

Московский государственный университет
имени М.В. Ломоносова

Геологический факультет



НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

***ЛОМОНОСОВСКИЕ
ЧТЕНИЯ***

СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ

Подсекция минералогии

Руководители – чл.-корр. РАН Пеков И.В.,
профессор Спиридонов Э.М.

СБОРНИК
ТЕЗИСОВ ДОКЛАДОВ
Часть 1

Москва
2026

Содержание:

1. Высокофторные минеральные ассоциации апоскарновых серпентинитов Питкярантского рудного района (Южная Карелия): новые данные М.О. Булах, И.А. Бакшеев, В.О. Япаскурт, С.А. Ушакова	3
2. Хризотил-лизардитовые аподоломитовые метасоматиты рудного поля Хопунваара (Южная Карелия) М.О. Булах, И.А. Бакшеев, В.О. Япаскурт	13
3. Джонасонит $AuBi_2S_4$ вулканогенно-плутоногенного месторождения Дарасун (мезозоида Вост. Забайкалья) – место в процессе рудообразования, типохимизм, условия образования, продукты преобразования К.Н. Кочетова, Э.М. Спиридонов, Н.Н. Кривицкая.....	17
4. Термическое поведение минералов группы содалита и их синтетических аналогов: новые данные Н.В. Потехина, И.В. Пеков.....	23
5. Сульфопадмаит $PdBiS$ – новый минерал из месторождения Средняя Падма (Карелия). Изоморфный ряд падмаит-сульфопадмаит $PdBiSe-PdBiS$ М.В. Стрельников, С.Н. Бритвин, В.О. Япаскурт, В.М. Гекимянц, С.Ю. Янсон, А.А. Агаханов, П.Ю. Плечов, И.В. Пеков	27
6. О находке новой золото-гачингит-селенодантопаитовой минеральной ассоциации в рудах Озерновского месторождения (Камчатка) М.В. Стрельников, Д.А. Ханин, В.О. Япаскурт, С.Н. Бритвин, П.А. Плетнёв, С.Ю. Янсон, И.В. Пеков	30

ВЫСОКОФТОРНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ
АПОСКАРНОВЫХ СЕРПЕНТИНИТОВ ПИТКЯРАНТСКОГО РУДНОГО РАЙОНА
(ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ): НОВЫЕ ДАННЫЕ

М.О. Булах, И.А. Бакшеев, В.О. Япаскурт, С.А. Ушакова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Питкярантский рудный район, объединяющий скарновые железорудные и флюорит-Sn-Be-полиметаллические месторождения и проявления, размещающиеся в северо-западном экзоконтакте Салминского батолита, является интереснейшим объектом с точки зрения минералогии. История минералогических исследований здесь насчитывает уже два столетия; несколько десятилетий в окрестностях Питкяранты проводятся учебные минералогические практики для студентов МГУ и СПбГУ. Тем не менее нельзя утверждать, что минералогия питкярантских рудных объектов полностью изучена; нерешенными остаются многие генетические вопросы, связанные с формированием различных типов метасоматитов.

Питкярантский район находится в Северном Приладожье, на северо-восточном побережье Ладожского озера. С геологической точки зрения это окраина Карельского кратона, тяготеющая к зоне сочленения последнего со Свекофенским подвижным поясом. Останцы архейского фундамента представлены здесь главным образом гнейсо-гранитами, слагающими ядра купольных структур (т.н. гнейсо-гранитных куполов) коллизионно-магматического происхождения. В обрамлении этих структур залегают амфиболиты, амфиболовые сланцы и доломитовые мраморы питкярантской свиты сортавальской серии, перекрывающиеся кварцитами и слюдяными сланцами ладожской серии. Метаморфические толщи вмещают небольшие тела синорогенных и ранних посторогенных плагиогранитов, гранодиоритов и керамических пегматитов. С юго-востока все эти породы прорваны гранитоидами трех фаз внедрения Салминского батолита. Скарнообразование протекало здесь как на этапе регионального метаморфизма, так и в период внедрения салминских гранитов [3, 4, 6].

Каждый из участков Питкярантского рудного района имеет свои минералогические особенности. Есть здесь в том числе объекты, где магнезиальные скарны почти полностью преобразованы в серпентиниты. Как правило, формирование серпентиновых пород в магнезиально-скарновых объектах не вызывают особого интереса у исследователей и рассматривается односложно как результат низкотемпературного изменения форстерита, минералов группы гумита, пироксенов и других ранних магнезиальных минералов на регрессивном этапе скарнообразования. Вместе с тем в

питкярантских объектах магнезиальный серпентин очень разнообразен и по набору полиморфных модификаций, и по морфологии, и по химическому составу, так что причины появления такого разнообразия, несомненно, заслуживают изучения.

