эпидотовый скарн). Этот минерал образует мелкие (от нескольких мкм до 0.1 мм) ксеноморфные, реже субидiomорфные и идиоморфные зёрна, образующие рассеянные скопления в матрице из скаполита, эпидота, кварца, альбита, хлорита и других минералов (рис., а, б). По результатам рентгенопектрального анализа, проведённого с помощью ЭДС-приставки Oxford Instruments на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega Compact (Институт геологии УФИЦ РАН), выявлено, в породах развит фторапатит (F 1.7–3.7 мас. %, табл.) с небольшим количеством Cl и OH (расчётное). В образце U_{18} -17 был обнаружен мышьяковистый апатит с содержанием As_2O_3 0.25–0.88 мас. % (ан. 1–8, см. табл.). Он образует идиоморфные и субидiomорфные кристаллы размером до 12 мкм, приуроченные к трещинам в мраморе, к которым также приурочены и безмышьяковый апатит, и магнетит (рис. в, г). As-apatит характеризуется стабильно повышенной концентрацией кремния (SiO_2 0.35–1.33 мас. %), серы (SO_3 0.28–0.63 мас.%) и хлора (Cl 0.09–0.30 мас. %) по сравнению с безмышьяковым апатитом (SiO_2 0–0.67, SO_3 0–0.59 и Cl 0–0.34 мас.%), где их содержания сильно варьируют. Например, в одном зерне апатита определено содержание Cl 1.36 % (ан. 12, см. табл.). Известны парные замещения в структуре апатита, например $(PO_4)^{3-}$ на $(SiO_4)^{4-}$ и $(SO_4)^{2-}$ [4], $Ca^{2+} + P^{5+}$ на $REE^{3+} + Si^{4+}$, Ca^{2+} на $REE^{3+} + Na^+$ [5]. Исходя из наших данных, можно предположить замещение $(PO_4)^{3-}$ одновременно тремя анионами – $(SiO_4)^{4-}$, $(SO_4)^{2-}$ и $(AsO_4)^{3-}$. В одном из зёрен As-apatита определено 0.19 мас. % V_2O_5 (ан. 8, см. табл.). В некоторых анализах выявлено повышенное содержание (выше предела обнаружения ЭДС-детектора) Fe (до 0.15–0.30 %) и MgO (до 0.22–0.40 %), реже Na_2O (до 0.16 %), но какие-либо закономерности этого пока не выяснены.

Апатит кристаллизуется в широком интервале физико-химических условий, однако его состав часто позволяет интерпретировать эти условия [1, 2]. Мышьяковистый апатит, судя по доступной опубликованной литературе, является очень редким [3] и условия его формирования изучены слабо. В изученных породах стабильные концентрации Cl в As-apatите являются свидетельством образования в гипогенных условиях, а не гипергенных. Экспериментальные работы показывают, что As замещает P в структуре апатита виде пятивалентного и реже – трёхвалентного иона в гидротермальных условиях и что данный процесс чувствителен к составу флюида [6].

Таблица

*Химический состав апатита из известковых скарнов
Канакайского Fe-месторождения*

№	CaO	Na ₂ O	SO ₃	FeO	V ₂ O ₅	MgO	As ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SiO ₂	Cl	F	O=F,Cl	Total
1	56.87	—	0.63	—	—	—	0.88	40.41	0.47	0.29	3.25	1.434	101.37
2	57.21	—	0.28	—	—	—	0.25	38.44	0.49	0.09	3.68	1.570	99.01
3	55.48	—	0.6	—	—	—	0.81	39.3	0.41	0.3	3.32	1.466	98.754
4	56.24	—	0.53	—	—	—	0.44	39.38	0.35	0.28	3.13	1.381	98.969
5	54.71	—	0.48	0.26	—	—	0.51	38.03	1.33	0.26	3.31	1.452	97.438
6	54.56	—	0.33	—	—	—	0.38	38.27	0.54	0.15	3.19	1.377	96.043
7	54.38	—	0.41	0.15	—	0.4	0.49	38.76	1.54	0.23	2.9	1.273	97.987
8	55.46	—	0.36	—	0.19	—	0.37	38.11	0.46	0.25	2.65	1.172	96.678
9	56.62	0.16	0.59	0.3	—	0.22	—	42.26	—	0.34	3.28	1.458	102.31
10	57.73	—	0.26	—	—	—	—	42.21	—	—	3.89	1.638	102.45
11	53.82	—	—	—	—	—	—	42.3	—	—	3.67	1.545	98.245
12	53.8	—	—	0.22	—	—	—	42.55	—	1.36	1.66	1.006	98.584
13	53.24	—	—	0.15	—	—	—	42.07	0.67	—	3.54	1.491	98.179
14	55.6	—	—	—	—	—	—	41.19	—	—	3.57	1.503	98.857
15	54.37	—	—	—	—	—	—	42.48	—	—	3.69	1.554	98.986
16	55.53	—	—	—	—	—	—	41.22	—	—	3.51	1.478	98.782
17	55.57	—	—	0.18	—	—	—	41.15	0.58	—	3.09	1.301	99.269
Формульные единицы (O+F+Cl+OH=13)													
1	Ca	Na	S	Fe	V	Mg	As	P	Si	Cl	F	OH	Total
2	5.290	0	0.018	0	0	0	0.013	2.809	0.042	0.013	1.004	0	9.186
3	5.116	0	0.039	0	0	0	0.042	2.864	0.035	0.044	0.904	0.053	9.097
4	5.185	0	0.034	0	0	0	0.023	2.869	0.030	0.041	0.852	0.107	9.141
5	5.115	0	0.031	0.019	0	0	0.027	2.809	0.116	0.038	0.913	0.048	9.118
6	5.177	0	0.022	0	0	0	0.020	2.869	0.048	0.023	0.893	0.084	9.136
7	5.041	0	0.027	0.011	0	0.052	0.026	2.839	0.133	0.034	0.793	0.173	9.128
8	5.260	0	0.024	0	0.011	0	0.020	2.856	0.041	0.038	0.742	0.221	9.211
9	5.003	0.026	0.037	0.021	0	0.027	0	2.950	0	0.048	0.855	0.097	9.063
10	5.091	0	0.016	0	0	0	0	2.942	0	0	1.013	0	9.049
11	4.900	0	0	0	0	0	0	3.043	0	0	0.986	0.014	8.943
12	4.941	0	0	0.016	0	0	0	3.088	0	0.198	0.450	0.352	9.044
13	4.842	0	0	0.011	0	0	0	3.023	0.057	0	0.950	0.050	8.933
14	5.082	0	0	0	0	0	0	2.975	0	0	0.963	0.037	9.056
15	4.917	0	0	0	0	0	0	3.036	0	0	0.985	0.015	8.953
16	5.079	0	0	0	0	0	0	2.979	0	0	0.948	0.052	9.058
17	5.064	0	0	0.013	0	0	0	2.963	0.049	0	0.831	0.169	9.090

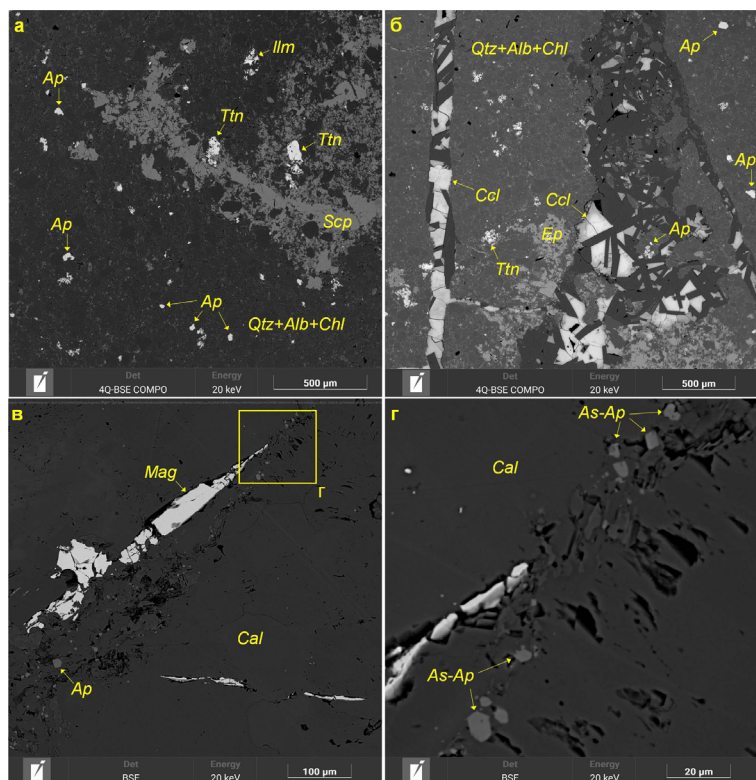


Рис. BSE-изображения апатит-содержащих метаморфических пород Канакайского Fe-месторождения: (а) и (б) – роговик (обр. U₁₈-26), (в) и (г) – мрамор (U₁₈-17).
Примечание: *Alb* – альбит, *Ap* – апатит, *As-Ap* – мышьяковистый апатит, *Cal* – кальцит, *Ccl* – хризokolла, *Chl* – хлорит, *Ep* – эпидот, *Ilm* – ильменит, *Mag* – магнетит, *Qtz* – кварц, *Scp* – скаполит, *Ttn* – титанит

Автор предполагает, что кристаллизация апатита могла происходить на разных стадиях, как при син-, так и пост-рудных условиях. As-апатит, вероятно, кристаллизовался в пост-рудную стадию при проработке пород гидротермальными флюидами, относительно богатыми As, S и Cl. Он отличается от безмышьякового апатита не только по химическому составу, но и морфологии кристаллов, что свидетельствует о его самостоятельном происхождении, а не как о продукте изменения раннего апатита. Источником As и S могли быть сульфиды (пирит, халькопирит) и сульфоарсениды (кобальтин), кристаллизовавшиеся в более раннюю син-рудную стадию, и частично растворённые в пост-рудных условиях.

Выводы. 1) В околорудном мраморе Канакайского Fe-месторождения был обнаружен редкий мышьяковистый апатит (As_2O_3 до 0.9 мас. %, As 0.04 ф.е.), содержащий стабильные примеси кремния (SiO_2 0.35–1.33 мас. %), серы (SO_3 0.28–0.63 мас.%) и хлора (Cl 0.09–0.30 мас. %).

2) As-apatite образует мелкие идиоморфные и субидиоморфные кристаллы, приуроченные к трещинам в мраморе.

3) As-apatite мог кристаллизоваться в пост-рудную стадию при проработке пород гидротермальными флюидами, относительно богатыми As, S и Cl.

Исследования поддержаны грантом РНФ № 22-77-10049. Аналитические работы выполнены при финансовой поддержке госбюджетной темы № FMRS-2022-0012 ИГ УФИЦ РАН.

Библиографический список

1. Рахимов И.Р., Готтман И.А., Холоднов В.В., Червяковский В.С. Геохимия акцессорного апатита из Cu-Ni-сульфидоносных ультрамафит-мафитов худолазовского комплекса (Южный Урал) как индикатор магматических и метасоматических процессов // Геология и геофизика. 2022. № 12. С. 1670–1691.
2. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург, УрО РАН, 2002. 392 с.
3. Gianfagna A., Mazziotti-Tagliani S., Croce A., Allegrina M., Rinaudo C. As-rich apatite from Mt. Calvario: characterization by micro-Raman spectroscopy // The Canadian Mineralogist. 2015. V. 52. I. 5. P. 799–808.
4. Hughes J.M., Rakovan J. The crystal structure of apatite, $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{OH}, \text{Cl})$ // Rev. Mineral. Geochem. 2002. V. 48. I. 1. P. 1–12.
5. Ladenburger S., Marks M.A.W., Upton B., Hill P., Wenzel T., Markl G. Compositional variation of apatite from rift-related alkaline igneous rocks of the Gardar Province, South Greenland // Am. Mineral. 2016. V. 101. I. 3. P. 612–626.
6. Liu W., Mei Y., Etschmann B., Brugger J., Pearce M., Ryan C.G., Borg S., Wykes J., Kappen P., Paterson D., Boesenberg U., Garrevoet J., Moorhead G., Falkenberg G. Arsenic in hydrothermal apatite: Oxidation state, mechanism of uptake, and comparison between experiments and nature // Geochim. Cosmochim. Acta. 2017. V. 196. P. 144–159.

ARSENIC APATITE FROM THE CALCAREOUS SKARNS OF THE KANAKAY FE-DEPOSIT (SOUTHERN URALS)

I.R. Rakhimov

rigel92@mail.ru

In the near-ore marble of the Kanakai skarn-magnetite deposit, arsenic apatite was found, which forms small euhedral and subhedral crystals confined to cracks. The As_2O_3 content in it reaches 0.9 wt %. % (As 0.04 apfu), and stable impurities of SiO_2 (0.35–1.33 wt %), SO_3 (0.28–0.63 wt %), and Cl (0.09–0.30 wt %) are typical. It could have crystallized into the post-ore stage when the rocks underwent to hydrothermal fluids relatively rich in As, S, and Cl.

Keywords: Kanakai Fe-deposit, As-apatite, marble.

УДК 552.321.6+553.46

Д.Е. Савельев¹, Д.К. Макатов², С.Н. Сергеев³

¹Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

²Карагандинский технический университет, г. Караганда, Казахстан;

³Институт проблем сверхпластичности металлов РАН, г. Уфа

МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ХРОМИТИТОВ И УЛЬТРАМАФИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗ-ЖЕМЧУЖИНА (КЕМПИРСАЙСКИЙ МАССИВ, КАЗАХСТАН)

Описаны особенности макро- и микроструктурного строения хромитов и ультрамафитов месторождения Алмаз-Жемчужина. Показано, что формирование мантийного разреза массива происходило в результате высоко-температурного пластического течения. Макротекстура и микроструктурные особенности хромитов также были сформированы в условиях пластического течения вмещающих дунитов с рассеянным рудным материалом. В результате течения двухфазного потока происходила сегрегация хромита с формированием линзовидно-полосчатых скоплений, причем в центральных частях линз создавались условия для соприкосновения (impingement) изначально рассеянных рудных зерен и на их контактах происходило нивелирование изначальной разориентировки, то есть образовалось новое зерно с однородной кристаллографической ориентацией. В качестве одного из вероятных механизмов образования массивных хромитов предполагается «спекание под давлением».

Ключевые слова: ультрамафиты, хромититы, оливин, хромшпинелид, дифракция обратно-рассеянных электронов.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.230

Введение. Кемпирсайский массив является одним из крупнейших на Урале и вмещает уникальные месторождения хромовых руд – наиболее крупные из известных в комплексах офиолитового типа. Месторождения офиолитов часто относят к так называемым «подиформным залежам» (podiform chromitite) из-за того, что они характеризуются нерегулярной морфологией и зачастую по форме подобны стручкам и всегда обрамлены дунитовой оболочкой (dunite envelope). Эти особенности резко противопоставляют их выдержанным по простиранию слоям-рифам в платформенных расслоенных интрузиях.

Специфическая морфология залежей, резкая морфоструктурная изменчивость, неизменная приуроченность к дунитам и отсутствие четких признаков магматического образования способствовали возникновению различных моделей происхождения месторождений

данного типа. В современной литературе наиболее часто их интерпретацию чаще всего связывают с реакцией расплав+рестит [4 и др.], реже – с флюидно-метасоматическим замещением [2, 5 и др.] либо твёрдофазной дифференциацией [1].

Для выяснения условий образования хромититов месторождения Алмаз-Жемчужина в юго-восточной части Кемпирсайского массива нами было предпринято изучение вещественных, макро- и микроструктурных особенностей хромититов и вмещающих их ультрамафитов.

Результаты. В полевом сезоне 2022 г. нами были изучены образцы хромититов различных структурных типов из отвалов и скважин месторождения Алмаз-Жемчужина, а также наиболее свежих образцов вмещающих дунитов и лерцолитов, отобранных из керна глубоких горизонтов данного объекта (глубина от 420 до 1100 м).

При изучении шлифов и аншлифов методами оптической и электронной петрографии установлено, что главными минералами руд являются высокохромистые шпинелиды ($Cr/Cr+Al=0.8-0.83$), а также серпентин и хлорит, замещающие первичный оливин. Хромшпинелиды содержат минеральные включения, которые распределены весьма неравномерно. Наиболее распространенные минералы включений – оливин (серпентин) и амфибол, реже встречаются флогопит, пироксены и сульфиды основных металлов (Fe, Ni, Cu, Co), а также минералы платиновой группы.

Оливин из включений в хромите обладает максимально магниевым составом (Fe_{97-98}) и аномально высокими концентрациями никеля (до 1.8 мас.% NiO). Закрывание обменных реакций между оливином и хромитом происходило в интервале температур 700–850 °C и фугитивности кислорода -1.04 ... +2.8 ΔFMQ , что скорее всего соответствует условиям верхней мантии преддугового бассейна.

Из нескольких образцов были изготовлены препараты, ориентированные относительно макроскопических элементов текстуры – полосчатости, минеральной уплощенности и линейности. Микроструктурное изучение препаратов было проведено методами дифракции обратно-рассеянных электронов (ДОЭ/EBSD) на микроскопе Tescan Mira в Институте проблем сверхпластичности металлов РАН (Уфа). Поверхность препаратов для EBSD-анализа была подготовлена двухступенчатой полировкой сначала механическим методом с использованием алмазных паст, а затем финишной механо-химической полировкой с использованием суспензии на основе коллоидного оксида кремния (для снятия наклепа).

EBSD-сканирование препаратов проводилось с шагом от 10 до 20 мкм с детализацией в некоторых случаях до 2 мкм. В образцах

серпентинизированных ультрамафитов были получены преимущественно текстурные диаграммы, а в хромититах удалось получить достаточно качественные карты в кодировке обратных полюсных фигур (ОПФ).

Текстуры, полученные для оливина и ортопироксена из вмещающих ультрамафитов, характеризуются довольно сильной предпочтительной кристаллографической ориентировкой обоих минералов. Выявлены следующие типы текстур оливина: 1) с максимумом оси $[100]$ вблизи плоскости минеральной уплощенности и рядом с выходом линейности, при этом ось $[001]$ образует максимум на плоскости уплощенности перпендикулярно линейности, а максимум оси $[010]$ расположен перпендикулярно плоскости уплощенности (обр.646, 786, рис.1); 2)

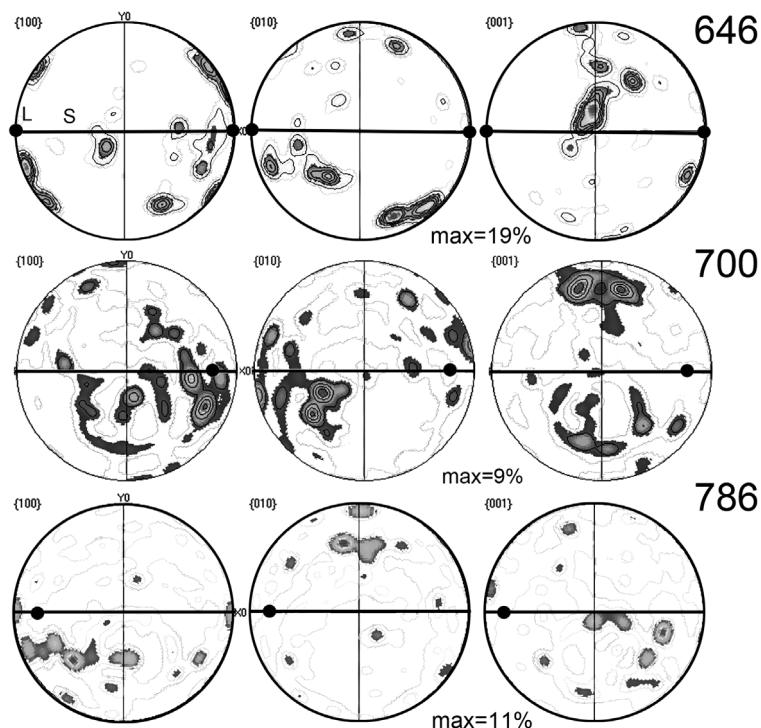


Рис. 1. Прямые полюсные фигуры для оливина из вмещающих ультрамафитов месторождения Алмаз-Жемчужина

Верхняя полусфера равноплощадной проекции, максимумы: обр. 646 – 4,4%; обр. 700 – S – проекция плоскости минеральной уплощенности и полосчатости, L – выходы линейности

максимум оси [100] также расположен вблизи плоскости уплощенности и выхода линейности, но две другие оси «меняются местами: максимум [010] расположен на плоскости уплощенности, а максимум [001] перпендикулярен ей (обр. 700, рис.1).

Хромититы демонстрируют линзовидно-полосчатую макротекстуру и разнотекстурную структуру, при этом на участках редковкрапленного строения размер зерен минимален (0,1–1 мм), а на участках массивного строения видимый размер индивидов составляет 1–3 мм. На картах в кодировке ОПФ отмечается формирование внутри агрегата массивных хромититов крупных участков почти однородной ориентировки с максимальными углами разориентировки 2–5° и постепенное увеличение разориентировки агрегата с приближением к их границам (рис.2). В то же время, хромитовые зерна, отделенные друг от друга силикатным материалом, характеризуются более мелкими размерами по сравнению с описанными участками, в сближенных мелких зернах отмечается более значительная разориентировка (большеугловые границы).

Обсуждение результатов и выводы. Полученные нами петрографические, минералогические и микроструктурные данные в целом согласуются с общими закономерностями строения ультрамафитовых комплексов и залежей хромититов [2, 4], хотя в частностях расходятся с некоторыми известными положениями. В изученном хромитоносном

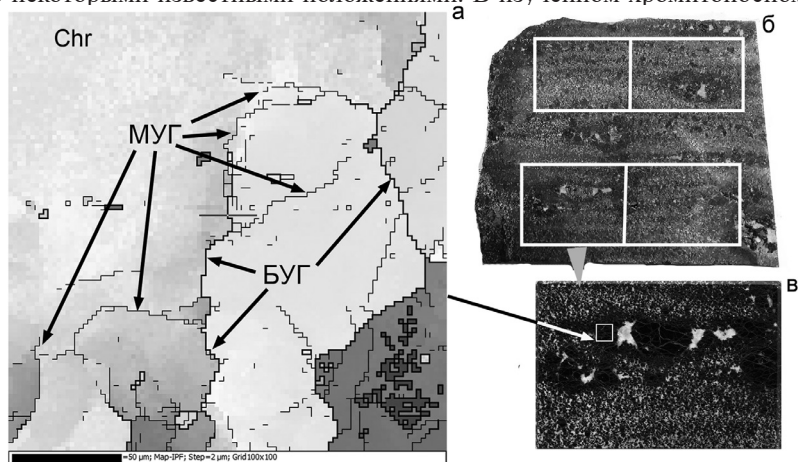


Рис. 2. Микроструктурные особенности хромититовых агрегатов линзовидно-полосчатых руд из отвала месторождения Алмаз-Жемчужина

а – микроструктурная карта в кодировке обратных полюсных фигур (видны разные типы границ: большеугловые – БУГ (>15°) и малоугловые – МУГ (<15°); б – общий вид образца, в – фрагмент образца и положение исследованного участка

разреze довольно широким распространением пользуются лерцолиты с глиноземистым шпинелидом. Дуниты содержат высокохромистый акцессорный шпинелид, а оливин из включений весьма обогащен никелем. Все это говорит о высокой степени деплетирования околорудных ультрамафитов, хотя в целом разрез представлен относительно слабо истощенными породами верхней мантии.