Наиболее показательный в этом отношении объект – железорудное проявление Клара в восточной части рудного поля Хопунваара. Геологическое строение этого проявления показано на рис. 1. Существенно серпентиновые породы здесь представлены несколькими типами. Предварительно отметим, что для наблюдений к настоящему времени доступны только отвалы выработок конца XIX в., так что определение точного положения той или иной ассоциации в разрезе рудопроявления затруднено. Тем не менее пространственные переходы между разными типами породы можно проследить в крупных глыбах из отвалов; а присутствие ранних скарновых минералов или явных псевдоморфоз по ним позволяет достаточно надежно соотнести ту или иную минеральную ассоциацию с определенной зоной исходных магнезиальных скарнов. Для диагностики полиморфных модификаций серпентина использовался комплекс методов, включающий порошковую рентгенографию, ИК- и КР-спектроскопию, а также синхронный термический анализ. Методика исследований и детальные диагностические характеристики серпентина из разных ассоциаций рудопроявления Клара приведены в наших работах [1, 2].

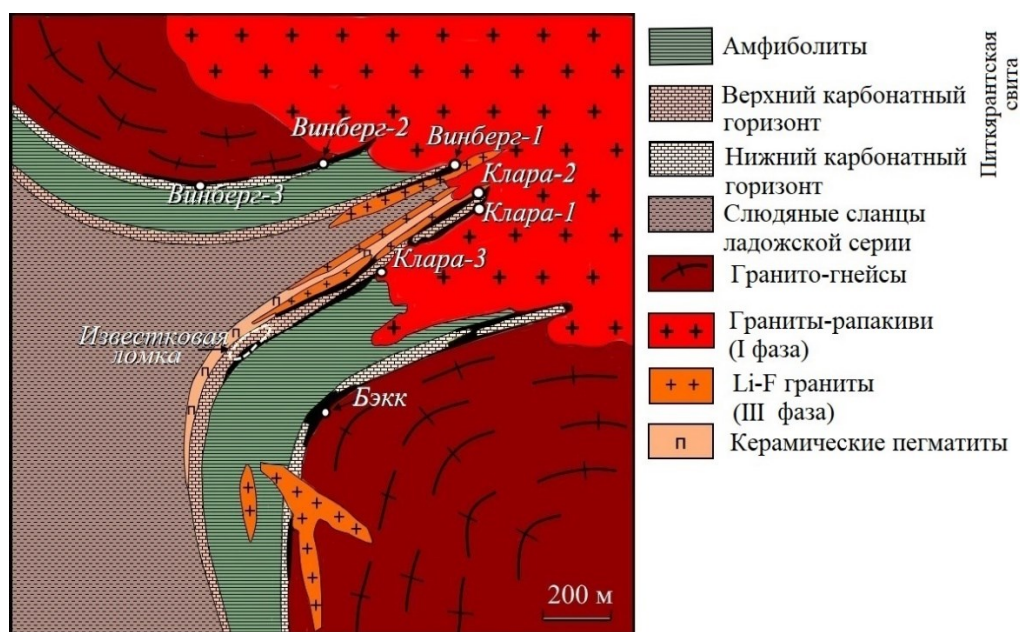


Рис.1. Геологическое строение участка Хопунваара [3]

Лизардит-кальцитовая (офикальцитовая) ассоциация соответствует, определено, зоне околоскарновых форстеритовых кальцифиров. Макроскопически серпентин здесь наблюдается в виде светло-коричневых, медово-желтых или травяно-

зеленых просвечивающих в тонких сколах агрегатов, образующих прерывистые полосы мощностью до 3 см и небольшие гнезда среди мелкокристаллического кальцита, нередко окрашенного в светло-сиреневый оттенок за счет мельчайших включений флюорита. Местами по кальциту развит поздний светло-бежевый доломит, обогащенный Mn и Fe. В серпентиновых агрегатах встречаются мелкие (до 1 мм) чешуйки маложелезистого флогопита с разным содержанием фтора (до фторфлогопита). Серпентин однозначно диагностирован как лизардит. В шлифах хорошо видно, что он образует ячеисто-петельчатые псевдоморфозы по овальным в сечении зернам размером 0.05–0.2 мм. Изредка встречается реликтовый форстерит.