Полученные микроструктурные данные говорят о формировании ультрамафитов в условиях высокотемпературного пластического течения, сопровождавшегося синтектонической рекристаллизацией. Судя по текстурным диаграммам, в оливине проявились две системы скольжения (010)[100] и (001)[100], которые соответствуют типам текстур А и Е по классификации Юнга [7]. Оба типа текстур диагностированы в экспериментах при стрессе до 300 МПа, при этом тип А реализуется в «сухих» (<200 ppm H/Si), а тип Е во «влажных» условиях (200–1000 ppm H/Si).

Макротекстура и микроструктурные особенности хромититов также были сформированы в условиях пластического течения вмещающих дунитов с рассеянным рудным материалом. В результате течения двухфазного потока происходила сегрегация хромита с формированием линзовидно-полосчатых скоплений, причем в центральных частях линз создавались условия для соприкосновения (impingement) изначально рассеянных рудных зерен и на их контактах происходило нивелирование изначальной разориентировки, то есть образовалось новое зерно с однородной кристаллографической ориентацией. Подобный механизм был предложен для объяснения особенностей микроструктуры в хромититах Индии [3]. Данный механизм также близок к «спеканию под давлением» (high-*P* sintering), который предлагается для объяснения генезиса крупнозернистых массивных хромититов как в офиолитовых, так и в расслоенных комплексах [6, 8].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00019, <https://rscf.ru/project/22-17-00019/>.

Библиографический список

1. Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Твёрдофазное перераспределение минеральных частиц в восходящем мантийном потоке как механизм концентрации хромита в офиолитовых ультрамафитах (на примере офиолитов Крака, Южный Урал) // Георесурсы, 2019. – Т. 21. – № 1. – С. 31–46. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.1.31-46>
2. Borisova A.Y., Ceuleneer, G., Kamenetsky V.S., Arai S., Béjina F., Abily B., Bindeman I.N., Polvé, M., De Parseval P., Aigouy T., Pokrovski G.S. A new view on the petrogenesis of the Oman ophiolite chromitites from microanalyses of chromite-hosted inclusions // Journal of Petrology, 2012. – V. 53. P. 2411–2440.
3. Ghosh B., Misra S., Morishita T. Plastic deformation and post-deformation annealing in chromite: Mechanisms and implications // American Mineralogist. – 2017. – V.102. – P.216–226.

4. Gonzalez-Jimenez J.M., Griffin W.L., Proenza A., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Akbulut M., Pearson N.J., Arai S. Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part II. The crystallisation of chromitites // *Lithos*, 2014. – V. 189. – P. 148–158. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.09.008>
5. Johan Z., Martin R.F., Ettler V. Fluids are bound to be involved in the formation of ophiolitic chromite deposits // *European Journal of Mineralogy*, 2017. – V. 29. – P. 543–555.
6. Johnson C. Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan. Dissertation. Cardiff University. 2012. 473 p.
7. Jung H. Crystal preferred orientations of olivine, orthopyroxene, serpentine, chlorite, and amphibole, and implications for seismic anisotropy in subduction zones: a review // *Geosciences Journal*. – 2017. – V.21(6). – P. 985–1011. <http://dx.doi.org/10.1007/s12303-017-0045-1>
8. White J.C., White S.H. (1981) The structure of grain boundaries in tectonites // *Tectonophysics*. – V.78. – P. 613–628.

MICROSTRUCTURAL FEATURES OF CHROMITITE AND
ULTRAMAFIC ROCKS OF ALMAZ-ZHEMCHUZHINA DEPOSIT
(KEMPIRSAY MASSIF, KAZAKHSTAN)

D.E. Saveliev, D.K. Makatov, S.N. Sergeev

SAVL71@mail.ru

The features of the macro- and microstructure of chromitites and ultramafic rocks of the Almaz-Zhemchuzhina deposit are described. It is shown that the formation of the mantle section of the massif occurred as a result of high-temperature plastic flow. The macrotexture and microstructural features of chromitites were also formed under the conditions of plastic flow of host dunites with scattered ore material. As a result of the two-phase flow, chromite was segregated with the formation of lenticular-banded accumulations, and in the central parts of the lenses, conditions were created for contact (impingement) of initially dispersed ore grains, and the initial misorientation leveled out at their contacts, i.e., a new grain with a uniform crystallographic orientation was formed. As one of the probable mechanisms for the formation of massive chromitites, high-P sintering is assumed.

Keywords: ultramafic rocks, chromitite, olivine, chromian spinel, EBSD.

УДК 549.3:553.32

**В.И. Силаев¹, А.В. Кокин², В.Н. Филиппов¹,
А.Ф. Хазов¹, Р.В. Кравцов³**

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

²Южно-Российский институт управления Российской академии
народного хозяйства и государственной службы, г. Ростов-на-Дону

³ООО «СИБ Индустрия» ООО «ФАРТ», г. Якутск

СОПУТСТВУЮЩАЯ СУЛЬФОАНТИМОНИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НА УНИКАЛЬНОМ СУЛЬФИДНО- ИНДИЕВО-МАРГАНЦЕВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ В РОССИИ

Охарактеризована поликомпонентная (Cu, Pb, Ag, Zn) сульфоантимонидная минерализация, выявленная во внешней зоне уникального российского рудного месторождения, не имеющего в настоящее время аналогов нигде в мире. Выявленные сульфоантимониды подразделены на шесть групп – свинцовых, серебряно-свинцовых, серебряно-медных, серебряных, свинцово-медных и медно-свинцовых, медных, которые образуют три ряда твердых растворов – медно-свинцовый, медно-серебряный и серебряно-свинцовый, различающиеся по степени смесимости в катионных подрешетках и атомной пропорции Sb/S. Распределение сульфоантимонидов по группам и рядам в исследованном месторождении довольно близко согласуется с генеральным распределением сульфоантимонидов в природе. Выявленная ассоциация поликомпонентных сульфоантимонидов существенно повышает промышленную перспективность месторождения.

Ключевые слова: сульфидно-индиево-марганцевое месторождение, сульфоантимониды, химический состав, кристаллохимия, промышленная продуктивность.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.236

Введение. Юго-Восточная Якутия – новый регион с промышленными перспективами индиевого оруденения, представленного здесь беспрецедентным сульфидно-индиево-марганцевым месторождением Высокогорным [1–4, 7], открытие которого 1986 г. повлияло на мировую базу индиевого сырья [6, 8–10]. На этом месторождении, приуроченном к зоне субмеридионального глубинного разлома, получила развитие система мощных рудных жил, субсогласно залегающих в позднепермских карбонатно-терригенных породах, сопровождаясь меловыми дацитами и единичными дайками пострудных базальтов палеогенового возраста (рис. 1). Протяженность оруденения достигает 4 км, ширина 0.5–1 км

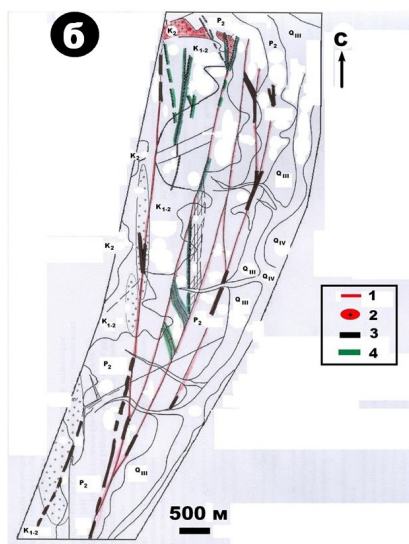
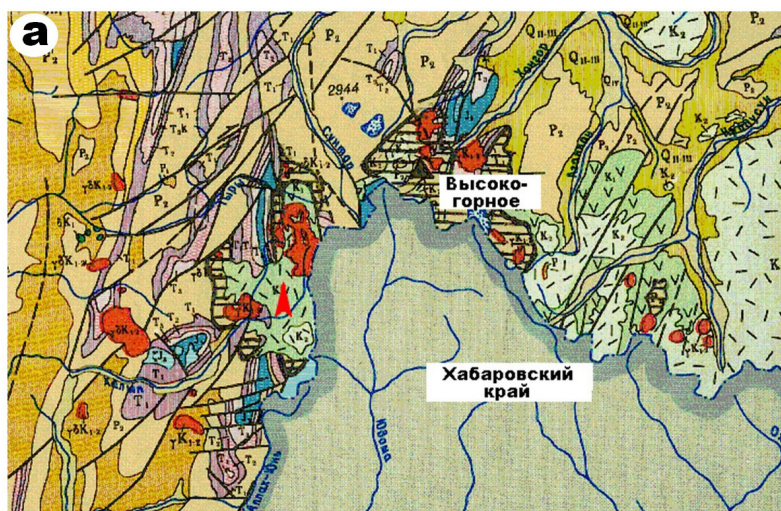


Рис. 1. Сульфидно-индиево-марганцевое месторождение Высокогорное: региональная геологическая позиция (а), геологическое строение (б: 1 – рудоконтролирующие сбросовые разрывы, 2 – дациты мелового возраста, 3 – вскрытые рудные жилы с сульфидно-индиево-марганцевым оруденением, 4 – карбонатные тела с поликомпонентными сульфосолями) и типичный коренной выход рудной жилы (в)

при вертикальном размахе более 400 м, температура его образования по данным вакуумной декрепитации варьировалась в диапазоне 340–165°C. Образование месторождения связывают с ранне-позднемеловой активизацией Охотского вулканогенного пояса [5].

Высокогорное месторождение характеризуется «чехловым» типом поперечной и вертикальной зональности, в рамках которой выделяются приосевая (по отношению к рудоконтролирующему разлому) зона развития почти моносulfидных индиево-алабандиновых жил (содержание Mn 39–67 мас. %) и обрамляющий чехол, сложенный существенно карбонатными жилами с пирротин-троилит-галенит-сфалеритовым и поликомпонентным сульфосольным оруденением. В пределах приосевой зоны выявлена зональность второго порядка, обусловленная поперечно-вертикальным относительно малококонтрастным переходом от алабандин-индиево-сульфидного (сакураит, петрукит, рокезит, лафаретит) оруденения к железисто-алабандиновому и далее пирротин-троилит-сфалерит-галенитовому. Внешняя зона месторождения до последнего времени оставалась относительно малоизученной.

Результаты. Проведенные нами минералогические исследования периферийной (обрамляющей) зоны Высокогорного месторождения показали следующее. Здесь в составе карбонатных (кальцит-манганкальцит-родохрозитовых) жил выявлена широкая ассоциация рудообразующих поликомпонентных сульфоантимонидов, представленных удлинненными и уплощенными микрочастицами (рис. 2), статистически

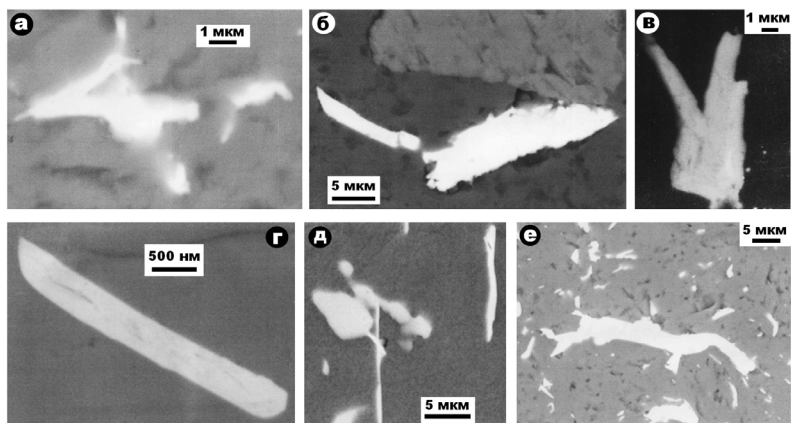


Рис. 2. Типичные формы выделений сульфоантимонидов в рудах Высокогорного месторождения: а – медных в карбонате, б – серебряно-медных в кварце, в – свинцовых в карбонате, г – свинцовых в алабандине, д, е – соответственно серебряно-свинцовые и серебряных в карбонате

(среднее \pm СКО) варьирующими по размерам в диапазонах (мкм): длина – (9.5 ± 10.8) , ширина – (2.4 ± 1.6) толщина – (1.43 ± 0.85) . Коэффициент удлинения частиц колеблется в пределах 4.4 ± 3.6 .

Микроминеральный парагенезис сульфоантимонидов включает множество минералов (в скобках – частота встречаемости, %): пирит (22.9), индиевые сульфиды (21.3), алабандин (16.4), сфалерит (8.4), аксинит (6.7), арсенопирит (4), титанит (3.5), самородная сера (3.1), станнин (2.7), халькопирит (2.2), пирротин-троилит (2.2), галенит (1.8), апатит (1.3), касситерит (1.3), алланит (1.3), скородит (0.9), пирофанит (1.3). Состав этого парагенезиса, явно свидетельствует о непосредственной генетической связи сульфоантимонидной минерализации с основным на месторождении индиево-алабандиновым оруденением.

По химическому составу исследованные сульфоантимониды (табл. 1) подразделяются на шесть групп (в последовательности уменьшения частот встречаемости): свинцовых, серебряно-свинцовых, серебряно-медных, серебряных, свинцово-медных и медно-свинцовых, медных. Часть выявленных минералов могут быть адаптированы с уже известными минеральными видами, но многие из них по расчетной стехиометрии не находят аналогов в современной минеральной номенклатуре. Тем не менее, распределение групп сульфоантимонидов в Высокогорном месторождении довольно близко согласуется с генеральным их распределением в природе – в обоих распределениях совпадают основные моды, приходящиеся на свинцовые и серебряно-свинцовые минералы (рис. 3).

Таблица 1

*Химический состав и эмпирические формулы выявленных в месторождении
Всокогорном сульфоантимонидов*

№ п/п	Cu	Zn	Pb	Ag	Fe	Mn	S	Sb	Te	Формула	Модель
1 – серебряные (частота встречаемости 6.9 %)											
1	0	0	0	32.92	0	0	30.1	36.98	0	$Ag_{0.96}Sb_{0.96}S_3$	Миагирит ($AgSbS_3$)
2	0	0	0	61.31	0	0	16.17	22.52	0	$Ag_{3.36}Sb_{1.08}S_3$	Пиростильнит (Ag_3SbS_3)
3	0	0	0	61.76	0	0	16.45	21.79	0	$Ag_{3.33}Sb_{1.05}S_3$	
4	0	0	0	61.24	0	0	16.53	22.23	0	$Ag_{3.3}Sb_{1.05}S_3$	
2 – серебряно-медные (13.8 %)											
5	23.22	0	0	17.62	0	0	21.14	38.02	0	$(Cu_{1.22}Ag)Sb_{1.88}S_{4.2}$	Нет
6	28.89	1.45	0	15.42	0	0	22.53	31.71	0	$(Cu_{1.2}Zn_{0.24}Ag_{0.1})Sb_{2.96}S_8$	
7	28.18	2.89	0	16.66	0	0	23.17	29.1	0	$(Cu_{1.83}Zn_{0.18}Ag_{0.63}Sb_{2.64})S_3$	

Продолжение таблицы 1

№ п/п	Cu	Zn	Pb	Ag	Fe	Mn	S	Sb	Te	Формула	Модель
8	33.79	2.14	0	14.4	0	0	20.43	28.94	0	$(\text{Cu}_{6.64}\text{Zn}_{0.4}\text{Ag}_{6.68}\text{Sb}_{2.967}\text{S}_8)$	
9	9.84	1.43	0	53.1	0	0	13.35	22.28	0	$(\text{Cu}_{1.5}\text{Zn}_{0.25}\text{Ag}_{5.9}\text{Sb}_{2.05}\text{S}_3)$	
10	29.6	3.75	0	14.01	0	0	22.39	30.25	0	$(\text{Cu}_{2.01}\text{Zn}_{0.24}\text{Ag}_{5.54}\text{Sb}_{2.79}\text{S}_{3.105})$	
11	28.47	1.23	0	17.88	0	0	22.3	30.12	0	$(\text{Cu}_{1.92}\text{Zn}_{0.09}\text{Ag}_{6.72}\text{Sb}_{1.05}\text{S}_3)$	
12	28.37	2.31	0	16.12	0	0	22.57	30.63	0	$(\text{Cu}_{0.0}\text{Zn}_{0.05}\text{Ag}_{0.21}\text{Sb}_{1.06}\text{S}_3)$	
3 – медные (5.2 %)											
13	30.91	2.52	0	0	4.9	0	27.68	33.99	0	$(\text{Cu}_{7.2}\text{Zn}_{0.52}\text{Fe}_{1.3}\text{Sb}_{4.16}\text{S}_{13})$	Тетраздрит $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$
14	56.19	0	4.67	0	7.85	0.85	26.5	3.96	0	$(\text{Cu}_{40}\text{Fe}_{19}\text{Mn}_{0.11}\text{Pb}_{0.21}\text{Sb}_{0.03}\text{Sb}_{0.28}\text{S}_7)$	Нет
15	57.03	0	2.77	0	2.72	0.59	30.6	6.29	0	$(\text{Cu}_{65}\text{Fe}_{0.35}\text{Mn}_{0.07}\text{Pb}_{0.07}\text{Sb}_{0.35}\text{S}_7)$	
16	51.57	0	3.91	0	8.72	1.08	27.75	7.97	0	$(\text{Cu}_{18}\text{Fe}_{0.35}\text{Mn}_{0.07}\text{Pb}_{0.14}\text{Sb}_{0.56}\text{S}_7)$	
4 – свинцово-медные и медно-свинцовые (5.2 %)											
17	11.81	0	44.97	0	0.54	0	17.89	24.79	0	$(\text{Cu}_{0.96}\text{Fe}_{0.06}\text{Pb}_{1.17}\text{Sb}_{2.22}\text{S}_{1.08}\text{S}_3)$	Бурнонит CuPbSbS_3
18	13.92	0	45.18	0	0	0	17.38	23.52	0	$(\text{Cu}_{1}\text{Pb}_{0.09}\text{Sb}_{1.05}\text{S}_{1.29})$	
19	12.36	0	43.54	0	0.82	0	18.43	24.85	0	$(\text{Cu}_{1.02}\text{Fe}_{0.12}\text{Pb}_{1.11}\text{Sb}_{2.25}\text{S}_{1.05}\text{S})$	
5 – свинцовые (37.9 %)											
20	0	0	39.4	0	0	0	25.87	34.73	0	$\text{Pb}_{3.91}\text{Sb}_{0.95}\text{S}_{17}$	Плагинит $\text{Pb}_5\text{Sb}_8\text{S}_{17}$
21	0	0	48.8	0	0	0	18.46	32.74	0	$\text{Pb}_{6.97}\text{Sb}_{0.99}\text{S}_{17}$	
22	0	0	41.19	0	0	0	23.14	35.67	0	$\text{Pb}_{5.88}\text{Sb}_{0.04}\text{S}_{21}$	Семсеит $\text{Pb}_9\text{Sb}_8\text{S}_{21}$
23	0	0	44.84	0	0	0	20.28	35.68	0	$\text{Pb}_{5.78}\text{Sb}_{0.95}\text{S}_{17}$	Плагинит $\text{Pb}_5\text{Sb}_8\text{S}_{17}$
24	0	0	42.76	0	0	0	20.76	36.76	0	$\text{Pb}_{3.52}\text{Sb}_{2.97}\text{S}_{11}$	Буланжерит $\text{Pb}_2\text{Sb}_4\text{S}_{11}$
25	0	0	28.97	0	0	0	26.54	34.49	0	$\text{Pb}_{0.69}\text{Sb}_{1.02}\text{S}_3$	Нет
26	0	0	39.78	0	0	0	24.37	35.85	0	$\text{Pb}_{3.25}\text{Sb}_{0.07}\text{S}_{13}$	Робинсонит $\text{Pb}_5\text{Sb}_8\text{S}_{13}$
27	0	0	42.23	0	0	0	22.94	34.03	0	$\text{Pb}_{4.2}\text{Sb}_{0.15}\text{S}_{15}$	Фюлленит $\text{Pb}_3\text{Sb}_8\text{S}_{15}$
28	0	0	42.96	0	0	0	21.44	35.6	0	$\text{Pb}_{13.33}\text{Sb}_{18.92}\text{S}_{43}$	Плэйферит $\text{Pb}_{16}\text{Sb}_{18}\text{S}_{43}$
29	0	0	39.48	0	0	0	24.51	36.01	0	$\text{Pb}_{3.25}\text{Sb}_{0.07}\text{S}_{13}$	Робинсонит $\text{Pb}_5\text{Sb}_8\text{S}_{13}$
30	0	0	42.36	0	0	0	21.7	35.94	0	$\text{Pb}_{2.1}\text{Sb}_{3.01}\text{S}_7$	Нет
31	0	0	43.53	0	0	0	20.21	36.26	0	$\text{Pb}_{1.36}\text{Sb}_{1.96}\text{S}_4$	Цинкениит PbSb_2S_4
32	0	0	33.83	0	0	0	36.13	30.05	0	$\text{Pb}_{1.26}\text{Sb}_{1.98}\text{S}_9$	Нет
33	0	0	41.15	0	0	0	23.86	34.99	0	$\text{Pb}_{7.83}\text{Sb}_{11.02}\text{S}_{29}$	Дадсонит $\text{Pb}_{11}\text{Sb}_{12}\text{S}_{29}$

№ п/п	Cu	Zn	Pb	Ag	Fe	Mn	S	Sb	Te	Формула	Модель
34	0	0	44.04	0	0	0	20.43	35.56	0	$Pb_{4,29}Sb_{5,98}S_{13}$	Робинсонит $Pb_4Sb_4S_{13}$
35	0	0	43.38	0	0	0	20.78	35.84	0	$Pb_{4,16}Sb_{5,85}S$	«
36	0	0	57.84	0	0	0	17.12	25.04	0	$Pb_{10,92}Sb_{7,96}S$	Семсент $Pb_9Sb_8S_{21}$
37	0	0	57.35	0	0	0	16.03	26.62	0	$Pb_{0,55}Sb_{0,44}S$	Нет
38	0	0	55.37	0	0	0	17.42	25.14	2.07	$Pb_{13,23}Sb_{10,26}Te_{0,81}S_{27}$	Нет
39	0	0	51.22	0	0	0	15.61	29.92	3.25	$Pb_{1,02}Sb_{0,88}S_{2,1}$	Нет
40	0	0	55.01	0	0	0	16.75	28.24	0	$Pb_{1,02}Sb_{0,88}S_{2,1}$	
41	0	0	40.05	0	0	0	26.83	33.12	0	$Pb_{0,69}Sb_{0,96}S_3$	
6 – серебряно-свинцовые (31.0 %)											
42	0	0	38.55	5.45	0	0	20.69	35.31	0	$(Pb_{2,61}Ag_{0,72})_{4,05}S_9$	Нет
43	0	0	38.93	5.56	0	0	20.87	32.33	2.31	$(Pb_{2,61}Ag_{0,72})_{3,33}(Sb_{3,69}Te_{0,27})_{5,96}S_9$	
44	0	0	37.74	6.69	0	0	20.2	35.37	0	$(Pb_{3,58}Ag_{0,2})_{0,92}S_2$	
45	0	0	36.87	6.31	0	0	19.13	35.0	2.69	$(Pb_{1,96}Ag_{0,1})_{0,08}(Sb_{0,96}Te_{1,04})S_2$	
46	0	0	37.73	6.59	0	0	20.74	34.94	0	$(Pb_{1,06}Ag_{0,63})_{1,08}S_7$	
47	0	0	38.04	6.23	0	0	20.64	35.09	0	$(Pb_{1,4}Ag_{0,81})_{4,05}S_{9,33}$	
48	0	0	39.9	5.93	0	0	22.13	32.04	0	$(Pb_{2,27}Ag_{0,64})_{3,04}S_{8,288}$	
49	0	0	36.96	5.88	0	0	20.72	36.44	0	$(Pb_{0,44}Ag_{0,16})_{0,7}S_{0,92}S_2$	
50	0	0	38.87	5.69	0	0	20.42	35.02	0	$(Pb_{1,61}Ag_{0,72})_{3,33}(Sb_{3,69}Te_{0,27})_{5,96}S_9$	
51	0	0	37.96	6.51	0	0	19.93	35.6	0	$(Pb_{1,48}Ag_{0,2})_{0,94}S_2$	
52	0	0	32.46	6.74	0	0	26.7	34.1	0	$(Pb_{0,57}Ag_{0,21})_{0,99}S_3$	
53	0	0	3.23	34.14	0	0	21.35	41.28	0	$(Pb_{0,69}Ag_{0,94})_{1,02}S_2$	
54	0	0	41.66	3.98	0	0	20.84	33.52	0	$(Pb_{2,17}Ag_{0,42})_{2,59}(Sb_{2,94}S_7)$	
55	0	0	28.19	29.82	0	0	18.23	23.76	0	$(Pb_{0,77}Ag_{1,44})_{1,02}S_3$	
56	0	0	53.27	7.0	0	0	20.28	19.44	0	$(Pb_{1,64}Ag_{0,4})_{2,04}(SbS_4)$	
57	0	0	18.55	48.88	0	0	18.05	14.52	0	$(Pb_{0,8}Ag_{4,3})_{1,05}S_5$	
58	0	0	35.68	6.76	0	0	25.91	31.65	0	$(Pb_{0,63}Ag_{0,24})_{0,87}(Sb_{0,32}S_3)$	
59	0	0	37.25	6.23	0	0	20.67	35.85	0	$(Pb_{1,4}Ag_{0,81})_{4,05}S_{9,13}$	

Закономерные вариации химизма исследованных сульфоантимонидов дают основание объединить упомянутые выше группы минералов в три ряда твердых растворов – медно-свинцовый, медно-серебряный и серебряно-свинцовый (рис. 4, а). При этом обнаруживается, что

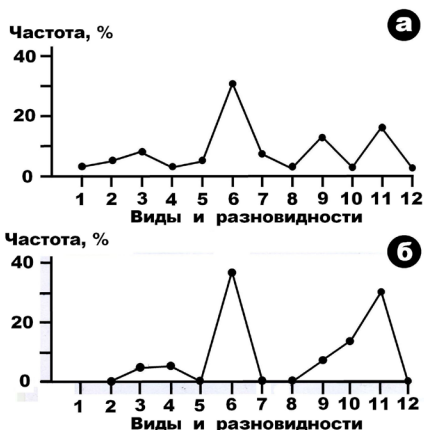


Рис. 3. Распределение сульфанти-
монидов по видам и разновидностям
в генеральной совокупности (а) и в
месторождении Высокогорном (б): 1 –
железные, 2 – кобальтовые, 3 – мед-
ные, 4 – медно-свинцовые, 5 – медно-
ртутные и ртутные, 6 – свинцовые, 7 –
олово-свинцовые, 8 – железо-свин-
цовые, 9 – серебряные, 10 – медно-се-
ребряные, 11 – серебряно-свинцовые,
12 – цинково-свинцовые

обозначенные ряды характеризуются разной степенью смесимости. В Cu–Pb ряду атомная доля меди изменяется от 50 до 100 %, т. е. степень смесимости не превышает 50 %). В ряду Cu–Ag эта степень достигает 70–80 %, а в ряду Ag–Pb наблюдается практически полная смесимость. Очевидно, что выявленные различия в степени смесимости твердых растворов обусловлены кристаллохимической причиной, а именно разницей в размерах соответствующих ионов. Так в Cu–Pb ряду ионные радиусы расходятся на 36.5 %, в ряду Cu–Ag – на 29.2 %, а в ряду Ag–Pb – на 10.3 %. Таким образом, в катионных подрешетках выявленной системы твердых растворов фактически реализуется именно кристаллохимическое правило В.М. Гольдшмидта.

За пределами катионной подрешетки пропорции между сурьмой и серой тоже варьируются, но гораздо в более узких пределах (рис. 4, б). Наименее сурьмянистым составом характеризуются медные сульфантимониды со средним значением атомной пропорции $Sb/S = 0.05$. В серебряных, серебряно-медных, свинцово-медных и медно-свинцовых сульфантимонидов среднее значение этой пропорции возрастает до 0.35, а в свинцовых и серебряно-свинцовых достигает 0.43.

Нам представляется, что в практическом смысле выявленная и исследованная поликомпонентная сульфантимонидная минерализация существенно повышает промышленный потенциал Высокогорного месторождения, которое пока не имеет аналогов нигде в мире.

Закключение. В периферийной жильно-карбонатной зоне сульфидно-индиево-марганцевого месторождения Высокогорного обнаружена широкая ассоциация поликомпонентных сульфантимонидов, генетически связанных с основным оруденением. Выявленные

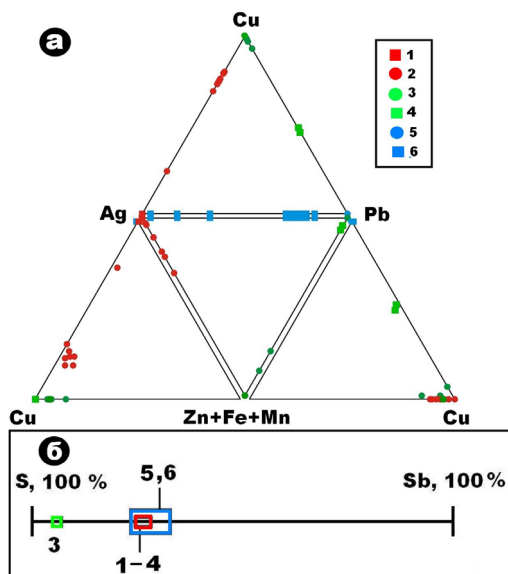


Рис. 4. Химизм сульфoантимонидов (а) и сурьмяно-серная в них пропорция (б). Виды и разновидности: 1 – серебряные, 2 – серебряно-медные, 3 – медные, 4 – свинцово-медные и медно-свинцовые, 5 – свинцовые; 6 – серебряно-свинцовые

сульфоантимониды подразделяются на шесть групп – свинцовых, серебряно-свинцовых, серебряно-медных, серебряных, свинцово-медных и медно-свинцовых, медных. По характеру вариации химического состава эти минералы можно объединить в три ряда твердых растворов – медно-свинцовый, медно-серебряный и серебряно-свинцовый, различающихся по степени смесимости в катионных подрешетках и атомной пропорции Sb/S. Распределение сульфoантимонидов по группам и рядам в исследованном месторождении довольно близко согласуется с генеральным распределением сульфoантимонидов в природе. Выявленная ассоциация поликомпонентных сульфoантимонидов повышает промышленную перспективность месторождения Высокогорного, не имеющего в настоящее время аналогов нигде в мире.

Библиографический список

1. Архипов В. Н., Кокин А. В., Яновский В. М. Алабандин в олово-полисульфидных сереброносных жилах Южного Верхоянья // Отечественная геология, 1994. № 9. С. 434–436.
2. Гамянин Г. Н., Кокин А. В. Первая находка алабандиновыъ руд в Восточной Якутии // Доклады АН СССР, 1991. Т. 316. № 5. С. 1197–1200.
3. Кокин А. В. Уникальный марганцевый объект Якутии // Минеральные ресурсы России экономика и управление, 2006. № 6. С. 20–23.

4. *Кокин А. В.* Алабандин в Высокогорном олово-серебросвинцово-цинковом месторождении Восточной Якутии // Современные проблемы минералогии и сопредельных наук. СПб: Наука, 1992. С. 247–248.
5. *Кокин А. В., Силаев В. И., Батулин А. Л.* Алабандин Якутии – новый минеральный тип промышленного оруденения марганца. Ростов н/Д: ЗАО «Ростиздат», 2011. 208 с.
6. *Кокин А. В., Силаев В. И., Киселева Д. В., Филиппов В. Н.* Новый потенциально промышленный сульфидно-индиево-марганцевый тип оруденения // Доклады РАН, 2010. Т. 430. № 3. С. 372–377.
7. *Лютюев В. П., Жакова Е. М., Лысюк А. Ю., Силаев В. И.* ^{57}Fe Мёссбауэровская спектроскопия сфалерита и алабандина – кубических моносulfидов с разным типом атомной структуры // Минералогические перспективы: Материалы международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 103–106.
8. *Kokin A. V., Silaev V. I., Kiseleva D. V., Filippov V. N.* New Potentially Industrial Sulfide Indium-Manganese Ore Type // *Doklady Earth Sciences*, 2010. V. 420. Part 1. P. 108–113.
9. *Силаев В. И., Кокин А. В., Пискунова Н. Н., Филиппов В. Н.* Рудное месторождение, открытое под микроскопом // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2010. № 9 (1). С. 14–16
10. *Silaev V. I., Kokin A. V., Kiseleva D. V., Piskunova N. N., Lutoev V. P.* New Potentially Industrial Type of Indium Sulfide-Manganese Ore // *INDIUM: Properties, Technological Applications and Health Issues*. Nova Science Publishers, Inc. 400 Oser Avenue, Suite 1600 Hauppauge, NY 11788-3619. 2013. P. 261–284.

ASSOCIATED SULFANTIMONIDE MINERALIZATION AT A UNIQUE SULFIDE-INDIUM-MANGANESE DEPOSIT IN RUSSIA

V.I. Silaev, A.V. Kokin, V.N. Filippov, A.F. Khazov, R.V. Kravzov

silae@geo.komisc.ru

In the peripheral vein-carbonate zone of the Vysokogornoye sulfide-indium-manganese deposit, a wide association of polycomponent sulfoantimonides, genetically related to the main mineralization, was found. The identified sulfoantimonides are divided into six groups (in order of decreasing frequency of occurrence) – lead, silver-lead, silver-copper, silver, lead-copper and copper-lead, copper, which in turn can be combined into three series of solid solutions – copper - lead, copper-silver and silver-lead, differing in the degree of miscibility in the cationic sublattices and the atomic proportion Sb/S. The distribution of sulfoantimonides by groups and series in the studied deposit agrees quite closely with the general distribution of sulfoantimonides in nature. The identified association of polycomponent sulfoantimonides increases the industrial prospects of the deposit.

Keywords: indium-manganese sulfide deposit, sulfoantimonides, chemical composition, crystal chemistry, industrial productivity.

Е.А. Симонова

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСТНОСТИ ВЕРХНЕДЕВОНСКОГО-ТУРНЕЙСКОГО КАРБОНАТНОГО КОМПЛЕКСА БЫМСКО-КУНГУРСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ

В статье приводится геохимическая характеристика верхнедевонского-турнейского карбонатного комплекса Бымско-Кунгурской моноклинали. На основе средневзвешенных значений геохимических параметров были построены карты распределения в верхнедевонско-турнейских отложениях содержания органического углерода, хлороформенного битумоида, битумоидного коэффициента. В результате проведенных исследований было установлено, что верхнедевонско-турнейский карбонатный комплекс обладает высоким нефтегазовым потенциалом.

Ключевые слова: Бымско-Кунгурская моноклираль, верхнедевонско-турнейский карбонатный комплекс, битумоидный коэффициент, содержание органического углерода.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.245

Истощение ресурсной базы нефти и газа Пермского края показывает, что для территории необходимо детальное изучение геохимических показателей органического вещества, которые позволят рассмотреть генерационный потенциал нефтегазоматеринских толщ, особенности миграции ОВ в нефтегазоносных комплексах и спрогнозировать залежи углеводородов. Объектом изучения выбрана Бымско-Кунгурская моноклираль (БМК), в восточной части которой находятся неоткрытые структуры с возможными залежами углеводородов. Особо следует отметить прогнозную нефтегазоносность верхнедевонско-турнейского карбонатного нефтегазоносного комплекса (НГК), с которыми могут быть связаны залежи нефтематеринских пород доманикоидного типа.

Для изучения геохимической характеристики основного промышленно нефтегазоносного комплекса использовались такие геохимические показатели, как содержание органического углерода ($C_{орг}$), концентрация хлороформенного битумоида ($B_{хл}$), битумоидный коэффициент (β). На основе средневзвешенных значений геохимических параметров были построены соответствующие карты для верхнедевонско-турнейского карбонатного НГК. Всего при построении карт использовано 1335 определения

$C_{\text{орг}}$, 1827 – $B_{\text{ХЛ}}$, 1022 – β , 1096 образцов пород из 79 скважин Бымско-Кунгурской моноклинали.

Неравномерность сети скважин определяет распределение результатов анализов по площади исследуемой территории и НГК. Наибольшее количество анализов относятся к центральным и юго-западным районам БМК. Восточные и северные территории геохимическими данными полностью не охарактеризованы. С глубиной количество геохимических данных снижается. Это связано с уменьшением количества скважин, вскрывших более древние отложения.

В основании комплекса залегают относительно глубоководные отложения саргаевского и семилукского горизонтов, которые резко отличаются от вышележащих карбонатных пород шельфового типа. Турнейская часть комплекса сложена слоистыми карбонатами. Региональной покрышкой комплекса служит турнейско-кожимский карбонатно-терригенный флюидоупор толщиной от нескольких до 20 м и более [3]. Нефтегазоносность различной интенсивности зафиксирована от саргаевских до верхнетурнейских отложений. Промышленные скопления нефти наиболее часто располагаются в верхней части НГК под региональной покрышкой и представлены пластово-массивными и массивными типами [2].

Распределение органического углерода высокие (3-6%) концентрации $C_{\text{орг}}$ распространены на западе в районе Чураковского и Кокуйского месторождений (рис. 1 А). Дальше происходит понижение концентрации к центру БМК и опускание до очень низких, а затем опять повышение к северу до средних концентраций $C_{\text{орг}}$.

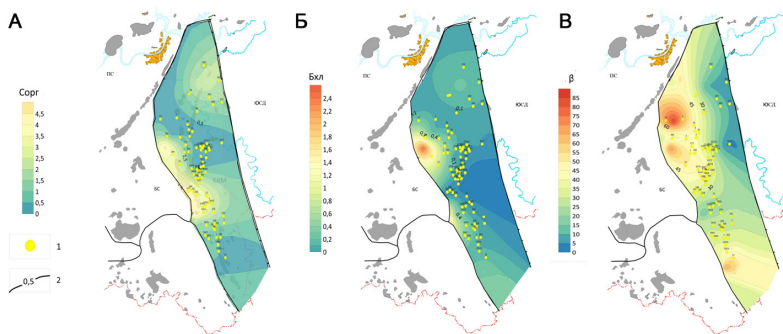


Рис. 1. (А, Б, В). Схема распределения в верхнедевонско-турнейских отложениях содержания: А) органического углерода ($C_{\text{орг}}$, %); Б) хлороформного битумоида (БХЛ, %); В) битумоидного коэффициента (β , %); 1 – глубокие скважины; 2 – изолинии содержания

Особенности распределения хлороформенного битумоида показали, что в Мазунинской зоне поднятий выделены верхнедевонско-турнейские отложения с очень высокой концентрацией ($> 0,40\%$) (рис. 1Б). Затем границы концентрации округляются и сменяются породами с высокими, повышенными, средними, низкими и очень низкими концентрациями.

В верхнедевонско-турнейских отложениях распределение битумоидного коэффициента (β) очень сильно повышена на северо-западе и менее повышено на юге БМК (рис. 1 В). Граница более 23-25% показывает наличие эпигенетических битумоидов в отложениях [1].

Таким образом, верхнедевонско-турнейский карбонатный комплекс обладает высоким нефтегазовым потенциалом. Палеогеографические особенности его формирования, сложность строения и специфичность зонального распределения залежей УВ (депресссионные, мелководно-шельфовые) обособляют его в отдельное направление геологоразведочных работ. Наиболее высокоперспективны отложения комплекса в бортовых и внутренних зонах ККСП, на участках развития позднедевонских рифогенных сооружений.

Библиографический список:

1. Кожанов Д. Д., Хонта И. С. Распределение органического вещества в доманиковых отложениях Удмуртской республики в связи с поисками сланцевой нефти // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. – 2017. – №. 17. – С. 87-91.
2. Кудряшов А. И. Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края: энциклопедия // Пермь: Книжная площадь. – 2006. – С. 464.
3. Фрик М. Г., Гецен Н. Г., Титова Г. И. Геохимия органического вещества пород, нефтей и газов южных районов Пермской области и сопредельных территорий Башкортостана. – 2002. – С. 76.

PROSPECTS OF OIL AND GAS POTENTIAL OF THE UPPER DEVONIAN-TOURNAISIAN CARBONATE COMPLEX OF THE BYM-KUNGUR MONOCLINE

E.A. Simonova

simaelizaveta@yandex.ru

The article presents the geochemical characteristics of the Upper Devonian-Tournaisian carbonate complex of the Bym-Kungur monocline. On the basis of weighted average values of geochemical parameters, maps of the distribution of organic carbon, chloroform bitumoid, and bitumoid coefficient in the Upper Devonian-Tournaisian sediments were constructed. As a result of the conducted research, it was found that the Upper Devonian-Tournaisian carbonate complex has a high oil and gas potential.

Keywords: Bym-Kungur monocline, Upper Devonian-Tournaisian carbonate complex, bitumoid coefficient, organic carbon content .

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МИКРОПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ АЛМАЗНЫХ АГРЕГАТОВ В ФЛЮИДИЗИРОВАННЫХ СРЕДАХ

На основании ранее установленных фактов аномального обогащения природных микрополикристаллических алмазных агрегатов оксидом углерода проводится экспериментальное изучение роли флюидонасыщенных алмазобразующих сред в образовании подобных агрегатов при использовании в качестве металла-катализатора железа или его оксидов при давлении 8.0 ГПа и диапазоне температур 1400–1600 °С.

Ключевые слова: алмазные агрегаты, оксид углерода.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.248

Особенности сколов микрополикристаллических агрегатов и их синтетических аналогов, показывают, что последние наиболее близки по характеру сколов к природным [1], а мантийные среды кристаллизации алмаза представляют собой насыщенные летучими компонентами расплавы или флюиды [8]. Предполагается, что в природе подобные Р-Т-условия вполне могут реализоваться, тем более, что синтез поликристаллов не требует длительной выдержки. Более загадочным представляется вопрос о форме углеродной компоненты, которая может превратиться в алмазный поликристалл и какие соединения могут активировать или интенсифицировать этот процесс.

Для давлений в 8.0 ГПа мы имеем информацию о том, что поликристаллы алмаза, синтезированные по обычной схеме из графита разной зернистости наследуют характерные особенности графита, т.е. из более крупнозернистого графита образуются и более крупнозернистые алмазные поликристаллы. При этом, плотный графит, в течение нескольких секунд превращается в алмаз и процесс этот облегчается металлом-катализатором. Можно также допустить, что в природе в зоне карбонадообразования присутствует скопление графита, поскольку эксперименты по термобарической обработке углеводородов при 8 ГПа, показали, что они приобретают структуру графита при температурах порядка 1200°С за короткое время [5]. Таким образом, важным условием для синтеза плотных поликристаллов алмаза необходимо наличие объемных частиц графита.

Основная серия экспериментов проведена при давлении 8.0 ГПа [2-4] в диапазоне температур 1400-1600 °С. Предполагается, что процесс роста карбонадо происходит в нестационарных условиях во время прорыва магмой слоя органического вещества, находящегося в стадии превращения в углерод. Поэтому в наших экспериментах реализован кратковременный процесс образования микрополикристаллических агрегатов (≈ 10 сек). В этом отношении модельные эксперименты не противоречат предположениям, сделанным Джейнсом [7].

В дополнение к традиционному методу синтеза карбонадо с использованием металлического стержня и цельной графитовой заготовки в данной серии опытов использовались гомогенные смеси графитового порошка с различными катализаторами (рис. 1). В качестве базового варианта использовалась смесь графита с порошком железа. Алмазные поликристаллы, полученные в этой системе, сравниваются с агрегатами, синтезированными в смесях графита с оксидами железа Fe_2O_3 . Система Н-С-О-Fe выбрана как имеющая непосредственное отношение к образованию алмазных поликристаллов в природе в условиях генерации газовой фазы [6, 8, 9]. Использовались схемы снаряджения, в которой нижняя часть стержня-катализатора представляла собой смесь оксида железа Fe_2O_3 с графитом МГ ОСЧ в равных весовых пропорциях, а в верхней части находился порошок железа (рис. 1).

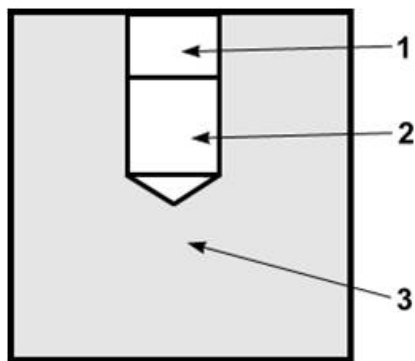


Рис. 1. Схема снаряджения контейнера высокого давления камеры типа «тороид» для синтеза микрополикристаллических агрегатов.

1 – порошковое железо, 2 – смесь оксида железа с графитом, 3 – реакционный графит

Синтез прошел с образованием поликристалла. В данной серии опытов проведен рентгеновский анализ исходного оксида железа Fe_2O_3 , материала стержня-катализатора после синтеза и синтезированного алмазного поликристалла. В результате было установлено (рис. 2), что все главные пики дифрактограммы 1 соответствуют гематиту Fe_2O_3 . Стержень после синтеза содержит остатки графита и вюстит – FeO , а в поликристалле основной фазой является алмаз. Кроме алмазной фазы в объеме карбонадо фиксируется графит и небольшое количество карбидов. Таким образом, в стержне происходит восстановление

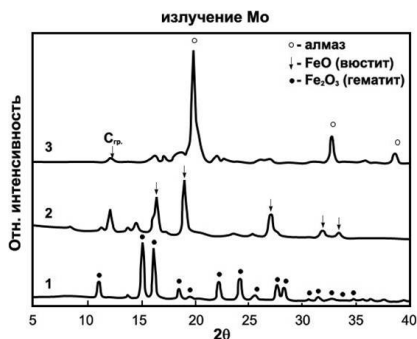


Рис. 2. Рентгеновские дифрактограммы, характеризующие отдельные стадии синтеза микрополикристаллического алмаза.

1 – исходный порошок оксида железа, 2 – нижняя часть стержня-катализатора после синтеза, 3 – синтезированный поликристалл

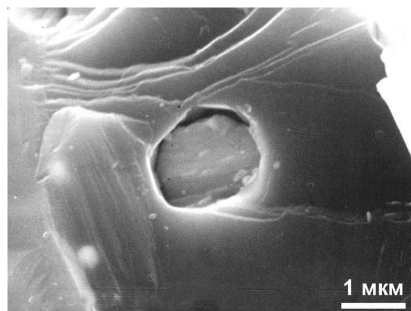


Рис. 3. Морфологические особенности алмазных кристаллитов, выросших в флюидонасыщенной среде

«окружении» сидерита и вюстита, пластинчатый и слоистый графит, гематит рядом с вюститом, следы от газовых пузырей на кристаллитах вюстита, а также алмазы (микроники), которые не получили развития из-за экранирования их от углеродной подложки газовым пузырем.