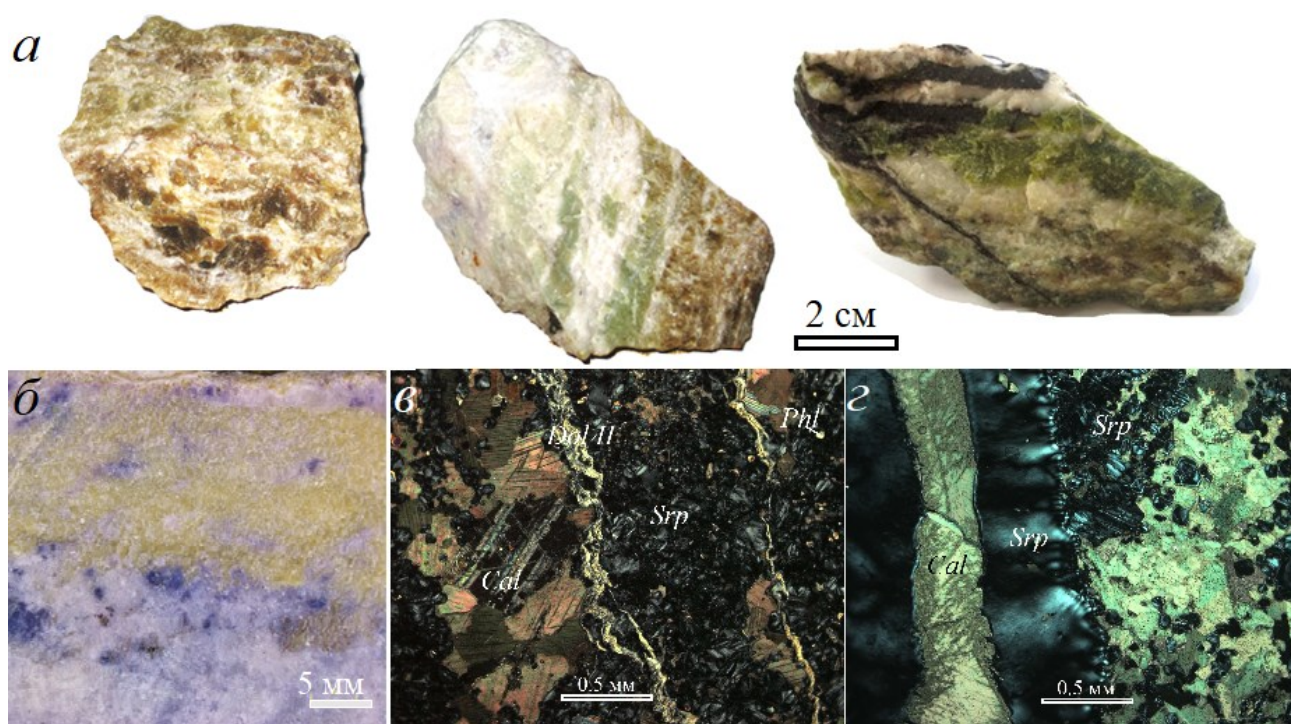


Рис. 2. Офикальцит рудопроявления Клара: а) фотографии типичных образцов, б) лизардит в ассоциации с кальцитом, окрашенным в сиреневый цвет за счет вкраплений тонкозернистого флюорита, в,г) серпентиновые агрегаты, состоящие из псевдоморфоз лизардита по форстериту; кальцит, поздние прожилки доломита и серпентина (илифы, фотографии в проходящем свете, николи +). Srp – серпентин, Cal – кальцит, Dol – доломит, Phl – флогопит.

Тальк-серпентиновые метасоматиты с флюоритом развиты по пироксеновым (диопсидовым) скарновым зонам. Макроскопически это массивные бутыльно-зеленые, оливковые или голубовато-зеленые агрегаты, в сколах которых проявляется реликтовое шестоватое строение, унаследованное от пироксеновой массы (рис. 3а, б). При наблюдениях в прозрачно-полированных шлифах под поляризационным микроскопом хорошо видна баститоподобная структура этих агрегатов. Встречаются как существенно

серпентиновые, так и серпентин-тальковые апопироксеновые агрегаты. Серпентин представлен разными полиморфными модификациями, соотношения между которыми в образцах заметно варьируют. В псевдоморфозах обычно наблюдаются многочисленные вроски флюорита, ориентированные вдоль направлений спайности в замещенном пироксене, а также включения магнетита и гематита (рис. 3д). Иногда в отвалах встречаются образцы существенно менее измененной скарновой породы, сложенной преимущественно бледно-серовато-зеленым маложелезистым диопсидом с сетью темно-зеленых прожилков лейстового лизардита (рис. 3в, е).