Таким образом, подтвержден факт синтеза плотных алмазных микрополикристаллов со взаимопроросшими алмазными кристаллитами в условиях высокой концентрации, в зоне реакции, углеродной фазы со

Fe_2O_3 до FeO . При этом в реакционной зоне генерируется достаточно высокая концентрация CO – CO_2 и карбонадо синтезируется с участием газовой фазы.

В полученном алмазном агрегате присутствуют интерстиции и в большинстве случаев они находятся по границам кристаллитов (рис. 3), также фиксируются сингенетические включения металла.

В отдельных участках карбонадо форма зерен локально грануломорфная (рис. 4, а). При этом в некоторых кристаллитах встречаются воронкообразные полости, характеризующие динамику взаимоотношений алмазной и газовой фаз в ростовом процессе (рис. 4, а, б; 5, а). В процессе лабораторного вытравливания металлической фазы, в теле карбонадо образуются поры, стенки которых, по аналогии с природными образцами, инкрустированы алмазными кристаллитами (рис. 5, б). Здесь же, в порах, встречаются еще не изученные нанометровые углеродистые глобулы. В частично отработанном стержне – катализаторе обнаруживается графит в

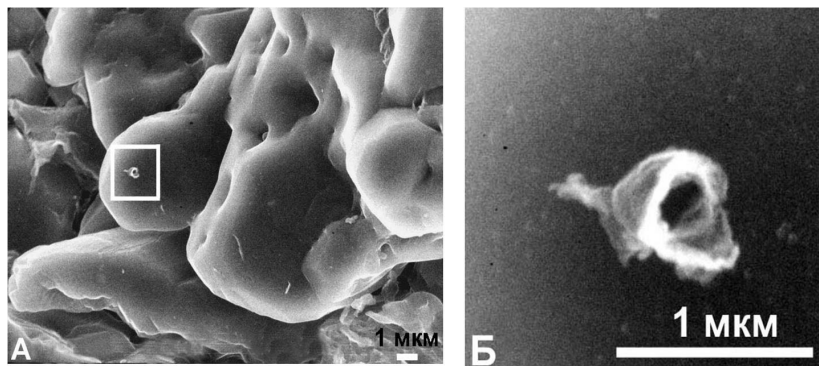


Рис. 4. Сингенетические включения в алмазном агрегате

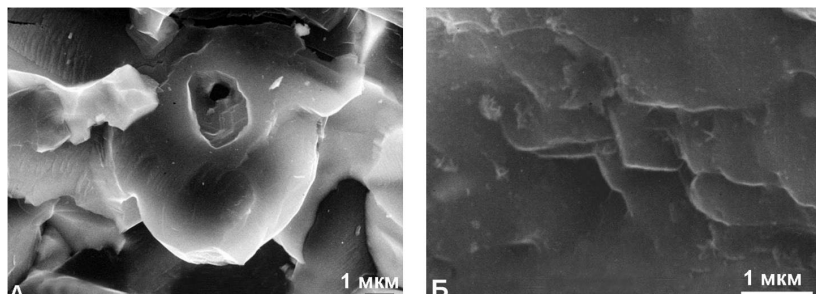


Рис. 5. Размерные неоднородности в микрополикристаллическом алмазном агрегате

структурой графита и компонента (металл-катализатор, водород и т.п.), облегчающего прямую трансформацию кристаллитов углерода со сложной структурной формой в тетраэдрическую. Установлено, что при давлениях около 8.0 ГПа и температурах около 1500 °С в объеме стержней-катализаторов из смесей железа или оксида железа с порошковым графитом образуются отдельные монокристаллы алмаза или сростки из нескольких кристаллов. Наличие флюидной фазы CO-CO_2 приводит к формированию искаженных двойникованных монокристаллов с наличием отрицательного рельефа. При этом рост кристаллов алмаза обеспечивается диффузией углерода к растущим граням через жидкую металлическую и флюидную фазы.

Изучение размерных неоднородностей в микрополикристаллических алмазных агрегатах с использованием экспериментального моделирования приближает нас к пониманию генезиса карбонадо в природе.

Библиографический список

1. Антанович А. А., Петровский В.А., Сухарев А.Е., Мартинс М., Филоненко В. П., Яковлев Е. Н. Сравнительный анализ структурных характеристик синтетических и природных алмазных поликристаллов карбонадо // Материалы Международной конференции по проблемам физики твердого тела. Минск, 2003. С.68–70.
2. Петровский В.А., Яковлев Е.Н., Филоненко В.П., Глухов Ю.В., Сухарев А.Е., Мартинс М. К проблеме генезиса карбонадо // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2004. № 4. С.9–15.
3. Петровский В.А., Филоненко В.П., Сухарев А.Е. Экспериментальное моделирование генерации алмазных микрополикристаллов в ростовой среде Н–С–О–Fe с участием газовой фазы. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 20 с. (Отчетная серия № 4)
4. Сухарев А. Е., Петровский В. А. Минералогия карбонадо и экспериментальные модели их образования. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 196 с.
5. Яковлев Е. Н., Воронов О. А., Рахманина А. В. Синтез алмазов из углеводородов // Сверхтвердые материалы, 1984. №4. С.8–11.
6. Deines P., Harris J. W. Sulphide inclusions chemistry and carbon isotopes of African diamonds // *Geochim et Cosmochim. Acta*, 1995. V. 59 (15). P. 3173–3188.
7. Jeynes C. Natural polycrystalline diamond // *Industrial Diamond Review*, 1978. №1. P.14–23.
8. Navon O., Hutcheon I.D., Rossman G.R., Wasserburg G.R. Mantle-derived fluids in diamond micro-inclusions // *Nature*, 1988. V.355. P.784–789.
9. Navon O. High internal pressures in diamond fluid inclusions determined by infrared absorption // *Nature*. 1991. V.353. P.746.

FEATURES OF THE FORMATION OF MICROPOLYCRYSTALLINE DIAMOND AGGREGATES IN FLUIDIZED ENVIRONMENTS

A.E. Sukharev

On a basis before established facts abnormal enrichment natural micropolycrystalline diamond units carbonic oxide spends experimental studying of a role fluid saturation diamondformation environments in formation of similar units at use as the catalyst of iron or it oxides at pressure 8.0 GPa and a range of temperatures 1400–1600 °C.

Keywords: diamond aggregates, carbon monoxide.

УДК 591.431.4-549.086.17

Т.В. Фадеева, Е.П. Чиркова, О.В. Коротченкова
Горный институт УрО РАН, г. Пермь

**ВАРИАБЕЛЬНОСТЬ РАЗМЕРОВ И МИКРОСТРУКТУРЫ
ЗУБНОЙ ЭМАЛИ НА РАЗЛИЧНЫХ ОНТОГЕНЕТИЧЕСКИХ
СТАДИЯХ (НА ПРИМЕРЕ ALEXANDROMYS OECONOMUS
(PALLAS 1776))**

Выявлены возрастные особенности в толщине и микроструктуре различных типов эмали первых нижних моляров (m1) *Alexandromys oeconomus* (Pallas 1776) (клада «Северная Европа»). Показана ведущая роль радиального и пластинчатого типов эмали в онтогенетических изменениях зубной морфологии.

Ключевые слова: эмаль зубов, микроструктура, возрастные изменения, *Alexandromys oeconomus*.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.253

Введение. Кристаллы карбонат-гидроксипатита (даллита), объединенные в пучки (призмы), являются основными строительными блоками эмали [10, 12]. Эмаль зубов млекопитающих представляет собой совокупность различных типов призматических структур, функциональное значение которых еще полностью не выяснено. К наиболее высокой степени сложности строения эмали среди зубов млекопитающих относятся эмалевые микроструктуры представителей подсемейства Arvicolinae [9, 13].

Считается, что межвидовые различия в микроструктуре эмали зубов видов серых полевок (род *Microtus*), по сравнению с другими таксонами грызунов, незначительны [9]. Для этой группы грызунов характерны бескорневые коренные зубы и их видовая идентификация в основном проводится по морфологическим особенностям первых нижнекоренных зубов (m1). В некоторых случаях идентификация ископаемых изолированных зубов затруднена из-за схожей морфологии окклюзионной поверхности. Именно по этой причине, исследования микроструктуры эмали зубов этой группы грызунов, с целью поиска дифференцированных признаков имеют существенное значение, так как правильные видовые идентификации крайне важны для палеоэкологических реконструкций.

По мере увеличения данных о микроструктуре эмали и опыта их применения в таксономических исследованиях стало очевидно,

что необходимо понять всю сложность внутренней микроструктуры, прежде чем успешно приступить к систематическому анализу [10]. Для получения надежных данных, которые в перспективе можно будет использовать для видового определения изолированных зубов по признакам эмали, необходимо исследовать серийный материал, учитывая при этом внутривидовую и онтогенетическую изменчивость.

В данном исследовании ставилась цель выявить размерные и структурные особенности эмали зубов m1 на разных онтогенетических стадиях одного из видов серых полевок, а именно современных полевок-экономок (*Alexandromys oeconomus* (Pallas 1776)) с территории северо-востока среднего Предуралья.

Материалы и методы. Анализируемый материал состоит из 71 m1 правых нижних челюстей современных полевок *Alexandromys oeconomus*, отловленных в 2019-2020 годах на территории ООПТ «Махневские пещеры» (Пермский край). На основе молекулярно-генетических данных (гена цитохрома b) исследуемые экземпляры принадлежат к группе европейских полевок-экономок клады «Северная Европа» [4].

Выделение условных возрастных групп полевок выполнено на основании одного из визуальных морфологических признаков черепа по соответствующим методикам [1, 2].

В данной работе используется специальная терминология для характеристики типов микроструктуры эмали [9]. Для порядкового обозначения описания элементов жевательной поверхности m1 использована номенклатура Хиббарда [7]. Размерные показатели и микроструктура эмали анализировались на определенном участке зуба – треугольной петле ТЗ жевательной поверхности (рис. 1). Коэффициент дифференцировки эмали SDQ (Schmelzband-Differenzierung-Quotient) треугольных петель был рассчитан с использованием формулы $SDQ = ebp/eba \times 100$, где ebp (enamel breadth posterior) – ширина эмали замыкающего края, eba (enamel breadth anterior) – ширина эмали ведущего края [6].

Препараты для анализа микроструктуры эмали были выполнены по методикам [8, 9]. Полученные поперечные разрезы были изучены и задокументированы с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA 3 LMN с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа Oxford Instruments INCA Energy 250/X-max 20 (Tescan).

Статистический анализ результатов был выполнен с использованием программы «Statistica» версии 6.

Дифференциация полевок по возрастным группам. У серых полевок зубы растут в течение всей жизни, корни отсутствуют. Поэтому определение возраста изолированных зубов этой группы грызунов проблематично [3].

Межглазничные гребни черепа являются одними из самых выраженных визуальных признаков, наличие или отсутствие которых,

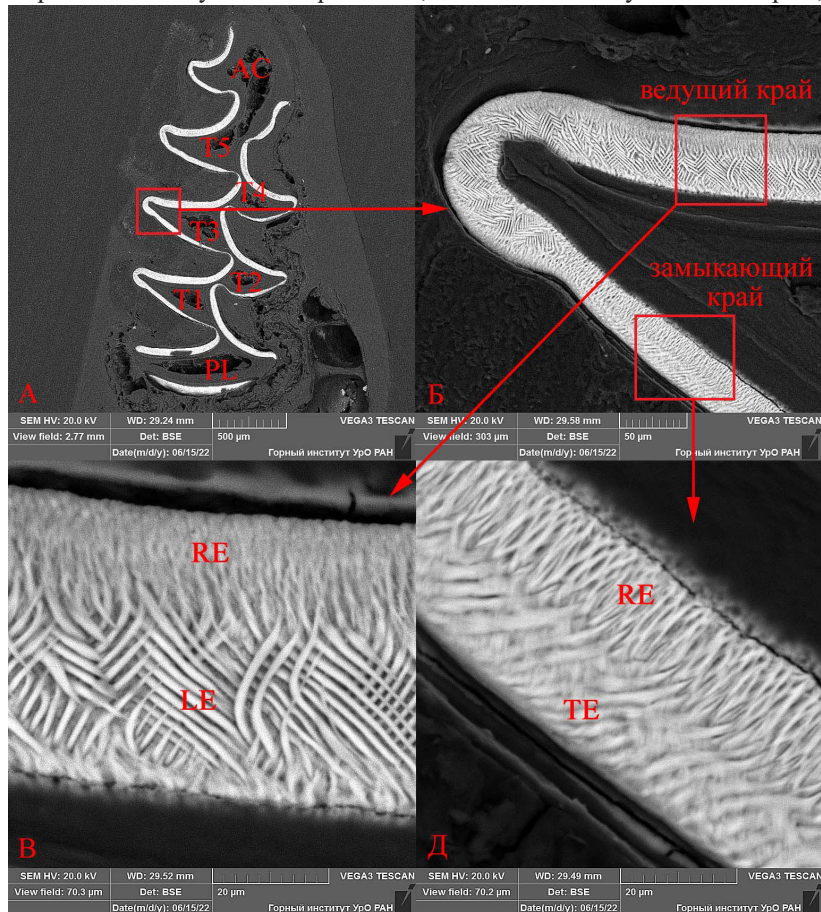


Рис. 1. А – окклюзионная сторона первого нижнекоренного зуба *Alexandromys oesonomus*. AC (anterior cap) – передняя петля; PL (posterior lobe) – задняя петля; T1-5 – треугольные петли жевательной поверхности (выделена Т3); Б – общий вид краевой части треугольной петли Т3 с обозначением исследуемых участков эмали; В – участок эмали ведущего края. RE (radial enamel) – радиальная эмаль. LE (lamellar enamel) – пластинчатая эмаль; Г – участок эмали замыкающего края. RE – радиальная эмаль. TE (tangential enamel) – тангенциальная эмаль

а также степень их выраженности, позволяют разделить исследуемый материал на четыре условные возрастные группы (табл.1). В пределах, дифференцированных по этому признаку, групп *Alexandromys oeconomicus* оказалось, что размерные показатели черепов (кондилобазальная длина черепа, длина роstrума) и вес зверьков четко разделяются на две надгруппы: более молодых (группы I, II) и более старых (группы III, IV) полевок (табл. 1). Размерные показатели длины m1 значительно трансгрессируют в выделенных группах (табл. 2).

Таблица 1

Морфологические показатели (для морфометрических - минимум-среднее-максимум) современных представителей Alexandromys oeconomicus различных возрастных групп. ООПТ «Махневские пещеры», Пермский край

Условная возрастная группа	N	Степень развития межглазничных гребней	Кондило-базальная длина черепа (мм)	Длина роstrума (мм)	Вес (г)
I	11	Не развиты	22.4-23.6-25.0	12.6-13.3-14.2	15.8-18.4-22.8
II	32	Развиты в виде продольных вздутий	23.3-24.5-26.0	12.9-13.8-14.6	17.7-21.3-28.2
III	17	Образуют центральный гребень с углублением по средней линии	26.4-27.7-29.4	15.2-16.0-16.8	31.6-50.0-74.6
IV	11	Образуют цельный гребень без разделения	27.8-28.4-29.5	15.4-16.4-17.0	39.6-52.0-64.1

N-количество особей вида

Толщина эмали и SDQ. Абсолютно для всех выделенных выборок m1 *Alexandromys oeconomicus* характерна более толстая эмаль на ведущем крае петли (дифференциация эмали по «микротусному» типу) (табл. 2). Различий по средним значениям коэффициента эмали SDQ среди условно возрастных выборок m1 не обнаружено (тест Левена: $F = .926706$ $p = .432870$) (рис. 2). Сходный результат получен и в результате рангового дисперсионного анализа (тест Краскела-Уоллиса: $H(3, N=70) = 5.046123$ $p = .1685$). Аналогичные результаты (отсутствие различий SDQ эмали) были получены ранее для выборок зубов взрослых подгрупп полевок *Arvicola amphibius* [5].

Среднее значение SDQ для объединенной выборки исследованных зубов *Alexandromys oeconomicus* – 71.85, что существенно меньше значения SDQ (> 90) выборки современных зубов этого вида с территории Польши (клада «Центральная Европа») [11]. Возможно, что высокая степень дифференциации эмали является показателем более суровых

климатических условий. На примере эмали ископаемых зубов *Arvicola amphibius*, с территории Пермского Предуралья, было установлено, что самые низкие значения SDQ характерны для выборок конца позднего плейстоцена, когда в фаунах доминировали тундровые виды грызунов [5]. Доминирование особей с утолщенной эмалью ведущих краев призм, на которые оказывается основное давление при жевательных движениях [9], в популяциях исследованных интразональных видов полевок (*Alexandromys oeconomus* и *Arvicola amphibius*) возможно вызвано преобладанием в годовом пищевом спектре жестких кормов (семена, кора деревьев), что является следствием длительных холодных периодов.

Таблица 2

Морфометрические характеристики (минимум-среднее-максимум) первых нижнекоренных зубов современных представителей Alexandromys oeconomus различных возрастных групп. ООПТ «Махневские пещеры», Пермский край

Условная возрастная группа	Длина нижнего первого зуба (мм)	Ширина эмали ведущего края призмы ТЗ (мкм)	Ширина эмали замыкающего края призмы ТЗ (мкм)	Ширина радиального слоя эмали RE ведущего края призмы ТЗ* (% от общей ширины)	Ширина ламеллярного слоя эмали LE ведущего края призмы ТЗ (% от общей ширины)	Ширина радиального слоя эмали RE замыкающего края призмы ТЗ (% от общей ширины)	Ширина тангенциального слоя эмали TE замыкающего края призмы ТЗ (% от общей ширины)
I	2.35-2.47-2.55	38.48-42.24-45.25	24.85-31.07-36.16	37.4-42.0-46.0	54.0-58.0-62.6	41.9-52.3-60.3	39.7-47.7-58.1
II	2.43-2.56-2.85	38.03-45.16-53.95	23.23-33.03-40.31	35.1-42.5-49.8	50.2-57.5-64.9	39.2-52.6-71.1	28.9-47.4-60.8
III	2.53-2.72-2.95	44.69-48.59-52.71	26.72-34.23-39.97	38.0-44.6-53.2	46.8-55.4-62.0	44.0-53.9-65.0	35.0-46.1-56.0
IV	2.60-2.76-2.83	44.71-50.23-59.27	29.66-33.96-40.40	42.0-46.5-50.9	49.1-53.5-58.0	47.8-55.3-61.8	38.2-44.7-52.2

Микроструктура и размерные показатели типов эмали.

Эмаль ведущего края характеризуется наличием радиального и пластинчатого (ламеллярного) типов микроструктуры, эмаль замыкающего края – радиального и тангенциального (рис. 1). Пластинчатая эмаль состоит из многорядных полос Гунтера-Шрегера, большая часть призм

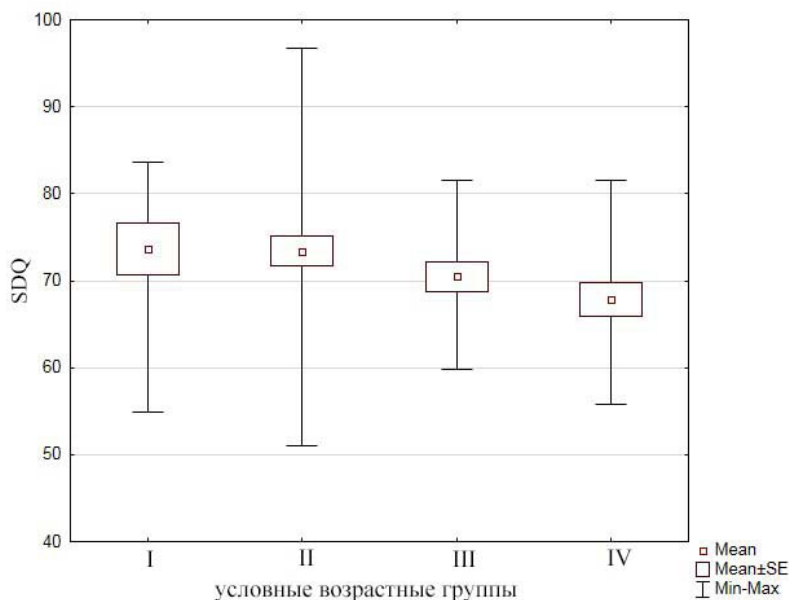


Рис. 2. Вариации значений SDQ (среднее, ошибка среднего, минимум-максимум) m1 *Alexandromys oeconomicus* из условных возрастных групп. ООПТ «Махневские пещеры», Пермский край

в которых пересекаются под углом близким к 90° . Структуры пересекающихся пучков призм вариабельны. Большая часть исследованных зубов имеет пластинчатую эмаль, состоящую из повторяющихся через равные промежутки скрещенных пучков, остальные характеризуются пластинчатой эмалью другого (более хаотичного) строения с широкими участками однонаправленных призм без перекрытия или чередованием пучков разной ширины. На ведущем и замыкающем краях треугольной петли ТЗ ширина радиального типа эмали с возрастом значительно увеличивается (тест Краскела-Уоллиса: $H(3, N=71)=28.76497$ $p=,0000$) и $H(3, N=70)=13.95785$ $p=,0030$), соответственно). Слабое различие в ширине пластинчатой эмали зафиксировано между соответствующими показателями в возрастных группах I и III ($H(3, N=71)=9.728447$ $p=,0210$). Отличий в ширине тангенциальной эмали зубов выделенных условно возрастных групп не обнаружено ($H(3, N=70)=1.281124$ $p=,7336$). Таким образом, увеличение толщины эмали с возрастом происходит в основном за счет роста радиальной части эмали зуба с соответствующими изменениями соотношений различных эмалевых типов (табл. 2). Учитывая, что именно радиальная часть эмали зуба принимает

изначально нагрузку при жевательных движениях, увеличение ее ширины с возрастом вероятно связано с изменением сезонного пищевого рациона (переход на более грубые корма осенью и зимой) у большинства особей полевок, родившихся весной и летом. Пересекающиеся призмы пластинчатой эмали служат с одной стороны для предотвращения полного перелома эмали (останавливают трещины радиальной эмали), а с другой стороны снимают напряжение на дентин зуба [9]. Первая функция, вероятно, характеризует и тангенциальную эмаль.