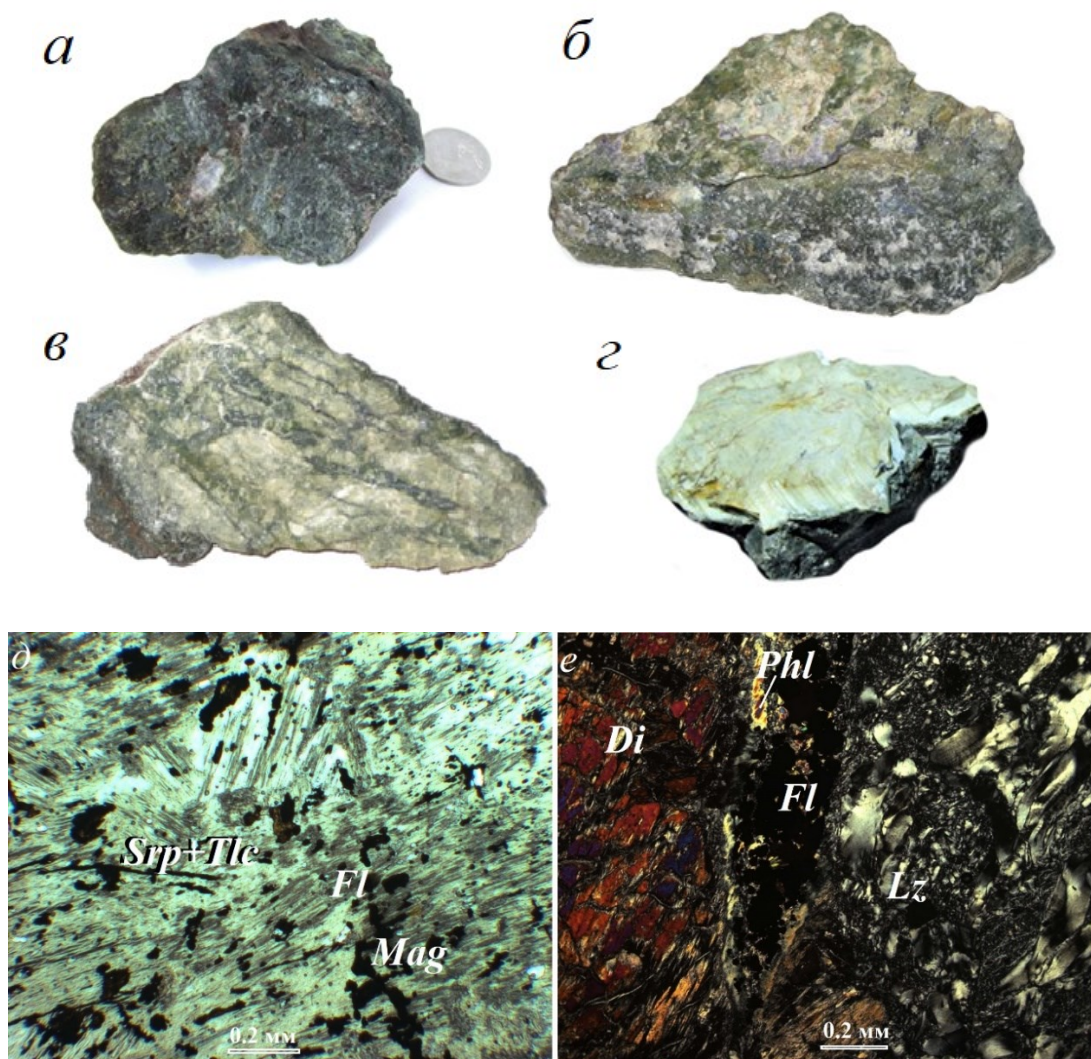


Рис. 3. Серпентиниты и серпентин-тальковые метасоматиты, развитые по пироксеновым скарновым зонам: а-б) агрегаты, полностью замещающие диопсид; в) диопсид, рассеченный прожилками лизардита; г) серпентин в зеркале скольжения; д) серпентин-тальковый агрегат с вросками флюорита и магнетита (шлиф, фото в проходящем свете при 1 николе); е) лейстовый лизардит в секущем диопсидовый агрегат прожилке (шлиф, фото в проходящем свете, николи +). *Srp* – серпентин (полиморфная модификация не определена), *Lz* – лизардит, *Fl* – флюорит, *Mag* – магнетит, *Phl* – флогопит

Для апопироксеновых серпентиновых и серпентин-тальковых агрегатов характерно присутствие хризотил-асбестовых прожилков и зеркал скольжения, в которых серпентин представлен зеленовато-голубыми, желто-зелеными или молочно-белыми фарфоровидными агрегатами с косою столбчатой отдельностью (рис. 3г).

Хризотил-антигоритовые и антигоритовые серпентиниты с минералами группы гумита являются наиболее интересным типом серпентиновых пород рудопроявления. По положению в скарновой метасоматической колонке они соответствуют форстеритовой зоне. Эти серпентиниты представляют собой породу роговикового облика, текстура которой меняется от бурундучной – с чередованием прерывистых голубовато-зеленых и красновато-коричневых полос – до массивной (рис. 4). Голубовато-зеленая матрица образована фарфоровидным серпентиновым агрегатом тонкоперистого, мелколучистого или решетчатого микростроения без признаков псевдоморфного замещения других магнезиальных силикатов (рис. 5). В темно-голубовато-зеленых разностях преобладает антигорит, а более светлые представлены смесью антигорита и хризотила.



Рис. 4. Хризотил-антигоритовые серпентиниты, развитые по форстеритовой зоне магнезиальных скарнов

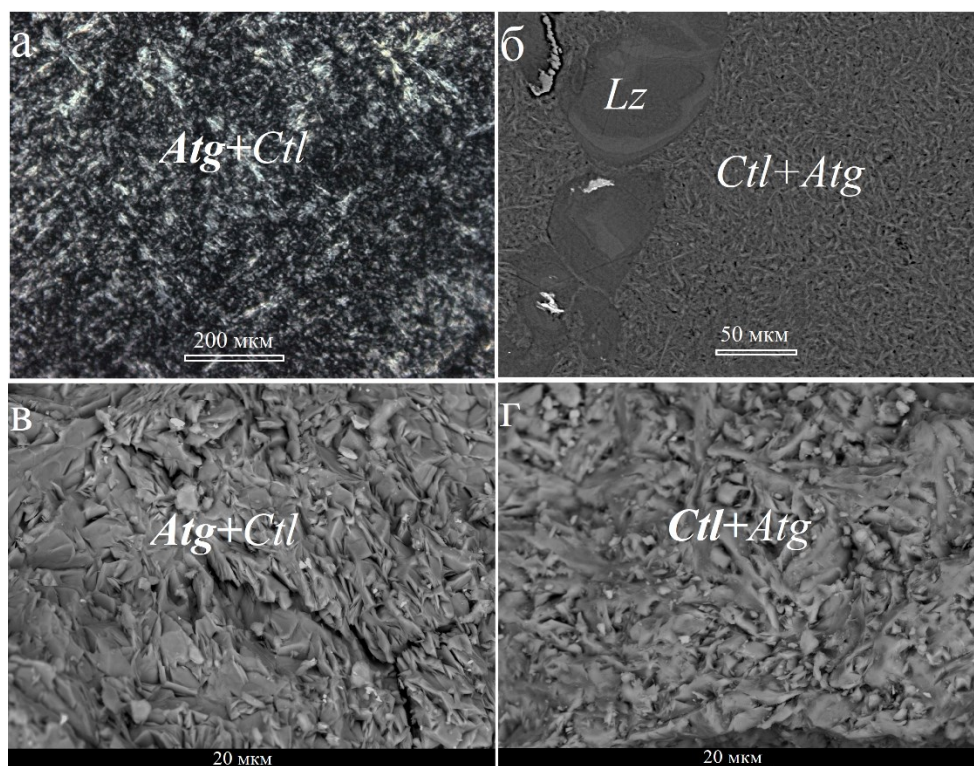


Рис. 5. Структура фарфоровидной хризотил-антигоритовой матрицы. Atg – антигорит, Ctl – хризотил, Lz – лизардит (псевдоморфозы по хондродиту). Жирным выделена преобладающая фаза. а – шлиф, фото в проходящем свете, николи +; б – шлиф, РЭМ-фото в отраженных электронах; в, г – сколы породы, РЭМ-фото в отраженных электронах.

Коричневые полосы состоят преимущественно из лизардитовых агрегатов, псевдоморфно замещающих кристаллы хондродита, а также из флюорита и ксеноморфного доломита (рис. 6). Среди хризотил-антигоритовой матрицы встречаются хорошо образованные кристаллы норбергита величиной до 2 мм, тоже отчасти замещенные лизардитом и флюоритом, а также хлопьевидные обособления сиреневого флюорита. Отдельные участки породы богаты флогопитом, который здесь представлен двумя генерациями (рис. 7). Ранний флогопит образует бесцветные и бледно-зеленые пластинки, рассеянные в хризотил-антигоритовой матрице; по составу он маложелезистый ($f_{Fe} = 0.01-0.03$), низкофтористый (0.29–0.48 а.ф. F) и обогащен титаном (0.14–0.16 а.ф. Ti). Слюда второй генерации слагает тонкие зеленовато-коричневые прожилки совместно с флюоритом; она высокофтористая (0.67–0.95 а.ф. F) и более железистая ($f_{Fe} = 0.05-0.15$). Вокруг прожилков фтористого флогопита обычно развиваются оторочки из мелких серпентиновых сферолитов.

Рудная минерализация представлена в основном магнетитом и пирофанитом; изредка встречается сфалерит, еще более редко – касситерит и шеелит.

Серпентин по составу во всех зонах маложелезистый; для сферолитов характерно повышенное содержание глинозема (до 0.25 а.ф. Al – при расчете формулы на 7 атомов O). Особенностью серпентина рассматриваемого проявления является присутствие значимой примеси фтора (рис. 8), наибольшая концентрация которого, достигающая 4.6 мас. % F (0.70 а.ф.), отмечена в хризотиле из прожилков в хризотил-антигоритовых серпентинитах. Примечательно, что лизардит в псевдоморфозах по минералам группы гумита существенно менее фтористый по сравнению с хризотил-антигоритовой матрицей; вероятно, это обусловлено появлением с ним в парагенезисе флюорита.