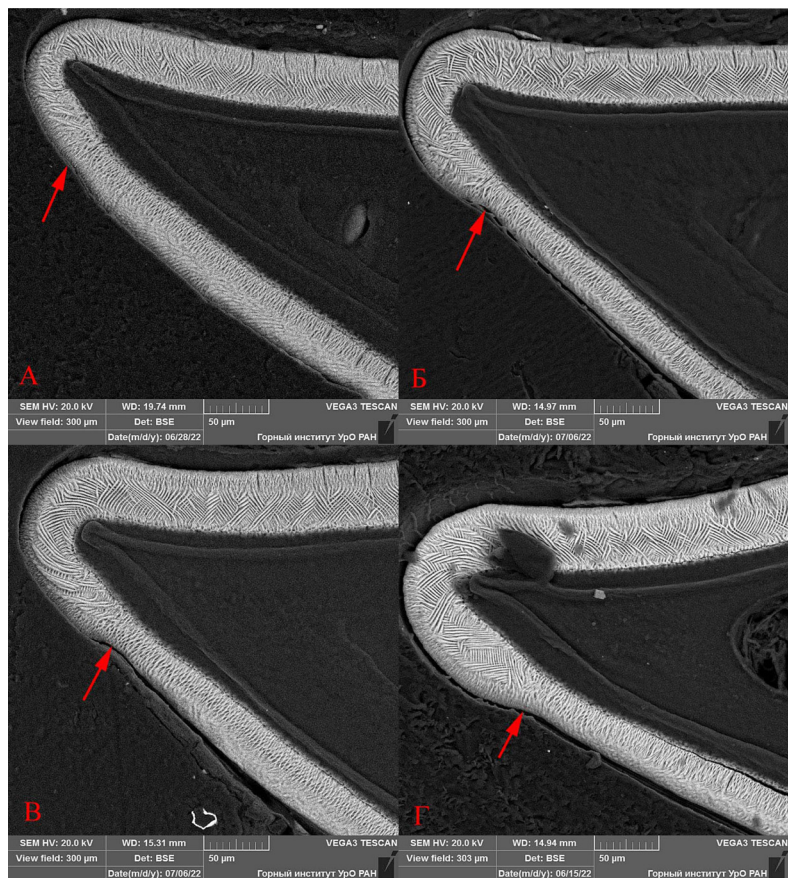


Рис. 3. Изменчивость формы верхушки жевательной петли (Т3) первого нижнекоренного зуба *Alexandromys oesonotus* и особенности ориентации призм пластинчатой эмали на различных условных возрастных стадиях. А – I стадия, Б – II стадия, В – III стадия, Г – IV стадия. Стрелками показаны переходы от пластинчатой к радиальной эмали на замыкающем крае петли зуба

Морфология и микроструктура верхушки эмалевой петли.

Верхушки жевательных петель зуба молодых полевок (условная возрастная стадия I) имеют треугольную форму. Пластинчатая эмаль, с хаотичным расположением призм, через верхушку переходит на замыкающий край петли и, далее, без изменения толщины (или минимальным увеличением) ограничивается радиальной эмалью (рис. 3А). Зубы условно возрастной стадии II уже имеют четко выраженную «перетяжку» (сужение на границе пластинчатой и радиальной эмалей на замыкающем крае петли) за счет увеличения площади пластинчатой эмали, верхушка приобретает форму «капли», расположение призм пластинчатой эмали у большинства зубов неупорядоченное (рис. 3Б). Аналогичным строением верхушки петли характеризуются и зубы III и IV возрастных стадий, но большинство из них имеют хорошо структурированную пластинчатую эмаль (рис. 3В, Г). Утолщение верхушек петель m1 с возрастом вероятно также связано с постепенной сменой доминирующих сезонных кормов. В этой части зуба эмаль подвержена сильному стачиванию, постепенное увеличение и более совершенная ориентация призм пластинчатой эмали с возрастом минимизирует скорость износа.

Таким образом, установлено, что возрастное увеличение толщины эмали краев треугольных петель m1 *Alexandromys oeconomus* происходит за счет роста радиальной эмали. Морфологическое преобразование формы верхушки треугольных петель с возрастом связано с увеличением площади и изменением микроструктуры пластинчатого типа эмали.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Пермского края, проект № 19-44-590001.

Библиографический список

1. Башенина Н.В. К вопросу об определении возраста обыкновенной полевки (*Microtus arvalis* Pall.) // Зоол. журн. 1953. Т. 32 (4). С. 730–743.
2. Ларина Н.И., Лапинов В.А. К методике выделения возрастных групп у некорнезубых полевок // Физиологическая и популяционная экология животных: Межвузовский науч. сб. № 2 (4). Саратов : Изд-во Саратов.ун-та, 1974. С. 92–97.
3. Клевезаль Г.А. Принципы и методы определения возраста млекопитающих. М.: Т-во научных изданий КМК, 2007. 283 с.
4. Brunhoff C., Gakbreath K.E., Fedorov V.B., Cook J.A., Jaarola M.J. Holarctic phylogeography on the root vole *Microtus oeconomus* : implications for late Quaternary biogeography of high latitudes // Mol. Ecol. 2003. V.12 (4). P. 957–968.
5. Fadeeva T., Kosintsev P., Chirkova E. The enamel characteristics of fossil and modern first lower molars of the European water vole (*Arvicola amphibius*, Arvicolinae, Rodentia) of the Perm Pre-Urals // Quat. Int. 2021. V. 605-606. P. 277–286.
6. Heinrich W.D. Zur biometrischen Erfassung eines Evolutionstrends bei *Arvicola* (Rodentia, Mammalia) aus dem Pleistozän Thüringens. // Saugetierk. Inform. 1978. V 2. P. 3–21.

7. Hibbard C.W. Mammals of the Rexroad Formation from Fox Canyon, Kansas // Contr. Mus. Paleontol. Univ. Michigan. 1950. V. 8 (6). P.113–192.
8. Kalthoff D.C. Incisor enamel microstructure and its implications to the systematics of Eurasian Oligocene and lower Miocene hamsters // Palaeontogr. Abt. A. 2006. V. 277. P. 67–80.
9. Koenigswald W. von. Schmelzmuster und Morphologie in den Molaren der Arvicolidae (Rodentia) // Abh. Senckenb. Naturforsch. Ges. 1980. V. 539. P. 1–129.
10. Koenigswald W. von, Clemens W.A. Levels of complexity in the microstructure of mammalian enamel and their application in studies of Systematics // Scanning Microsc. 1992. V. 6. P. 195–218.
11. Lemanik A., Nadachowski A., Socha P. Biostratigraphic significance of the root vole (*Alexandromys oeconomicus*) for dating late Middle and early Late Pleistocene (MIS 8-MIS3) Neanderthal sites in southern Poland // Archaeol Anthropol Sci. 2022. V. 14. Article number: 112.
12. Lowenstam H.A., Weiner S. On Biomineralization. New York: Oxford University Press, 1989. 324 p.
13. Rabeder G. Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozän und dem älteren Pleistozän von Niederösterreich // Beitr. Paläont. Österr. 1981. V.8. P. 1–373.

VARIABILITY IN SIZES AND MICROSTRUCTURE OF TOOTH
ENAMEL AT DIFFERENT ONTOGENETIC STAGES (BY THE
EXAMPLE OF *ALEXANDROMYS OECONOMUS* (PALLAS 1776))

T.V. Fadeeva, E.P. Chirkova, O.V. Korotchenkova

fadeeva.tatyana@mail.ru

Age-related features in the thickness and microstructure of different types of enamel of the first lower molars (m1) of *Alexandromys oeconomicus* (Pallas 1776) (Northern Europe clade) were revealed. The leading role of radial and lamellar enamel types in ontogenetic changes in dental morphology is shown.

Keywords: tooth enamel, microstructure, age-related changes, Alexandromys oeconomicus.

УДК 549.2

В.А. Федорова, И.Я. Илалтдинов

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТА МЕСТОРОЖДЕНИЯ СТРОЙМАТЕРИАЛОВ УСТЬ-ИГУМ

Описаны типоморфные особенности золота месторождения стройматериалов Усть-Игум. Типоморфные особенности золота свидетельствуют об эпитогенетических изменениях частиц золота и достаточно длительном периоде их нахождения в аллювиальных отложениях зоны гипергенеза.

Ключевые слова: золото, типоморфизм минералов, гипергенез.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.262

Месторождение стройматериалов «Усть-Игум» расположено недалеко от одноименного поселка административно входящего в состав Александровского района, Пермского края. Территория представляет собой холмисто-увалистую местность, покрытую лесом на 90%, расчлененную густой сетью рек, ручьев, оврагов.

Карьер в районе с. Усть-Игум периодически разрабатывается на протяжении многих лет. Наиболее ценным сырьем являются каолиновые глины белого или голубоватого цветов. Кроме того, добывается также песчано-гравийно-галечная смесь для подсыпки дорожного полотна и других строительных нужд. В геологическом отношении эти отложения представляют собой останец палеогеновых образований, приуроченный к возвышенной части рельефа и сохранившийся в процессе эрозионной деятельности благодаря довольно высокой плотности галечных пород приближающейся к таковой конгломератов.

В 2004 году полевая экспедиция провела детальные работы, включающие описание разреза, и его опробование с отбором и обработкой двух проб объемом 100 л и одной пробы объемом 50 л. Пробы объемом 100 л отобраны в южной стенке карьера и представлены сверху вниз по разрезу бурными валунно-галечными и серовато-бурыми песчано-гравийно-галечными с включениями и линзочками зеленоватых глин сильноглинистыми отложениями, соответственно. Проба объемом 50 л отобрана в юго-восточной стенке карьера, которая сложена светло-серыми валунными галечниками слабо глинистыми с крупнозернистым песчаным заполнителем.

Литологические особенности отложений позволяют предположить, что последняя проба вскрыла пристрежневую зону русла древнего довольно крупного водотока, а две первые характеризуют периферийные зоны русловой фации.

В лабораторных условиях были проведены обогащение классов, разделение на легкую и тяжелую фракции, гранулометрический и количественный минералогический анализ. С целью установления присутствия в пробах зерен благородных металлов применена методика домывки тяжелой фракции в бромой форме до ультраконцентрата весьма малой массы. В результате в пробах было найдено 75 зерен золота суммарной массой 0,8 мг и 42 зерна платиноидов [1].

Под типоморфизмом минералов понимают способность реальных минеральных индивидов, агрегатов и ассоциаций отражать в характерных особенностях своего состава, морфологии, структурно-текстурного облика, кристаллического строения, кристаллохимии, физических свойств, микровключений, продуктов изменения различные геологические и физико-химические условия, в которых протекали процессы минералообразования и последующее существование минералов в природе [5]. Самородное золото в этом отношении весьма благоприятный объект исследования. Оно исключительно чутко реагирует на изменение условий рудоотложения и на эпигенетические воздействия [3].

В 2022 году на кафедре минералогии и петрографии частицы самородного золота были изучены с применением морфометрического анализа и электронномикроскопических исследований на сканирующем электронном микроскопе JSM 6390LV (Jeol, Япония) в Центре коллективного пользования уникальным научным оборудованием ПГНИУ (аналитик Б.М.Осовецкий). Каждое из пяти зерен золота сфотографировано дважды при увеличениях соответственно 150-700 и 700-8000, а также выполнен микронзондовый анализ с целью определения их химического состава.

Для количественной характеристики морфологических типов золотин была использована выборка частиц золота в количестве 64 зерен. При оценке размерных параметров использованы данные замеров частиц золота по трём поперечникам: a – длина, b – ширина и c – толщина. На основе этих замеров рассчитаны следующие морфометрические параметры:

– коэффициент уплощённости по Н.Б. Вассоевичу $K_{\text{упл}} = (a+b)/2c$, (1)

– коэффициент округлённости по Рейли $K_{\text{окр}} = (b/a)^{1/2}$, (2)

– коэффициент сферичности по Крамбейну $K_{\text{сф}} = (bc/a^2)^{1/3}$. (3)

Оценка крупности золота по размерным параметрам показывает, что основная масса частиц золота относится к весьма мелкому (0,25–0,1 мм) и лишь небольшая доля к мелкому (1,0–0,25 мм) золоту.

Преобладающая масса частиц золота из грубообломочных отложений месторождения строительных материалов Усть-Игум имеет уплощенный облик, на долю которого приходится 81,25% от общего числа изученных золотин. Оставшуюся долю, – 18,75% составляют частицы минерала изометрического облика.

Значения коэффициента уплощенности меняются в широких пределах (от 1,75 до 14). Об общем существенном преобладании в грубообломочных отложениях месторождения строительных материалов Усть-Игум золота уплощенного облика свидетельствуют данные о величине среднего значения коэффициента уплощенности, которое составляет 6,07. В целом среди золотин уплощенного облика доминируют частицы пластинчатой формы ($4 < K_{\text{упл}} < 8$), – 48,1%; примерно равную долю составляют частицы чешуйчатой ($K_{\text{упл}} > 8$) – 26,9%, и таблитчатой ($2,5 < K_{\text{упл}} < 4$) – 25% формы. Для золотин изометрического облика характерны округленность вершин и ребер, неправильность формы, слабая уплощенность и другие искажения. Указанные выше морфологические типы имеют практически аналогичное соотношение в изученных пробах с незначительными отклонениями.

Рассчитанные значения коэффициента округленности находятся в пределах от 0,47 до 1. Среднее значение коэффициента округленности для объекта исследования в целом составляет 0,88. Вариации средних значений коэффициента округленности в отдельных пробах от среднего составляют не более 0,01. Это свидетельствует о близких очертаниях частиц золота, имеющих овальные, реже округлые очертания с отдельными заливообразными краями.

Значение коэффициента округленности позволяет оценить степень приближения внешних очертаний золотины к окружности. Косвенно он может свидетельствовать о длительности переноса частиц золота водными потоками, поскольку округлая форма может рассматриваться как результат конечного этапа эволюции морфологии золотин при переносе водными потоками [2].

Коэффициент сферичности является показателем степени приближенности золота к сферичной форме. Среднее значение этого показателя для объекта исследования составляет 0,53, что согласуется с высокой уплощенностью частиц золота.

Балл окатанности частиц золота по Н.В. Петровской (1973) варьирует от 3 до 6, составляя в среднем по трем пробам 4 балла, – это

полуокатанные частицы, наиболее распространенная группа аллювиальных россыпей. Их плоские поверхности сглажены, а торцовые сохраняют первичные контуры «заливов», на месте ранее существовавших зерен и кристаллов кварца, пирита и других минералов [4].

Золото имеет золотисто-желтый цвет, практически не содержит включений. На отдельных золотилах отмечаются пленки темно-желтого цвета и буроватый налет гидроксидов железа, вроски кварца, что подтверждается данными микрозондового анализа (табл.). На поверхности всех пяти исследованных зерен присутствует тонкая пленка гидроксидов железа, что свидетельствует о пребывании золотинов в зоне гипергенеза.

Таблица

Химический состав частиц золота, мас. %

Элемент	Номера зерен				
	1	2	3	4	5
Au	99,70	91,97	99,17	98,84	96,96
Ag	-	1,33	-	-	-
Cu	-	0,26	0,26	-	0,89
Zn	-	-	-	-	0,24
Co	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-
As	-	-	0,37	-	0,33
Sb	-	-	-	-	-
Hg	-	4,04	-	-	0,84
Cd	-	0,27	-	-	0,31
Fe	0,30	2,13	0,20	1,16	0,43

По данным электронной микроскопии поверхность частиц золота неровная, с дырами и многочисленными трещинами. На краях золотинов видны заклепки (рис. а, б).

Результаты микрозондового анализа характеризуют золото как весьма высокопробное и высокопробное, ртутистое золото (табл. 1). Частицы золота имеют ограниченный набор элементов-примесей: Ag, Cu, Zn, As, Hg, Cd, являющихся типичными для геохимической ассоциации золота. В четырех зернах отсутствует примесь серебра. Наиболее широкий спектр элементов-примесей отмечается в ртутьсодержащем золоте, в котором встречается достаточно редкая примесь кадмий. Ранее кадмий в качестве типичной примеси фиксировался нами в «агрегатном» ртутистом золоте Вятско-Камской впадины [2]. Для ртутистого золота характерна тонкопористая поверхность с размерами пор обычно менее 1 мкм (рис. в). На поверхности всех зерен присутствует тонкая пленка гидроксидов железа.

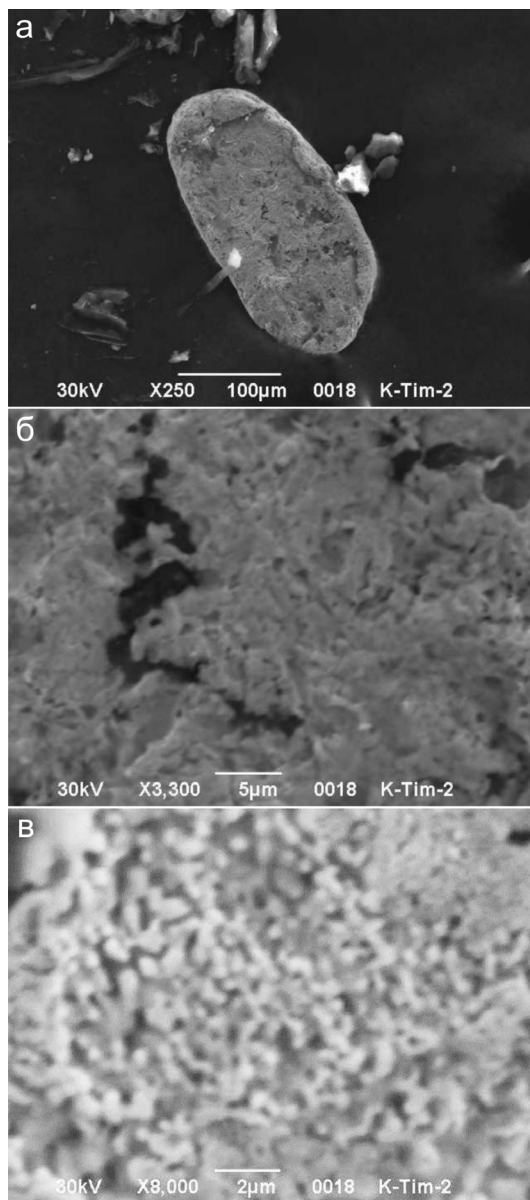


Рис.. Золотина уплощенного облика с валиком по краю, а - общий вид, б - неровная поверхность зерна, в - тонкопористая поверхность зерна

Изученные типоморфные особенности золота: морфология, степень уплощенности, окатанности, округленности, сферичности, деформации золотин, состав пленок и микровключений, химический состав золота свидетельствуют об эпигенетических изменениях частиц золота и достаточно длительном периоде их нахождения в аллювиальных отложениях зоны гипергенеза.

Частицы золота практически полностью утратили исходную формы выделений, характерную для коренного источника, в процессе длительной транспортировки, о чем свидетельствуют высокие средние значения коэффициента уплощенности – 6,07 и коэффициента округленности – 0,88, характер деформаций и поверхности золотин.

Нахождение частиц золота в зоне гипергенеза с одной стороны подтверждается наличием тонкой пленки гидроксидов железа на поверхности исследованных золотин, а также в виде видимого налета и включений бурого цвета. Косвенно об этом свидетельствует химический состав золота, характеризующийся высокой пробой и ограниченным набором элементов-примесей, так как в результате длительного геологического времени существования выделений золота в зоне гипергенеза оно способно очищаться от примесей с формированием высокопробной оболочки [4].

Библиографический список

1. Илатдинов И.Я., Наумов В.А., Осовецкий Б.М. К комплексной оценке месторождения стройматериалов «Усть-Игум» // Мат. регион. науч.-практ. конф. Геология и полезные ископаемые Западного Урала, Пермь, 2005. С. 131-137.
2. Илатдинов И.Я., Осовецкий Б.М. Золото юрских отложений Вятско-Камской впадины. Перм. гос. ун-т. Пермь, 2009. 230 с.
3. Николаева Л. А. Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей. М.: Недра, 1978. 101 с.
4. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Изд-во Наука, 1973. 347 с.
5. Типоморфизм минералов: Справочник / под. ред. Л.В. Чернышевой, М.: Недра, 1989. 560 с.

TYPMORPHIC FEATURES OF THE GOLD DEPOSIT BUILDING MATERIALS UST-IGUM

V.A. Fedorova, I.Ya. Ilaltidinov

ilaltidinov@psu.ru

The typomorphic features of gold from the Ust-Igum building materials deposit are described. The typomorphic features of gold indicate epigenetic changes in gold particles and a rather long period of their presence in alluvial deposits of the hypergenesis zone.

Keywords: gold, mineral typomorphism, hypergenesis.

В.В. Федькин

Институт экспериментальной минералогии (ИЭМ РАН)
им. ак. Д.С. Коржинского, г. Черноголовка

КОРОВЫЕ БАЗИТОВЫЕ ЭКЛОГИТЫ В ПОЛЕ ЗРЕНИЯ GRT- Cpx-Pl-Qz ПАРАГЕНЕЗИСА

Изучены уникальные свойства граната - сохранять свой состав в условиях меняющегося режима метаморфизма и фиксировать их изменения в процессе развития комплекса. Используя эти качества в парагенезисе Grt-Cpx-Pl-Qz, удалось выяснить природу образования контрастных серий пород в эклогит-глаукофансланцевых комплексах: высокобарных будин и включений эклогитов в слабо метаморфизованной толще гнейсосланцевых пород. Установлено, что процессы тектонического меланжа и когерентного развития вмещающего комплекса являются независимыми последовательными этапами единого процесса метаморфической эволюции комплекса.

Ключевые слова: высокобарные комплексы, тектонический меланж, когерентное развитие, Максютровский комплекс, Атбашинский комплекс, PT параметры метаморфизма.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.268

Введение. Высокобарные эклогит-глаукофансланцевые комплексы (ЭГСК), как правило, формируются в зонах сочленения крупных геоструктурных элементов земной коры в условиях постоянной тектонической активности и меняющегося режима метаморфизма [2, 6]. В силу этих обстоятельств, блоки основных пород, метаморфизованные при высоких и сверхвысоких давлениях (HP-UHP), часто включены в виде отдельных тел, будин, прослоев и линз в метаосадочные или гранитоидные породы. Причины контрастных условий метаморфизма эклогитовых будин, блоков и вмещающего их комплекса пород пока до конца не выяснены и вызывают активные дискуссии. Существуют две точки зрения для объяснения данного явления: модель когерентного формирования слоистых толщ - CU-модель [8, 10] и модель тектонического меланжа - TM-модель [12].

С другой стороны, гранат в таких комплексах в равновесии с клинопироксеном, плагиоклазом и кварцем образует наиболее надежную и наиболее доступную минеральную ассоциацию для оценки температуры и давления при формировании высокобарических коровых эклогитов. При этом гранат проявляет уникальные свойства сохранять и

менять свой состав в зависимости от физико-химических условий метаморфизма, в том числе, контрастных, фиксируя его параметры на каждом этапе формирования комплекса.

Объект и методы исследования. Методы минералогической термобарометрии позволяют изучить возможности и свойства граната в качестве индикатора РТ условий формирования коровых базитовых эклогитов и одновременно, оценить значимость концепций формирования контрастных серий пород [4]. Задача решалась на примере двух контрастных эклогит-глаукофансланцевых комплексов - Максютковского (Южный Урал) и Атбашинского (Южный Тянь-Шань) на основе парагенезиса $\text{Grt}+\text{Cpx}\pm\text{Pl}+\text{Qz}$ с использованием $\text{Grt}-\text{Cpx}$ геотермометра [14] и $\text{Omph}-\text{Ab}-\text{Qz}$ геобарометра [13].

Результаты исследования. Максютковский ЭГС комплекс. Максимальные параметры метаморфизма Максютковского комплекса определяются наличием в его составе пород с участием UHP минеральных ассоциаций (в том числе алмаза и коэсита) и на ранней стадии развития могли достигать $T=650-700^\circ\text{C}$ и $P=2,7-3,2$ ГПа [1, 5, 9]. Наши исследования подтверждают топовые параметры проградной и ретроградной стадии начального метаморфизма: $800\rightarrow 900^\circ\text{C}$ и $910\rightarrow 730^\circ\text{C}$ при $P=3,5$ ГПа. Близкие интервалы параметров сопряженных этапов метаморфизма практически совпадают и сохранились в составах сосуществующих фаз в результате тектонического меланжа - быстрого выноса и будинажа эклогитовых тел. Последующие процессы регрессивного и повторного прогрессивного метаморфизма проходили при более низких параметрах, отражая условия этапов более низкого уровня, вплоть до $310-460^\circ\text{C}$ при $P=1,1-1,5$ ГПа [5, 9].