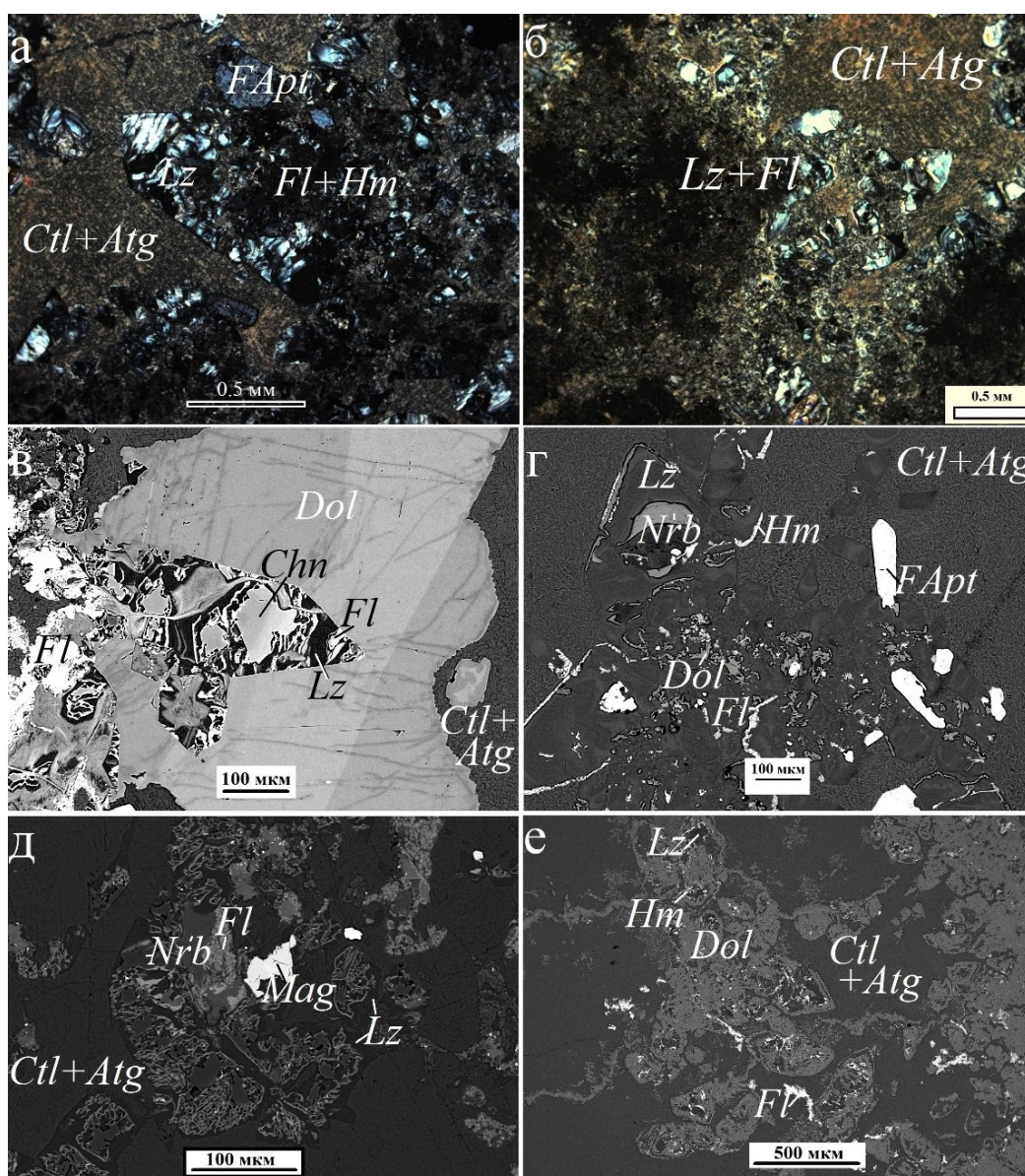


Рис. 6. Флюорит-лизардитовые и доломитовые псевдоморфозы по минералам группы гумита. Atg – антигорит, Ctl – хризотил, Lz – лизардит, Chn – хондродит, Nrb – норбергит, Dol – доломит, Fl – флюорит, Hm – гематит, Mag – магнетит, FApt – фторапатит. Шлифы, а,б – фото в проходящем свете, николи +, в-е – РЭМ-фото в отраженных электронах

Многочисленные опубликованные в литературе данные изучения офиолитовых комплексов [5, 7, 8] показывают, что существенно антигоритовые и хризотил-антигоритовые серпентиниты являются продуктами прогрессивного метаморфизма или пневматолито-гидротермальной переработки лизардитовых серпентинитов при температуре выше 300°C; в регрессивном процессе за счет форстерита или других магниезильных силикатов подобные серпентиниты не образуются. Таким образом, можно предположить, что высокофторные хризотил-антигоритовые серпентиниты рудопроявления Клара формировались в результате некоего прогрессивного процесса за счет ранних магниезильных скарнов, которые к тому времени успели испытать преобразование в лизардитовые гидротермалиты.