Явления тектонического меланжа (эклогитового будинажа) и когерентного развития вмещающих толщ в процессе формирования комплекса неоднократно повторяются. При этом гранат в высокобарных включениях эклогитовых пород сохраняет свой первоначальный состав, фиксируя условия метаморфизма, как на ранних стадиях развития комплекса, так и в последующих событиях. Зерна граната разной генерации сохраняются даже в одном образце, а при изменении условий метаморфизма прогрессивная зональность граната может меняться на регрессивную и обратно, образуя инверсионную зональность в пределах $X_{\text{рт}}=0,15-0,65$. Состав клинопироксена меняется неохотно и незначительно: $X_{\text{jd}}\sim 0,22-0,40$, а плагиоклаз в процессе эволюции комплекса меняется в основном в сторону его альбитизации. Проградные и ретроградные РТ тренды, построенные по составам $\text{Grt}-\text{Cpx}$ ассоциации, образуют сопряженные пары, характеризующие режимы отдельных этапов (циклов)

развития комплекса. По крайней мере, четыре таких цикла зафиксированы по данным микрозондовых исследований сосуществующих Grt и Sprx на протяжении 200 Ма периода развития комплекса (табл.).

Таблица

*Обобщенные РТ тренды проградно-ретрогранных циклов развития
Максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса [5]*

№	Проградные тренды	Ретроградные тренды	Возраст, Ма
1.	T=800→900 °C, P=3,5 ГПа	T=910→730 °C, P=3,5 ГПа	533±4,6[1] 530-515 [6]
2.	T=500→790 °C, P=2,5→3,0 ГПа	T=740→610 °C, P=2,5→1,4 ГПа	392-485 [5]
3.	T=460→680 °C, P=1,1→1,5 ГПа	T=690→430 °C, P=1,3→1,0 ГПа	360-465 [5] 360-380 [6]
4.	T=310→515 °C, P=0,9→1,2 ГПа	T=545→310 °C, P=1,0→0,6 ГПа	320-335 [5]

Характерно, что РТ интервалы сопряженных проградных и ретроградных трендов совпадают, а временной промежуток между ними практически отсутствует. Это говорит о том, что стадии проградного и ретроградного метаморфизма следовали один за другим практически одновременно, что доказывает их принадлежность к единому этапу развития комплекса. Тем не менее, каждый последующий цикл эволюции комплекса имеет определенную привязку по времени и фиксируется ноообразованием пороодообразующих фаз и/или сменой их состава.

Эти явления в Максютовском комплексе были описаны ранее [7]. Наиболее характерные из них с акцентом на образование контрастных серий пород приведены ниже. В образце 216-1 (рис. 1) из эклогитовой линзы (уч. Караяново) центральная часть крупного зерна граната сохранила следы регрессивного изменения состава от $\text{Prp}_{15}\text{Alm}_{57}\text{Sps}_2\text{Gros}_{26}$ до $\text{Prp}_{14}\text{Alm}_{61}\text{Sps}_2\text{Gros}_{23}$, фиксируя РТ условия второго этапа метаморфизма (табл. 1). Она отделена от внешней зоны каймой низкотемпературных минералов $\text{Chl}+\text{Gln}+\text{Mu}+\text{Pl}+\text{Qtz}+\text{Ilm}$, которая, возможно, экранировала ядро кристалла от воздействия изменившихся условий следующего этапа. В результате, во внешней оболочке образовался гранат с противоположной прогрессивной зональностью от $\text{Prp}_{19}\text{Alm}_{58}\text{Sps}_1\text{Gros}_{20}$ до $\text{Prp}_{26}\text{Alm}_{60}\text{Sps}_2\text{Gros}_{12}$, которая отражает условия следующего, проградного этапа развития комплекса.

Таким образом, гранат, зародившийся в эклогитовой породе в высокотемпературных условиях, после ее подъема и возможного будинирования, сохраняется и продолжает существовать на этапе когерентного развития комплекса. При этом, в его составе все еще сохраняются параметры предыдущих событий, не смотря на смену направления (РТ тренда) метаморфизма.

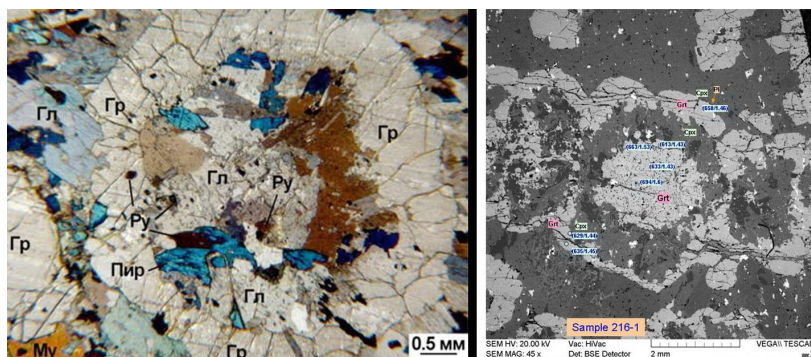


Рис. 1. Порфиробласты граната в Grt-Cpx-Gln эклогите (обр. 216-1) [7]. Крупный кристалл граната с инверсионной зональностью: регрессивной 695 °C/1.6 GPa→615 °C/1.4 GPa в центре зерна и слабо прогрессивной 630 °C/1.44 GPa→660 °C/1.46 GPa в краевой зоне. Структура зерна (слева) отражает последовательный рост граната, его циклический характер и мозаичность термодинамического равновесия. Цифры на правом снимке - температура (°C)/давление (ГПа)

Похожая ситуация разнонаправленной кристаллизации граната зафиксирована в будинированных эклогитах участка Антинган. В обр. 185b-1 идиоморфный порфиробластовый гранат относительно свежего облика, практически не содержит включений, имеет слабую трещиноватость параллельно сланцеватости породы (рис. 2a). В равновесии с клинопироксеном он показывает проградный РТ тренд в интервале 473-657 °C. В высокотемпературных породах, при $T > 620-660$ °C, плагиоклаз практически не встречается, и давление проградного роста зерна оценить не удалось. В том же образце эклогита присутствуют и более измененные зерна граната. Они трещиноваты, переполнены включениями низкотемпературных минералов, среди которых встречаются и мелкие зерна кислого плагиоклаза ($Pl_{0.95}-Pl_{0.90}$), позволяющие оценить величину равновесного давления. Трещиноватость в кристаллах граната не совпадает со сланцеватостью породы. Скопления кварца, сфена и глаукофана в виде изгибающихся струек, обтекающих порфиробласты, создают теневую структуру волочения, вращения и перемещения (рис. 2b). Зональность граната в таких зернах меняется на обратную: 594→498 °C, что свидетельствует об активном воздействии на породу ретроградного метаморфизма и о переходе от стадии тектонического меланжа к процессу когерентного развития комплекса в интервале РТ параметров третьего проградно-ретроградного цикла: $T=470→660$; $620→520$ °C при $P=2,0→1,5$ ГПа.

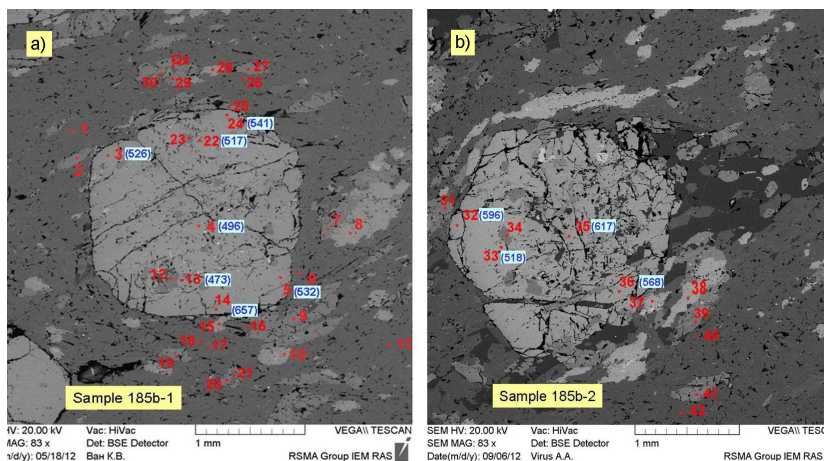


Рис. 2. Прогротно-ретроградный гранат из линзы эклогита во вмещающем Grt-Gln-Mu-Qz сланце, обр. 185b, участок Антинган, Максютковский комплекс: а – прогрессивное зерно граната, сохранившееся в результате тектонического меланжа; б – гранат, измененный в процессе когерентного развития комплекса на регрессивной стадии метаморфизма

Характерное поведение граната с изменением его состава в процессе формирования контрастных пород в ЭГСК можно видеть в экологитовом прослое среди вмещающих Grt-Cpx-Gln-Mu-Qz сланцев (рис. 3). В экологитовом прослое гранат имеет разнонаправленную зональность. В центральной его части в крупных разрушенных кристаллах граната сохранилась прогрессивная зональность начального этапа экологитообразования (622–680 °C). Причем, чем крупнее зерно граната, тем выше верхняя температура прогрессивного тренда зональности. По мере продвижения к контакту с вмещающей породой зональность граната меняется на обратную 770→677→619 °C, которая на границе с матрицей постепенно усиливается: 744→673, 691→547 °C, фиксируя регрессивное влияние вмещающего комплекса. В отдельных зернах можно наблюдать инверсионную зональность граната, что говорит о цикличности процесса формирования породы на когерентном этапе в квазиравновесных условиях. Низкотемпературные новообразованные мелкие зерна граната в основной массе вмещающей породы завершают процесс ретроградного развития комплекса. Они почти не содержат включений и регистрируют относительно низкие проградные тренды в интервале $T \sim 490\text{--}565\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Характерно, что клинопироксен на всех участках эколо-
гического просоя и в основной массе вмещающей породы сохраняет

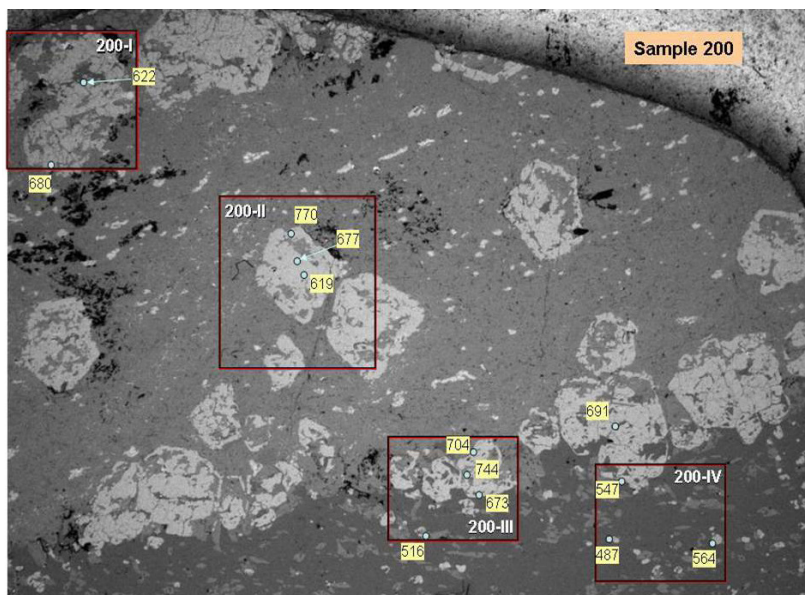


Рис. 3. Разнонаправленная зональность граната в эклогитовом прослое среди вмещающих Grt+Cpx+Gln+Mu+Qz сланцев. В прямоугольниках показаны отдельные участки микрозондовой съемки. Цифры – температура (°C) по Grt-Cpx равновесию устойчивый состав в пределах $X_{\text{Jd}}=0.34-0.41$, и лишь зональность граната от $\text{Prp}_{11.6}\text{Alm}_{60.8}\text{Sps}_{1.2}\text{Gr}_{26.4}$ – в центре, до $\text{Prp}_{21.4}\text{Alm}_{64.6}\text{Sps}_{2.4}\text{Gr}_{11.6}$ – на краю фиксирует максимальный разброс температур ($>280^\circ\text{C}$) при формировании данной породы. Контрастный характер эклогита и сланца исчез на их контакте, как только между ними было достигнуто термодинамическое равновесие.

Атбашинский эклогит-глаукофансланцевый комплекс входит в систему внутриконтинентального Урало-Тянь-Шаньского герцинского складчатого пояса. Он примыкает к НР-УНР метаофиолитовому поясу «Китайский западный Тянь-Шань» и приурочен к важнейшей тектонической границе между северным и южным Тянь-Шанем - глубинному разлому Канск-Атбаша. Пестрый состав вмещающих пород - пелитовых, пелит-полевошпатовых, мафитовых, кварц-карбонатных пород, кварцитов и кварцитосланцев, не имеет четких признаков НР/УНР метаморфизма [3]. Максимальное давление их образования не превышает 5-7 кбар, в то время как эклогитовые и эклогитоподобные (Grt-Cpx, Grt-Cpx-Gln) минеральные ассоциации свидетельствуют о более высоких РТ параметрах: Р до 14-15 кбар (иногда до 17-19 кбар) в интервале температур 300-600 °C [2].

Для Атбашинский эклогит-глагофансланцевого комплекса, рассматриваются обе модели формирования контрастных структур, но остаются спорными [11]. Возраст метаморфизма эклогит-глагофановых пород комплекса определен как 320-360 млн. лет [6], хотя имеются и более древние датировки - 520-550, до 1100 млн. лет. Последовательный переход от эклогитов к Grt-Gln породам, кварцитосланцам и хлоритовым диафоритам выстраивает типичный для областей внутриконтинентальных шовных структур тренд изменения РТ условий метаморфизма типа “clockwise” с низким (~10 град./км) геотермическим градиентом на начальном этапе развития. Прогрессивная направленность метаморфических процессов, зафиксирована в прогрессивной зональности главнейших породообразующих минералов – граната, клинопироксена, плагиоклаза. Ретроградная трансформация горных пород проходила на фоне интенсивного кислотного выщелачивания и магнезиального метасоматоза [3].

Массовые определения параметров образования Grt-Cpx ассоциаций из контрастных серий пород комплекса демонстрируют принципиально разную эволюционную историю их формирования. В центральных участках крупных эклогитовых будин и отдельных изолированных телах прогрессивная зональность граната ($X_{\text{Prp}}=0,11-0,53$) и омфацитовый состав пироксена ($X_{\text{Jd}}=0,4-0,6$) фиксируют прогрессивные Р-Т тренды метаморфизма с параметрами до $T=650-700$ °C и $P=14-15$ кбар. (рис. 4а).

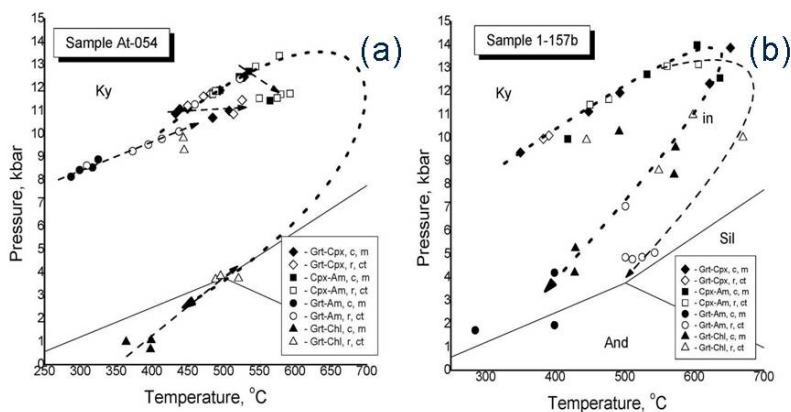


Рис. 4. Р-Т условия образования высокобарных (НР) пород эклогит-глагофансланцевого комплекса Атбаш, сохранившихся в результате/процессе тектонического меланжа: (а) – прогрессивный Р-Т тренд в эклогите из центральной части будины; (б) – сопряженные прогрессивные Р-Т тренды в Grt-Cpx и Grt-Am ассоциациях из Grt-Cpx-Am гнейса на контакте с эклогитом во вмещающем Grt-Gln-Chl сланце

Эти условия возникли на ранней стадии формирования комплекса и сохранились в телах эклогитов в результате тектонического меланжа. Контактующие с ними породы – Grt-Am гнейсы и сланцы сохранили следы проградного метаморфизма будин, развивая эклогитовый РТ тренд в область низких температур до $T=300-550^{\circ}\text{C}$ при $P=8-10$ кбар (Рис. 4а). По мере удаления от центральной части будины, в краевых частях эклогитовых тел и в их ближнем окружении проградные изменения в составе сосуществующих фаз охватывает все более широкий спектр составов эклогитов и окружающих пород, в которых сохраняются достаточно высокие параметры и прогрессивная направленность Grt-Cpx и Grt-Am трендов. В то же время в низкobarных Grt-Chl ассоциациях матрицы проявляются отрицательные РТ тренды (рис. 4б).

Когерентная стадия развития комплекса характеризуется заметным снижением давления в Grt-Am парагенезисе до 5-6 кбар при $T=550-600^{\circ}\text{C}$ и существенным разворотом РТ трендов по часовой стрелке – “clockwise” (рис. 5). В Grt-Gln-Chl-сланцевой толще происходит смена проградных РТ трендов на ретроградные, исчезновение из разреза эклогитов и Grt-Cpx ассоциаций, формирование разнонаправленной зональности минералов. Прогрессивная зональность основных эклогитовых минералов (Grt, Cpx и др.) меняется на обратную, фиксируя начало ретроградного этапа метаморфизма. В Grt-Cpx и Grt-Cpx-Gln кристаллических сланцах в составе матричного комплекса образуется

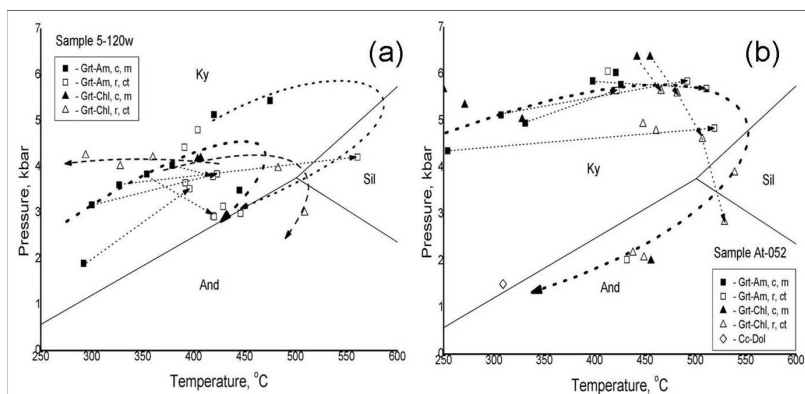


Рис. 5. Когерентная стадия развития эклогит-глаукофансланцевого комплекса Атбаши: (а) - смена направления Р-Т трендов метаморфизма по часовой стрелке (“clockwise”) в Grt-Am и Grt-Chl парагенезисах; (б) – заключительная стадия когерентного формирования Атбашинского комплекса в условиях ретроградного низкobarного метаморфизма

пироксен второй генерации с минимальной долей жадеитового компонента ($X_{jd}=0,03-0,08$). В равновесии с гранатом такой состав показывает параметры, принципиально отличные от НР условий образования эклогитовых будин. Широкий спектр составов пород гнейсосланцевой толщи образует серию разнонаправленных трендов индивидуальных минеральных пар, характеризующих условия их совместного, когерентного происхождения.

В низкотемпературных хлоритовых сланцах и диафоритах вмещающего комплекса в Grt-Chl ассоциациях фиксируются ретроградные РТ тренды метаморфизма от $P=4.0-3.5$ кбар и $T=550-500$ °С, до $P=2,0-1,2$ кбар и $T=450-300$ °С, которые относятся к конечному этапу его когерентного развития.

Выводы и заключение. Гранат, зародившийся в эклогитовой породе в высокобарных условиях, после ее подъема в результате тектонического меланжа и возможного будинирования, остается стабильной фазой и проходит все стадии развития террейна от УНР этапа в области устойчивости алмаза и коэсита до пород гнейсосланцевого комплекса средней и низкой ступеней метаморфизма. Гранат в таких породах имеет разнонаправленную, подчас инверсионную зональность, которая часто наблюдается в одном образце (рис. 1), а проградные и ретроградные РТ тренды, построенные по составам Grt-Cpx ассоциации, образуют сопряженные пары, характеризующие режимы отдельных этапов (циклов) развития комплекса.

Формирование контрастных пород эклогитовых комплексов происходит в результате тектонического меланжа и когерентной стадии развития гнейсосланцевой толщи. Гранат является чувствительным индикатором условий образования и свойств контрастных групп пород в ЭГСК. Состав и зональность граната фиксирует отчетливые признаки тектонического меланжа. Это - проградная направленность РТ трендов метаморфизма, прогрессивная зональность ключевых минералов, максимальные значения главных параметров их состава: X_{Prp} , X_{jd} , X_{Ab} . Для когерентного этапа развития комплекса характерны: отрицательная зональность минералов, минимальные показатели критических параметров состава, смена направления РТ трендов эволюции метаморфизма типа "clockwise", синскладчатое формирование эклогитовых прослоев и линз во вмещающей гнейсосланцевой толще. В многоступенчатой истории Максютковского ЭГСК эти процессы разобщены по времени и часто повторяются на разных стадиях развития комплекса. В одноактном Аташтинском ЭГСК оба процесса идут последовательно, в едином ключе эволюции метаморфизма. Явления тектонического меланжа и

когерентного развития эклогит-глаукофансланцевых комплексов представляют собой два независимых этапа общего процесса метаморфической эволюции. Характерными признаками перехода от режима тектонического меланжа к когерентному этапу развития комплекса являются смена направления РТ трендов метаморфизма и обратная (регрессивная) зональность реперных минералов.

Однако не стоит переоценивать значение этих различий, поскольку в процессе развития комплекса в силу вовлечения ранее образованных пород в последующие метаморфические события, они стираются и делаются менее заметными и эффективными.

Библиографический список

1. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Жадеит-гроссуляровый эклогит максутовского комплекса, Южный Урал // Литосфера. 2013. Т. 4. С. 50—61.
2. Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Глаукофансланцевые пояса. // Метаморфические комплексы Азии. Н: Наука, 1977. С. 283-288.
3. Котова Л.С. Петрохимическая эволюция эклогит-глаукофансланцевого комплекса хребта Атбаша (Южный Тянь-Шань). // Геохимия магматических и метаморфических образований Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1989. С. 110-127.
4. Федькин В.В. Минералогическая геотермобарометрия в развивающихся метаморфических системах. // Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий. // М.: Наука, 2004. Т. 2. С. 172-187.
5. Beane, R.J., Leech, M.L. The Maksyutov Complex: The first UHP terrane 40 years later. // Convergent Margin Terranes and Associated Regions // Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 2007. V. 419. P. 153—169.
6. Dobretsov, N.L., Shatsky, V.S., Coleman, R.G., Lennykh, V.I., Valizer, P.M., Liou, J.G., Zhang, R., and Beane, R.J. Tectonic setting of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Maksutov Complex, Ural Mountains, Russia. // Intern. Geology Review, 1996. V. 38. P. 136-160.
7. Fedkin V.V. Four Stages of the Thermal Evolution of Eclogites from the Maksyutov Complex (South Urals). // Russian Geology and Geophysics. 2020. V. 61. P. 543—558.
8. Hacker, B.R., Andersen, T.B., Johnston, S., Kylander-Clark, A.R.C., Peterman, E.M., Walsh, E.O., Young, D. High-temperature deformation during continental-margin subduction & exhumation: the ultrahigh-pressure Western Gneiss Region of Norway // Tectonophysics. 2010. V. 480. P. 149-171.
9. Leech, M. L., and Ernst, W. G. Petrotectonic evolution of the high- to ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, Karayanova area, south Ural Mountains, Russia: structural and oxygen isotopic constraints. // Lithos, 2000. V. 52. P. 235-252.
10. Liu, F., Xu, Z., Yang, J., Maruyama, S., Liou, J.G., Katayama, I., Masago, H. Mineral inclusions of zircon and UHP metamorphic evidence from paragenesis and orthog+neiss of pre-pilot drillhole CCSD-PP2 in north Jiangsu Province, China. // Chin. Sci. Bull., 2001. V. 46. P. 1038—1042.
11. Lü Z., Bucher K. The coherent ultrahigh-pressure terrane of the Tianshan metaophiolite belt, NW China. // Lithos, 2018, V. 314-315. P. 260-273.
12. Meyer, M., Klemm, R., Hegner, E., Konopelko, D. Subduction and exhumation mechanisms of ultra-high and high-pressure oceanic and continental crust at Makbal (Tianshan, Kazakhstan and Kyrgyzstan). // J. Metamorph. Geol., 2014. V. 32. P. 861-884.
13. Perchuk A.L. New variant of the omphacite-albite-quartz geobarometer taking into account the structural states of omphacite and albite. Dokl. Akad. Nauk, 1992. V. 324, No. 6, P. 1286—1189 (in Russian).