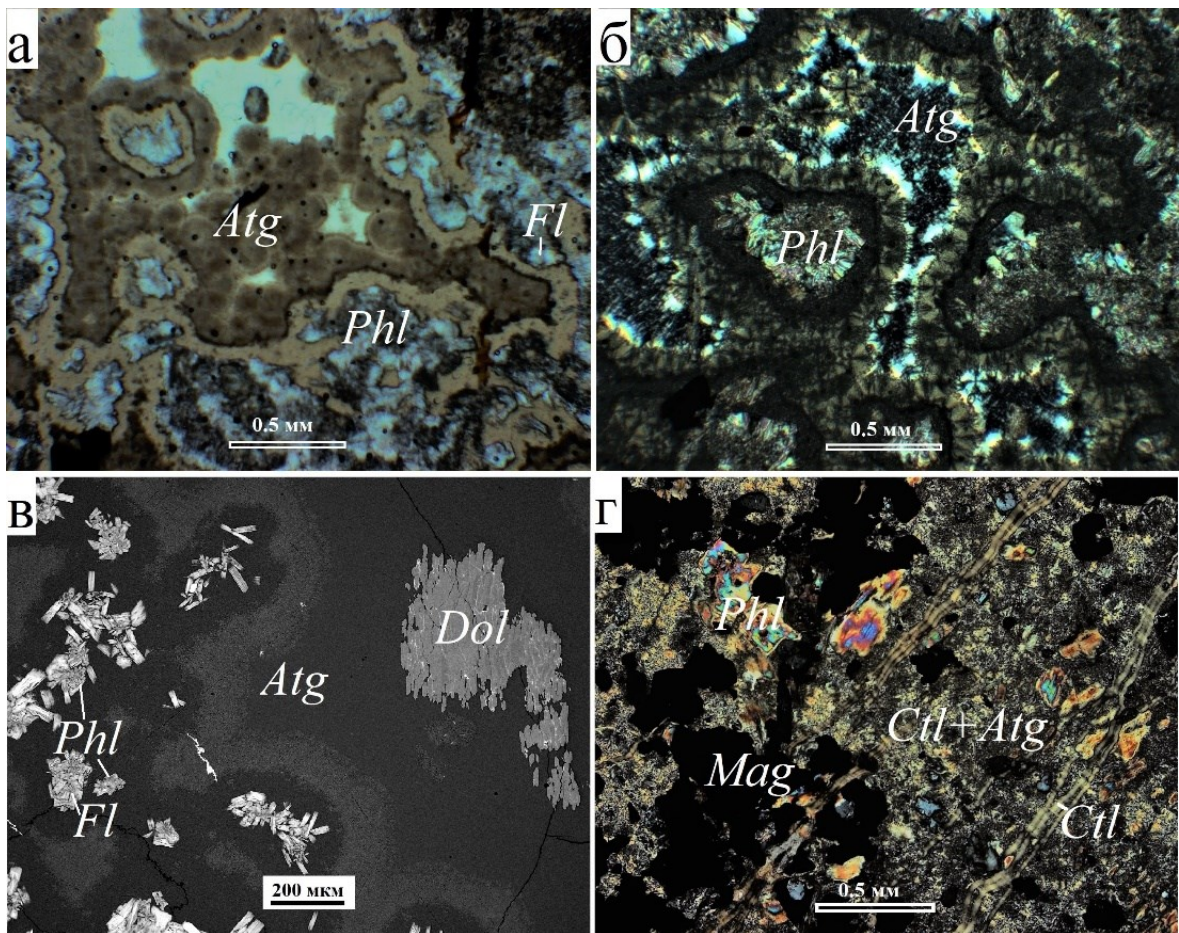
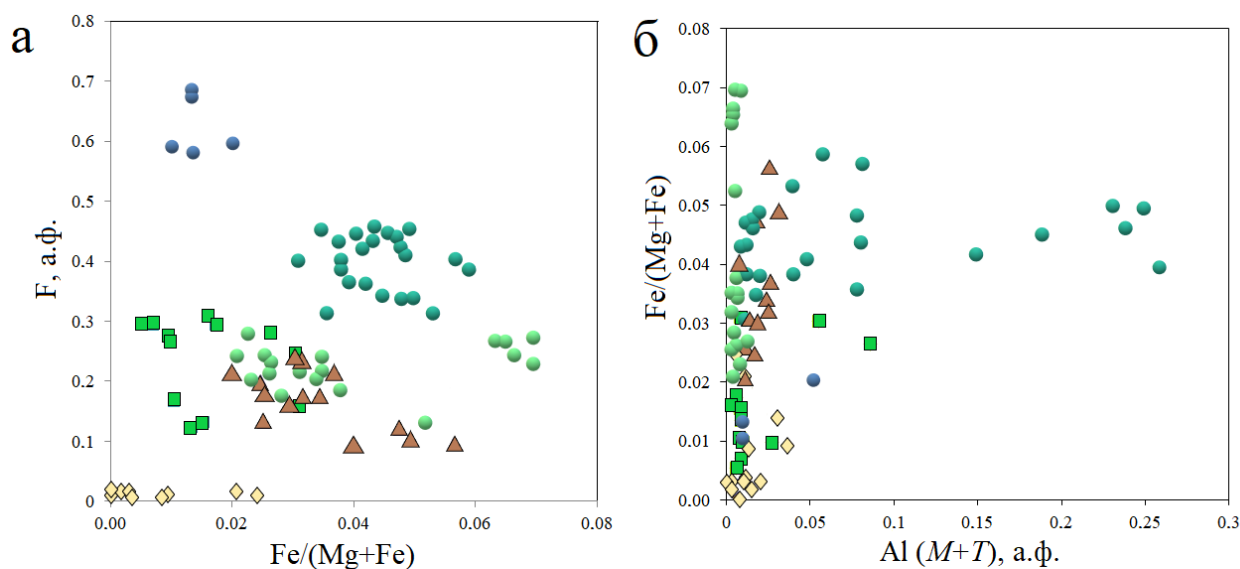