14. *Powell R.* Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene Geothermometer revisited. // *J. Metamorph., Geol.*, 1985, v. 3, p. 231–243.

CRUSTAL BASIC ECLOGITES IN THE FIELD OF VIEW OF THE GRT-CPX-PL-QZ PARAGENESIS

V.V. Fedkin

The unique properties of garnet have been studied - to preserve their composition under the conditions of a changing regime of metamorphism and to record these changes in the process of development of the complex. Using these qualities in the Grt-Cpx-Pl-Qz paragenesis, it was possible to elucidate the nature of the formation of contrasting series of rocks in eclogite-blueschist complexes: high-pressure boudins and eclogite inclusions in a weakly metamorphosed sequence of the gneisseschist rocks. It has been established that the processes of tectonic melange and coherent development of the host complex are independent successive stages of a single process of metamorphic evolution of the complex.

Keywords: high-pressure complex, tectonic melange, coherent development, Maksyutov complex, Atbashi complex, PT parameters of metamorphism.

УДК 902/904 (470.53)

И.И. Чайковский¹, Е.П. Чиркова¹, М.Ю. Мулыгин²

¹Горный институт УрО РАН, г. Пермь

²ПАО «Уралкалий», г. Березники

СОСТАВ СЕРЕБРЯНЫХ И СТЕКЛЯННЫХ ИЗДЕЛИЙ СРЕДНЕВЕКОВОГО ПРИКАМЬЯ (НА ПРИМЕРЕ ЛЫСЬВЕНСКОГО КЛАДА)

Изучен химический состав ряда серебряных монет, предметов погребального обряда и украшений, а также стеклянных бус средневекового Прикамья. Установлены высокая пробность серебра и незначительная примесь меди, использование в процессе их изготовления серебряной и золотой амальгам, сульфидно-серебряный (акантитовый) состав черни, пайка серебра смесью серебряного порошка с угольно-древесной пылью и, реже, оловом. Стеклянные бусы изготавливались из кварцевого песка, доломитизированного известняка и золы пустынных растений с использованием красителя (CuO) и глушителя (SnO₂).

Ключевые слова: химический состав средневековых изделий из серебра и стекла, технологии обработки, и вероятные источники.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2023.279

В приустье р. Лысьвы у слияния с Камой напротив южной окраины г. Соликамск местными рыбаками были найдены остатки кожаной сумки, в которой находился лом бронзовых украшений и единичные фрагменты серебряных и стеклянных изделий. Предварительная разбраковка материала показала их принадлежность к различным археологическим культурам. Для атрибуции найденных артефактов из серебра и стекла, определения химического состава, вероятных источников, использованной технологии изготовления и определения научного значения изделия исследовались на сканирующем электронном микроскопе VEGA 3 LMN с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа Oxford Instruments INCA Energy 250/X-max 20. Он позволяет не только наблюдать детали поверхности, но и выполнять локальный химический анализ на участках размером в несколько микрон. Исследуемые изделия представлены монетами, погребальными и декоративными украшениями из серебра и стеклянными бусами.

Монеты. Среди исследованных предметов установлены две серебряные монеты: арабская и русская (рис. 1). Арабская монета представлена фрагментом, вероятно отрубленным от дирхема, который был

самым популярным и распространенным типом серебряной монеты на Руси с VIII по XI века и чеканился из отборного высокопробного серебра в Арабском Халифате. На Руси он стал основой собственной монетной



Рис. 1. Аверс, реверс и сетчатый гурт русской монеты и фрагмент арабского дирхема

системы, сначала в резанном виде (т.н. резан), а затем – как сырьё для производства русских серебряников. Данная монета весьма похожа на саманидский дирхем, отчеканенный в Самарканде в 819-842 гг.

Русская монета относится к так называемой чешуе (проволочной, капельной), которая чеканилась с середины XIV века до 1717 г. из высокопробной (795-930) серебряной проволоки. На ней нет оттиска, вероятно из-за брака, но наличие сетчатого гурта, появившегося с 1709-г., позволяет отнести ее производство к довольно узкому временному диапазону (1709-1717 гг.). Химическим анализом определена высокая пробность серебра и незначительная примесь меди в монетах: дирхем –1,33, а чешуя –4,65 мас. %.

Предметы погребального обряда. Обрядовые знаки представлены серебряной маской и фрагментами диска толщиной 0,1 мм и 0,05 мм, соответственно (рис. 2, 3). Два из четырех видимых выступов на диске покрыты позолотой.

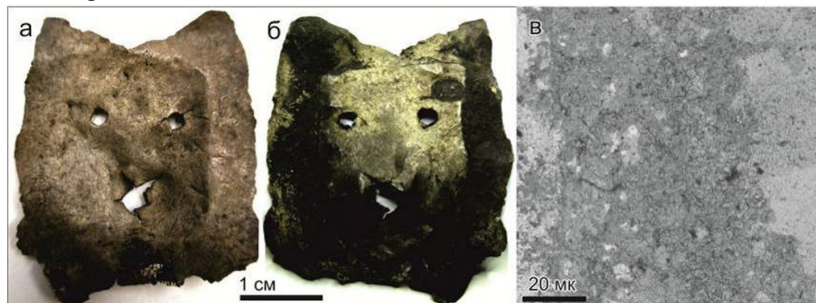


Рис. 2. Лицевая (а) и обратная (б) стороны серебряной маски и темная корочка оксида олова на обратной стороне (в)

Маска клалась на лицо умершего как знак ухода из мира живых, а диск, который делался посредством сплющивания настоящих монет, имитировал монету для перевозчика через реку подземного царства [15]. Традиция существовала в средневековом (VI-X вв) Прикамье, Западной Сибири и у языческого населения ранней Волской Булгарии [1, 5, 15], появившись вместе с отступившими на север под натиском гуннов военными отрядами сарматов, которые переняли ее в греческих городах-колониях Боспорского царства.

Исследование показало, что маска характеризуется следующим составом (Cu-1,54; Ag-98,46 мас. %) и наличием на обратной стороне пленки из гидроксида олова с незначительной (первые %) примесью меди, серебра и свинца, образовавшейся, вероятно, за счет окисления оловянного припоя.

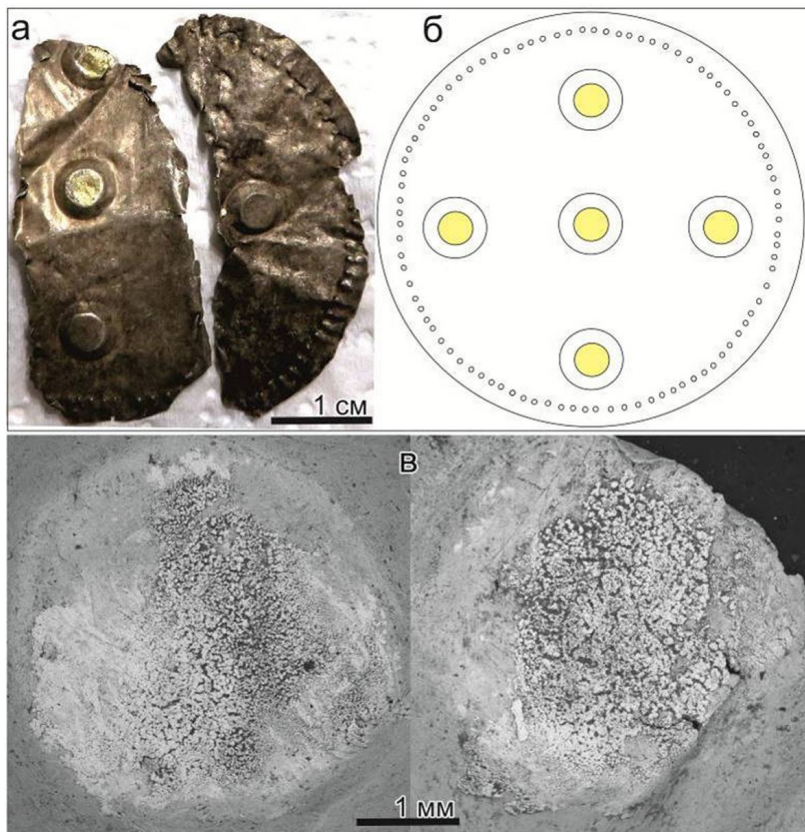


Рис. 3. Фрагменты диска (а), его предполагаемая реконструкция (б) и светлые пленки амальгамы золота (в) на выступах

Исследованный диск состоит из высокопробного серебра (Cu-4,2; Ag-95,8 мас.%), а часть выступов покрыта серебряной (Ag-84,92 Hg-15,08) и золотой (Ag-4,32; Au-84,76; Hg-10,90 мас.%) амальгамами. Они обеднены ртутью даже в сравнении с самой бедной ртутью амальгамой – евгенитом $\text{Ag}_{11,86}\text{Hg}_{1,33}$ и $\text{Ag}_{0,99}\text{Au}_{10,66}\text{Hg}_{1,36}$.

Золочение с помощью амальгамирования было известно еще в древнем Египте. В Волжской Булгарии позолота (без указания метода нанесения) отмечается на пластинчатых обоях с циркульным штампованным орнаментом и на дисках с чеканным орнаментом начиная с VIII–IX вв. [9]. В Древней Руси метод был известен как метод «жженого золота» и начал широко использоваться с IX века.

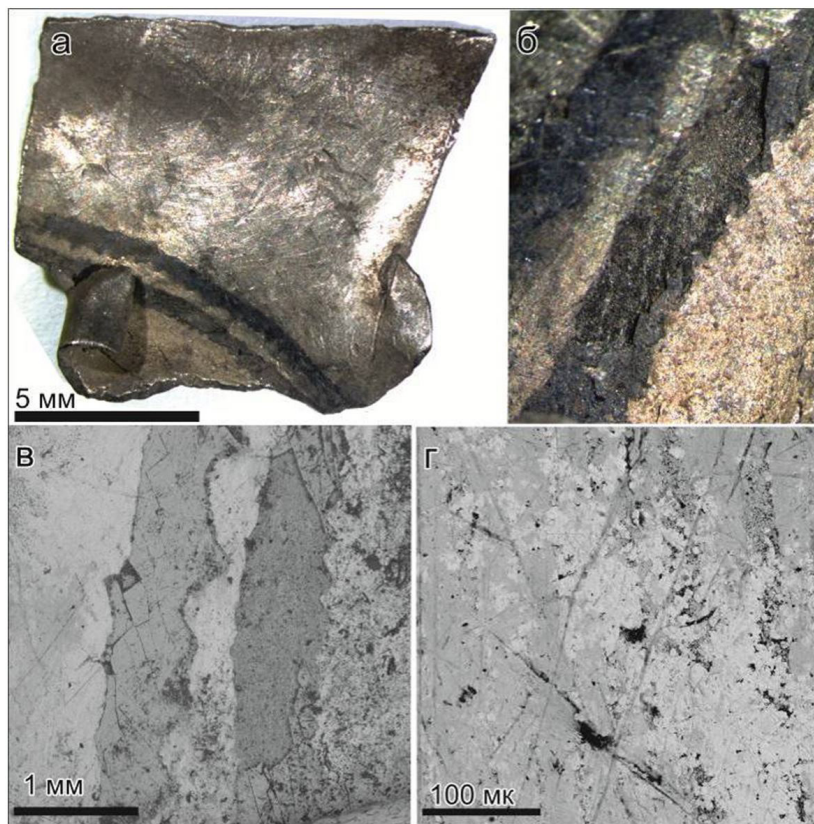


Рис. 4. Фрагмент бляхи (а) с двумя полосами черни (б, в) и пленкой золотой амальгамы (г)

Изделие с чернью представляет собой фрагмент, возможно, подвески или бляхи, с двумя полосами, выполненными чернью (рис. 4). Данная ювелирная техника заключалась в заполнении выгравированных углублений на поверхности серебра или меди порошкообразными сульфидами (серебра, свинца, меди, олова), с последующими спеканием и полировкой. Чернение серебра было известно ещё в античном мире. На Руси получило развитие в X–XIII вв., а Волжской Булгарии – в XI–XIV вв. [7, 9]. Мотив рисунка не позволяет связать изделие с какой-либо археологической культурой или регионом.

Сама бляха состоит из чистого серебра. Чернь сложена только серой и серебром (S 11,69–12,10; Ag 88,31–87,90 мас.%), а ее состав отвечает почти идеальной формуле акантита $\text{Ag}_{2,05-2,08}\text{S}_{0,95-0,92}$.

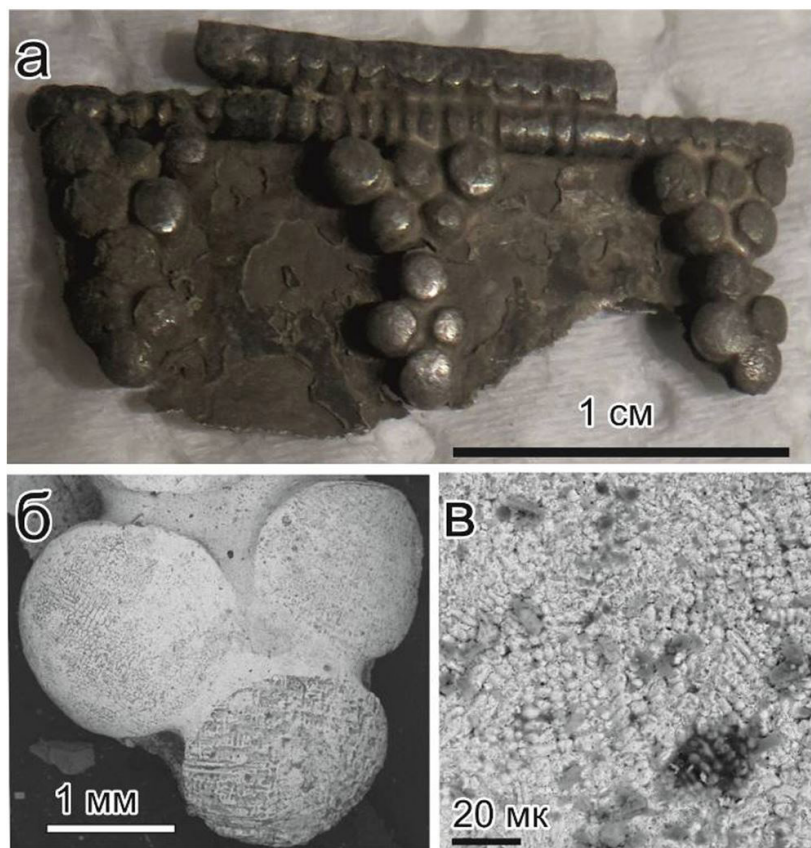


Рис. 5. Фрагмент серебряного украшения со скано-зерновым узором (а), скелетное строение зерна (б) и зернистое строение припоя (в)

Кроме черни на бляхе зафиксированы фрагменты двух пленок амальгамы: серебряной ($\text{Ag } 80,53; \text{Au } 1,70; \text{Hg } 17,76$) и золотой ($\text{Ag } 12,99; \text{Au } 80,46; \text{Hg } 6,56$ мас.%), которые наносились раньше черни. И та и другая амальгамы могут быть пересчитаны на обедненный ртутью евгенит ($\text{Ag}_{11,50}\text{Au}_{0,13}\text{Hg}_{1,36}$) ($\text{Ag}_{2,78}\text{Au}_{9,46}\text{Hg}_{0,76}$). Недостаток ртути может быть связан с ее потерей при прокаливании.

Изделие со скано-зерновым узором представляет собой фрагмент плоской пластины с напаянными шариками (зернью) и крученой проволокой (скань).

Украшение серебряных и золотых изделий сканью и зернью появилось в Пермском Предуралье в V–VI вв. [8] вероятно с территории

Южного Урала с изделиями «харинского» типа, которые связывались с позднесарматской миграцией. Для Волжской Булгарии изделия со скано-зерневым узором были типичны для XI – начала XII вв. [9].

Химический анализ показал (табл. 1), что все детали изделия представлены высокопробным серебром (94,27–99,27 мас. %). Кроме постоянной примеси меди (0,73–3,74 мас. %) отмечены небольшие количества ртути и свинца. Вариации состава отдельных шариков зерна может говорить об их производстве в мастерской из различных слитков. Они характеризуются скелетным (дендритным) строением, что отражает быстрое остывание капель расплава. Зернистое строение скрепляющего их припоя, состоящего из гранул размером 2-5 мк, свидетельствует о том, что пайка проводилась путем сплавления серебряной пудры. Пайка золотых изделий смешиванием золотого порошка с угольно-древесной пылью была известна в древнем Египте еще во втором тысячелетии до нашей эры.

Таблица 1

*Химический состав элементов украшения
со скано-зерневым узором, масс. %*

эле- мент	пла- стина	прово- лока	шарики зерна					при- пой
Cu	2,72	2,55	0,73	2,84	2,37	3,44	3,62	3,74
Ag	97,28	97,45	99,27	95,2	97,63	94,42	94,27	96,26
Hg	0	0	0	1,96	0	2,15	0	0
Pb	0	0	0	0	0	0	2,11	0

Бусина бледно-желтого цвета с металлической серебряной прокладкой («серебростеклянная», «серебрёная пронизка», «двойник», «ложнозолоченая») (рис. 6). Скол на поверхности, вскрывший серебряную фольгу, вызвал ее почернение. Технология изготовления золоченых (и серебряных) бус появилась в Египте в 323-30 годы до н.э. Находки таких бус известны в археологических памятниках первой половины I тысячелетия нашей эры в Индии, Малой и Средней Азии, Сибири, Северном Кавказе, Крыму, на Нижней и Средней Волге [4]. В неволинских могильниках Прикамья «серебростеклянные» бусы датируются VII-IX вв. [3]. Технология изготовления таких бусин была освоена и русскими мастерами в домонгольское время [13].

Фрагменты бусин бледно-зеленого и голубого цвета характеризуются корродированной поверхностью (рис. 7).

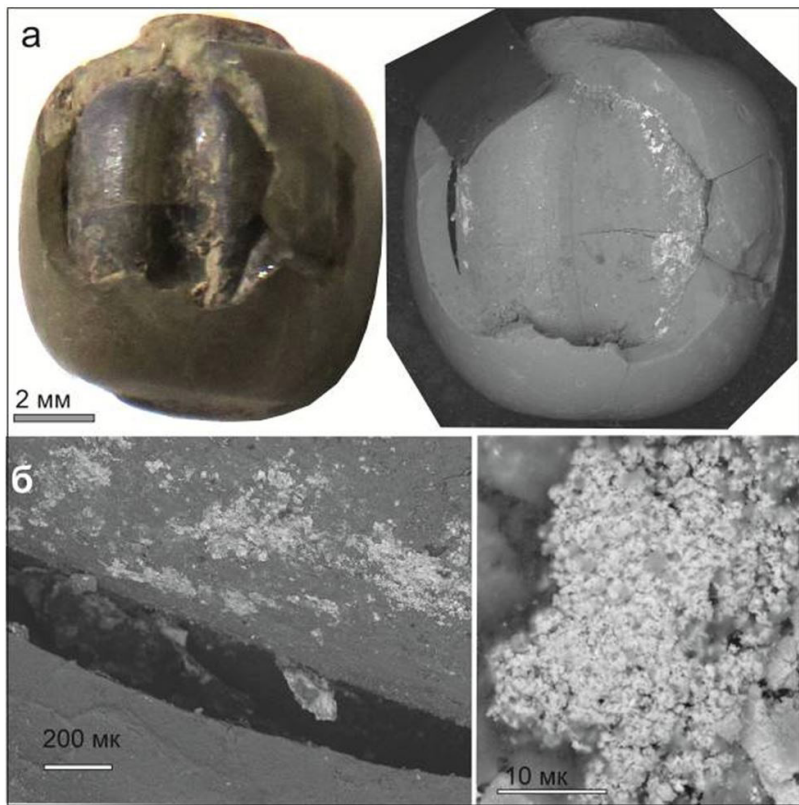


Рис. 6. Бледно-желтая бусина с реликтами серебряной фольги (а – общий вид, б – сульфид серебра)

Фрагменты двух глазчатых бус (с выпуклыми глазками) состоят из пористой темной зелено-коричневой бусины с частицами нерасплавленных микровключений, на которую нанесены глазки, состоящие из 4-х слоев: белого, темного зелено-коричневого, белого и голубого (рис. 8). Их поверхность также подвержена коррозии, особенно темного зелено-коричневого стекла. Глазчатые бусы схожей расцветки встречаются в VIII–IX вв. на Северном Кавказе и Крыму [4] и VII–IX вв. в Прикамье [3].

Химический анализ серебрясодержащей фазы показал, что почернение фольги обусловлено его сульфидизацией, что типично для серебра. Анализ стекла показал весьма существенные вариации состава (табл. 2).

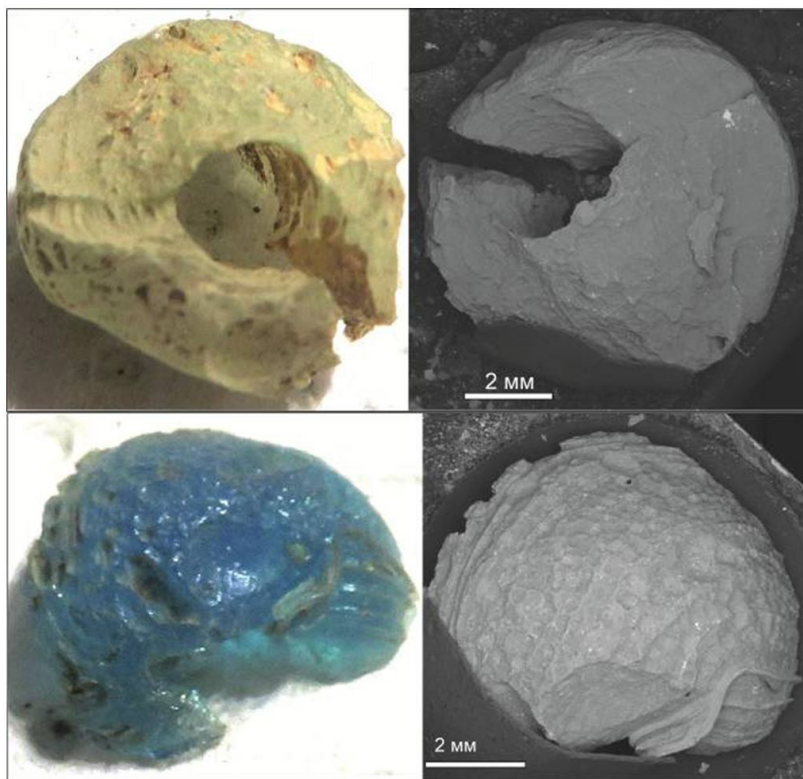


Рис. 7. Фрагменты бледно-зеленой и голубой бусин

Основными компонентами древних стекол являются кремнезем, щелочи (Na_2O , K_2O), щелочные земли (MgO , CaO), глинозем и оксид свинца. Содержание последнего не превышает 0,87 мас. %, что говорит об отсутствии среди исследованных объектов свинцовых стекол. Нет в их составе и обесцвечивателей (Mn , Sb). Среди красителей отмечена только медь (0,78–2,50 мас. % CuO) в голубой бусине и голубых «глазках», а глушителей – олово (0,6–1,1 мас.% SnO_2) в белом стекле глазчатых бус.

Соотношение щелочей в стекле отражает преобладание натрия, который добавлялся в виде соды и/или золы пустынных растений (галофитов), или калия, вносимого в виде поташа и/или золы древесных растений умеренной зоны. Использование золы галофитов характерно для стекловарения Византии, особенно для периода X–XII вв [14].

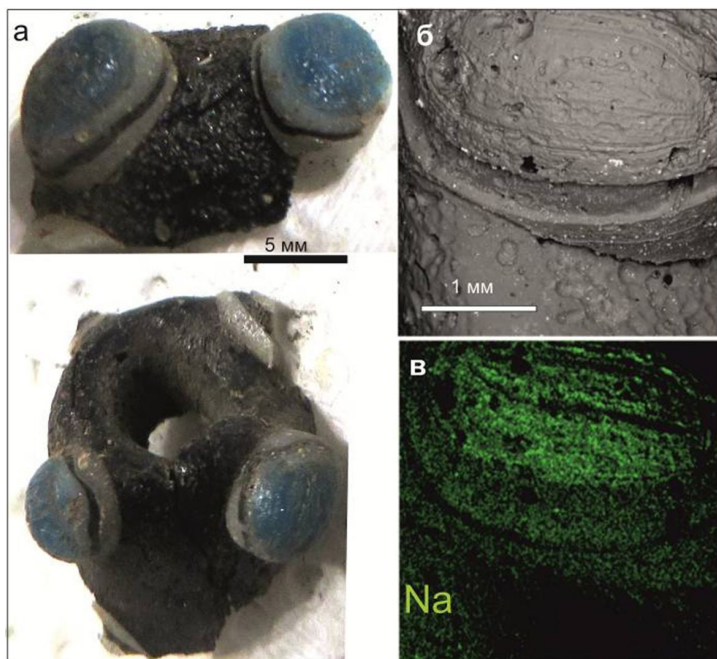


Рис. 8. Общий вид фрагментов глазчатых бусин (а), электронное изображение одного из участков (б) и карта распределения примеси натрия на нем (в)

На графике $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ видно (рис. 9), что все стекла, кроме основы глазчатых бус, являются щелочными легкоплавкими (менее 1350°C), существенно натриевыми, что отражает связь сырья или стекла с южными засушливыми регионами.

Использование диаграммы в координатах $\text{MgO}-\text{CaO}$ (рис. 10) свидетельствует применении в составе шихты доломитизированного известняка, кроме бледно-зеленой бусины, для которой предполагается участие магнезитсодержащего сырья, или даже солей (хлорида или сульфата) магния.

Привлечение химических анализов стекол с Прикамских могильников (Верхний Ирьяк и Мокино), связываемых гляденовской (II-IV вв.) культурой и харинским этапом (V-VI вв.) соответственно [6], говорит об их принципиальном отличии от состава исследованных бус и поступлении в регион изделий из различных регионов.

Использование диаграммы Ю.Л. Шаповой [13] дает основание связывать исследованные бусы с провинциально-римскими традициями стекловарения (рис. 11).

Таблица 2

Химический состав стекол, составляющих бусы, мас.%

	1	1	2	2	3	3	4
Na ₂ O	10,45	10,26	16,06	8,40	8,26	8,28	2,47
MgO	3,47	3,48	8,45	6,09	3,77	2,85	1,92
Al ₂ O ₃	2,45	2,72	1,71	2,44	2,12	4,29	2,60
SiO ₂	74,94	71,68	65,59	78,42	74,83	73,66	81,48
P ₂ O ₅	0	1,57	0	0	0,37	0	0,65
SO ₃	0	0,46	0,24	0	0,29	0	0,89
Cl	0,52	0,59	0,81	0,39	1,42	1,17	1,24
K ₂ O	1,76	1,84	2,14	1,13	2,00	2,12	1,80
CaO	5,68	6,07	4,66	2,64	5,75	4,95	6,13
FeO _{sum}	0,72	1,07	0,35	0,49	0,41	0,41	0,82
CuO	0	0,25	0	0	0,78	1,40	0
PbO	0	0	0	0	0	0,87	0
	4	4	4	4	4	5	5
Na ₂ O	4,04	3,17	3,86	3,56	3,52	12,11	10,72
MgO	2,07	2,13	2,06	1,96	1,74	2,39	2,34
Al ₂ O ₃	2,93	2,83	3,10	3,77	3,38	2,52	2,41
SiO ₂	80,05	81,12	80,73	79,52	81,22	68,84	69,31
P ₂ O ₅	0,67	0,76	0,73	0,74	0,77	0,45	0,43
SO ₃	0,82	0,95	0,94	0,78	1,06	0,39	0,45
Cl	1,15	1,03	0,83	0,82	0,74	0,99	1,06
K ₂ O	1,96	1,42	1,59	1,57	1,37	2,89	3,07
CaO	5,40	5,40	5,11	5,21	4,87	5,72	6,13
FeO _{sum}	0,89	0,86	0,84	1,03	0,99	0,88	0,89
CuO	0	0,33	0,19	0,32	0,34	2,30	2,50
PbO	0	0	0	0,72	0	0,52	0,68
	6	6	6	6	6	6	
Na ₂ O	5,61	5,36	6,12	5,32	4,30	6,15	
MgO	2,34	2,30	2,39	2,30	2,36	2,26	
Al ₂ O ₃	3,14	3,11	3,03	3,06	3,24	2,95	
SiO ₂	75,98	76,88	76,40	77,19	77,69	76,01	
P ₂ O ₅	0,74	0,74	0,72	0,76	0,82	0,76	
SO ₃	0,66	0,39	0,50	0,55	0,51	0,41	
Cl	0,91	0,89	0,88	0,90	0,87	0,89	
K ₂ O	2,36	2,52	2,52	2,26	2,34	2,82	
CaO	6,02	5,95	6,02	6,04	6,06	6,09	
FeO _{sum}	1,06	0,89	0,89	0,92	0,99	1,02	
CuO	0,36	0,27	0	0	0,25	0	
PbO	0,81	0,71	0,55	0,71	0,57	0,64	
SnO ₂	0,65	0,85	0,60	1,10	0,82	0,62	

Цифрами обозначены анализы бусин: 1 – бледно-желтой с прокладкой серебряной фольги; 2 – бледно-зеленой; 3 – голубой; 4 – 6 – глазчатой с участками различного цвета (4 – зелено-коричневого, 5 – голубого, 6 – белого). Анализы нормированы на 100 %

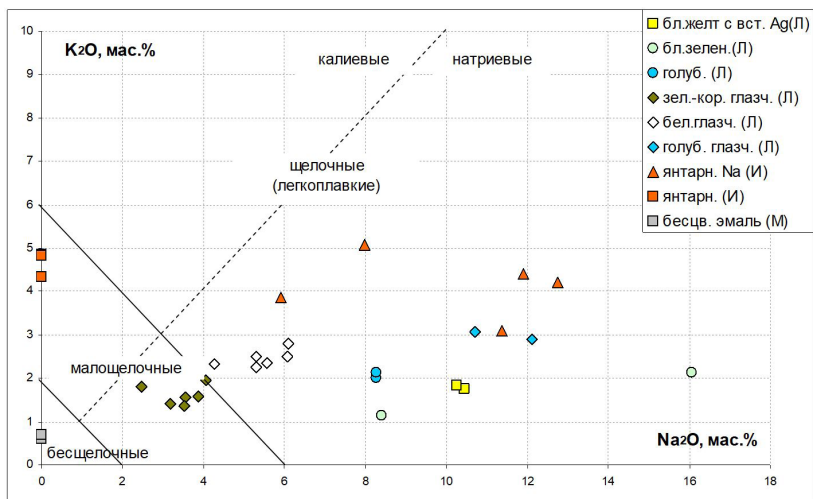


Рис. 9. Соотношение щелочей в стеклянных бусинах лысьвенского клада (Л) и их сопоставление с таковыми в стеклах могильников Верхний Ирьяк (И) и Мокино (М)

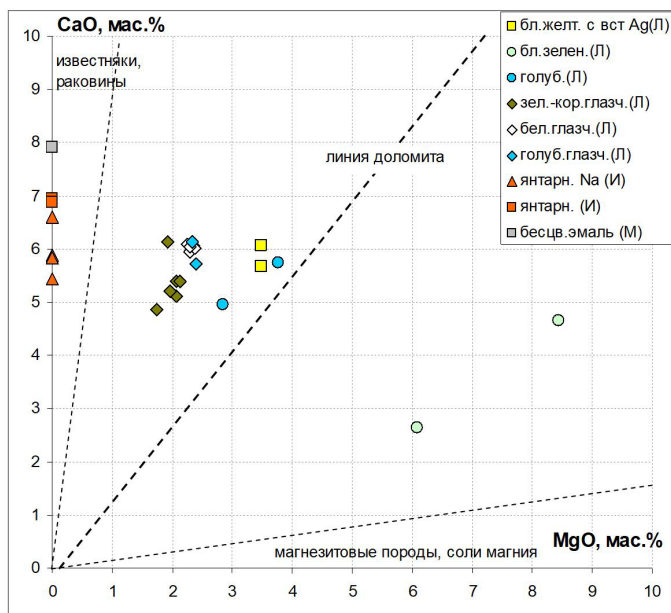


Рис. 10. Соотношение оксидов щелочноземельных элементов в стеклянных бусинах лысьвенского клада (Л) и их сопоставление с таковыми в стеклах могильников Верхний Ирьяк (И) и Мокино (М)

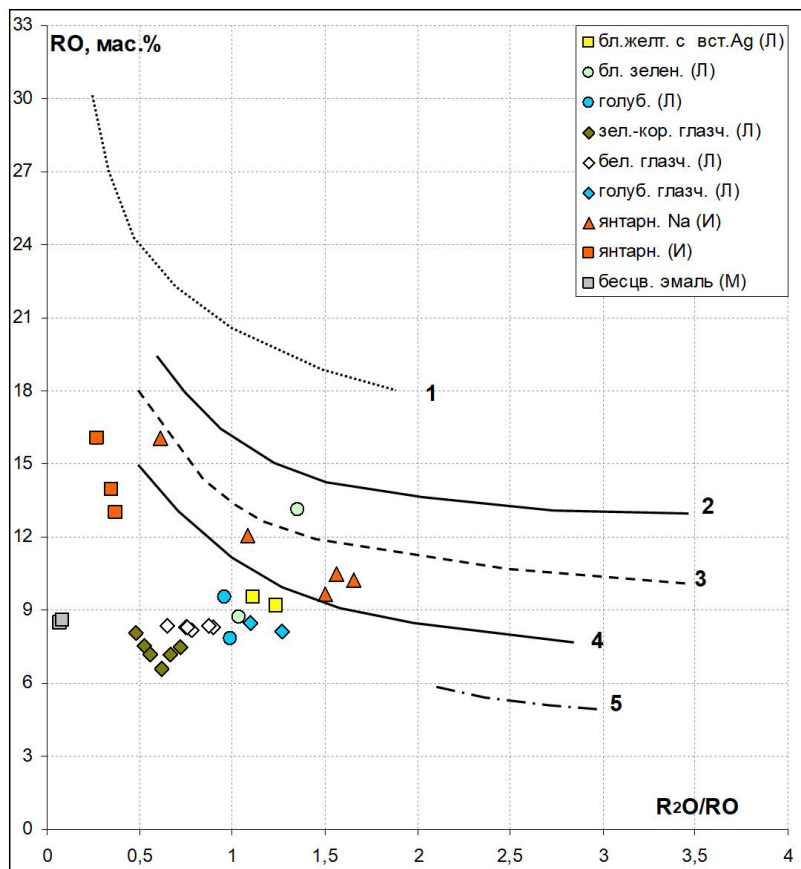


Рис. 11. Соотношение оксидов исследованных стекол на диаграмме Ю. Л. Шаповой [13]. Цифрами показаны основные тренды и поля составов стекол: 1 – западноевропейские средневековые; 2 – древнеегипетские; 3 – месопотамские древние и ближневосточные средневековые; 4 – провинциально-римские традиции стекловарения; 5 – вероятно финикийские. Буквами обозначены бусины лысвенского клада (Л), могильников Верхний Ирьяк (И) и Мокино (М)

Все исследованные металлические предметы представлены высокопробным серебром. Для его получения были необходимы легко перерабатываемые руды серебра (свинцово-серебряных месторождений) с низкой примесью меди. Наиболее вероятным источником поступления серебра в Прикамье являлись персидские памиро-алайские серебряные рудники Карамазара и Шельджи [2, 11] которые позднее были завоеваны арабами. Начиная с VIII по XI века вместе с серебром и его изделиями в

Прикамье поступают и арабские дирхемы. Оттуда же в Поволжье и Русь (X–XIV вв) могли поступать и сульфиды серебра (акантит) необходимые для производства черни.

Позолоченные изделия, а возможно и техника золочения амальгамой, в Прикамье могли проникнуть с сарматами (VI–X вв), а в дальнейшем через Волжскую Булгарию (VIII–IX вв) и ее торгово-ремесленные фактории типа Рождественского городища. В любом случае ртуть добывалась из низкотемпературных месторождений молодых горноскладчатых областей (Карпаты, Кавказ, Алтай, Малая Азия). Подтверждением импорта ртути (и амальгамы) должны стать находки на археологических памятниках стеклянных или железных сосудов для ее транспортировки. Не понятным пока осталось совместное использование двух амальгам (серебряной и золотой) на одном серебряном изделии.

С позднесарматской миграцией и появлением изделий «харинского» типа в Пермском Предуралье в V–VI вв связывается также появление серебряных (и золотых) украшений со сканью и зернью. Позднее они поступали и из Волжской Булгарии (XI – начало XII вв).

Наряду с литьем, ковкой, чернением, золочением в средневековом Прикамье появляется пайка серебра серебром (зернь, скань), отмечен и случай пайки оловом.

Незначительная примесь меди в русских монетах, сопоставимая с таковой из различных изделий средневекового Прикамья может свидетельствовать об использовании персидского серебра для их чеканки.

Исследованные стеклянные бусы происходят, скорее всего, из Византии и изготавливались из кварцевого песка, доломитизированного известняка и золы пустынных растений с использованием красителя (CuO) и глушителя (SnO₂).

Библиографический список

1. Белавин А.М., Крыласова Н.Б. Древняя Афкула: археологический комплекс у с. Рождественск. Перм. гос. пед. ун-т.–Пермь, 2008. – 603 с.
2. Бубнова М.А. Добыча серебро-свинцовых руд в Шельджи в 9-12 вв //Археологические памятники Таллаской долины. Фрунзе. 1963. с. 225-262
3. Голдина Е.В. Бусы могильников неволинской культуры (конец IV-IX вв.). Ижевск: Изд-во «Удмуртский университет», 2010. -264 с.
4. Деоник В.Б. Классификация бус Юго-Восточной Европы VI-IX вв. // Советская археология. – 1961. – №3. – С. 202-232
5. Казаков Е.П. Погребальные маски волжских булгар в системе идеологических представлений народов Евразии //Филология и культура. 2012. №2(28). С. 264-269
6. Коренюк С.Н., Мингалева М.К., Перескоков М.Л., Чайковский И.И. Бусы могильника Верхний Ирряк: работа над ошибками и новые данные // Гляденовское городище-костище в контексте культур раннего железного века и эпохи великого переселения народов лесной полосы Евразии: сб. науч. ст. ПГНИУ. –Пермь, 2021.

7. Макарова Т.И. Черневое дело Древней Руси. М.: Наука, 1986. –156 с.
8. Подосёнова Ю.А. Височные украшения средневекового населения Пермского Предуралья. ПГГПУ, ПФИЦ УрО РАН. Пермь, 2021. – 210 с.
9. Руденко К.А. Булгарское серебро. Древности Биляра. Т. II. Казань: Заман, 2015. – 528 с.
10. Словарь античности / ред: В. И. Кузищин и др.; Москва: Прогресс, 1994. - 704 с.
11. Тюрин А.М. Серебряный рудник Ивана III //Тр. XVIII междунар. науч. конф. Том II. Изд-во Российского нового университета. Москва. 2017. с. 360-365
12. Щапова Ю. Л., 1972. Стекло Киевской Руси. М. –216 с.
13. Щапова Ю. Л. Древнее стекло. Морфология, технология, химический состав. Учебное пособие. Изд-во МГУ, 1989. –120 с.
- Щапова Ю. Л. Византийское стекло: Очерки истории. Изд. 3-е. –М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 288 с.
14. Эренбург Б. А. Звериный стиль. Пермь: Сенатор, 2014. – 212 с.

COMPOSITION OF SILVER AND GLASS PRODUCTS OF
THE MEDIEVAL PRIKAMIE (BY THE EXAMPLE OF THE
LYSVENSKAYA TREASURE)

I.I. Chaikovskiy, E.P. Chirkova, M.Yu. Mulygin

E-mail: ilya@mi-perm.ru

The chemical composition of a number of coins, items of funeral rites and jewelry made of silver and glass beads of the medieval Prikamye has been studied. A high fineness of silver and a slight admixture of copper, the use of silver and gold amalgam in the process of their manufacture, the sulfide-silver (acantite) composition of niello, silver soldering with a mixture of silver powder with coal-wood dust and, less often, tin were established. Glass beads were made from quartz sand, dolomitic limestone and desert plant ash using a dye (CuO) and an opacifier (SnO₂).

Keywords: chemical composition of medieval silver and glassware, processing technologies, and probable sources.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Алексеев В.И., Алексеев И.В. <i>Воджинит в редкометалльных гранитах Кестерского месторождения (Восточная Якутия).....</i>	3
Ахмедов Д.А. <i>Физические свойства и направления использования железосодержащих технических песков Среднеуральского медного завода (Урал).....</i>	7
Бачурин Б.А. <i>Трансформация органического фона гидросферы в условиях нефтяного загрязнения</i>	12
Дворник Г.П. <i>Кварц-эпирин-микроклиновые метасоматиты: условия образования, минерогения</i>	20
Денисова Ю.В. <i>Геохимия редких элементов в цирконе из гранитов Кузьпуйского массива (Приполярный Урал)</i>	28
Дьякова С.А., Литвинова Т.В., Сергеева Н.Д. <i>Биогенные ультрамикроструктуры в строматолитах рифея Волго-Уральской области.....</i>	35
Зинчук Н.Н. <i>Об особенностях флюидных и гидротермальных включений в некоторых минералах из кимберлитовых пород</i>	45
Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. <i>О специфике термобарических факторов оруденения</i>	65
Ибламинов Р.Г. <i>Формации и палеотектоника Бурзянско-Калтасинского авлакогена на востоке Восточно-Европейского кратона</i>	87
Ибламинов Р.Г. <i>Литогенные месторождения полезных ископаемых</i>	94
Ибламинов Р.Г. <i>Универсальная классификация продуктов геологических процессов</i>	103
Килин Ю.А., Минькевич И.И., Жуланов Г.С. <i>Особенности химического состава подземных вод на Талицком участке ВКМС</i>	108
Коврижных С.Б. <i>Гранулометрическая структура золота одного из месторождений Северного Урала</i>	117
Копылов И.С. <i>Гидрогазогеохимические показатели нефтегазоносности Тунгусского бассейна.....</i>	122
Копылов И.С. <i>Газогеохимические показатели нефтегазоносности в надсолевом комплексе на западе Сибирской платформы</i>	129

Коровин Д.Д. Геохимические особенности и геодинамические условия формирования девонских габбро-гранитоидных интрузий Рефтинского полихронного, полиформационного массива (Восточная зона Среднего Урала)	134
Коротченкова О.В. Некоторые микроскопические особенности надсоляных пород Романовского участка Верхнекамского месторождения солей.....	143
Кузин Д.А. Изучение нерастворимого остатка соленых пород Верхнекамского месторождения.....	154
Мустафин С.К., Трифонов А.Н., Стручков К.К. Состояние изученности и перспективы промышленного освоения геологических объектов нефтегазоносных регионов.....	161
Мустафин С.К., Анисимова Г.С. Комплексное золотосурьмяное оруденение в процессе минерогенической эволюции террейновых структур Азии	173
Никулова Н.Ю., Гракова О.В., Филлипов В.Н. Самородный висмут в борните из нижнеордовикских гравелитов (Приполярный Урал).....	189
Обмелюхин А.А. Использование новейших методов разведки местности в поисковой геологии	192
Осовецкий Б.М., Попов А.Г., Пактовский Ю.Г., Чуйко В.А. Источники питания и история формирования уральских россытей алмазов	196
Пактовский Ю.Г., Томилина Е.М. Новые данные о базальных отложениях такатинской свиты на Южнорассольнинском месторождении алмазов (Пермский край).....	207
Потапов С.С., Паришина Н.В., Садыков С.А., Червяцова О.Я. Изотопный состав серы ($\delta^{34}S\%$) пирита Новоафонской пещеры и её окрестностей	215
Рахимов И.Р. Мышьяковистый апатит из известковых скарнов Канакайского Fe-месторождения (Южный Урал).....	225
Савельев Д.Е., Макатов Д.К., Сергеев С.Н. Микроструктурные особенности хромититов и ультрамафитов месторождения Алмаз-Жемчужина (Кемпирсайский массив, Казахстан)	230
Силаев В.И., Коккин А.В., Филиппов В.Н., Хазов А.Ф., Кравцов Р.В. Сопутствующая сульфоантимонидная минерализация на уникальном сульфидно-индиево-марганцевом месторождении в России	236
Симонова Е.А. Перспективы нефтегазоносности верхнедевонского-турнейского карбонатного комплекса Бымско-Кунгурской моноклинали	245

Сухарев А.Е. Особенности формирования микрополикристаллических алмазных агрегатов в флюидизированных средах.....	248
Фадеева Т.В., Чиркова Е.П., Коротченкова О.В. Вариабельность размеров и микроструктуры зубной эмали на различных онтогенетических стадиях (на примере <i>Alexandromys Oesonomus</i> (Pallas 1776)).....	253
Федорова В.А., Илалтдинов И.Я. Типоморфные особенности золота месторождения стройматериалов Усть-Игум.....	262
Федькин В.В. Коровые базитовые эклогиты в поле зрения Grt-Cpx-Pl-Qz парагенезиса.....	268
Чайковский И.И., Чиркова Е.П., Мулыгин М.Ю. Состав серебряных и стеклянных изделий средневекового Прикамья (на примере Лысьвенского клада)	279