Рис. 7. Флогопит в хризотил-антигоритовых серпентинитах. а-в) поперечные срезы прожилков высокофтористого флогопита с развитием вокруг сферолитов глиноземистого серпентина; г) чешуйки раннего низкофтористого флогопита в ассоциации с магнетитом. Atg – антигорит, Ctl – хризотил, Dol – доломит, Fl – флюорит, Phl – флогопит, Mag – магнетит. Шлифы, а – фото в проходящем свете при 1 николе, б, г – фото в проходящем свете, николи +, в – РЭМ-фото в отраженных электронах



Условные обозначения

- | | |
|--|--|
| Хризотил-антигоритовые серпентиниты рудопроявления Клара | ▲ серпентин, замещающий скарновый диопсид |
| ● хризотил-антигритовая / антигритовая матрица | ■ серпентин в псевдоморфозах по оливину из кальцифиров |
| ● лизардит в псевдоморфозах по норбергиту и хондродиту | Серпентиниты карьера Известковая ломка |
| ● хризотил в прожилках | ◆ аподоломитовые лизардит и хризотил |

Рис. 8. Соотношения а) железистости fe и концентрации F , б) общего количества Al и железистости fe в серпентине из разных ассоциаций рудного поля Хопунваара

Этим процессом могла быть грейзенизация скарнов, на что указывает присутствие в породе флюорита и высокофтористого флогопита. Тем не менее грейзенизация связана с деятельностью флюидов повышенной кислотности, а породообразующий хризотил в такой обстановке неустойчив, для его кристаллизации благоприятна повышенная основность среды [8]. Кроме того, наши недавние исследования антигорита из «классических» апоскарновых грейзенов рудопроявления Люпикко в том же Питкярантском районе показали, что он заметно менее обогащен фтором (не более 1.8 мас. % F, что соответствует 0.28 а.ф.). Возможно, что преобразование лизардитовых гидротермалитов рудопроявления Клара было вызвано прогревом системы, изначально богатой фтором (например, в форме флюорита), при внедрении рядом дайки Li-F гранитов третьей фазы Салминского интрузива, а пневматолито-гидротермальный процесс, сопровождавшийся привнесением вещества с развитием флюорита и фтористого флогопита, проявлялся локально и не оказывал существенного влияния на развитие серпентинитов.

Литература

1. Булах М.О., Бакшеев И.А., Янаскурт В.О. Минералогия и генезис апокарбонатных серпентинитов Питкярантского рудного района, Северное Приладожье. Часть 1. Офикальцит рудного поля Хопунваара // Литосфера. 2024. Т. 24. № 6. С. 1060–1083.
2. Булах М.О., Бакшеев И.А., Янаскурт В.О. Минералогия и генезис апокарбонатных серпентинитов Питкярантского рудного района, Северное Приладожье. Часть 2. Серпентиниты рудопроявления Клара // Литосфера. 2025. Т. 25. № 5. С. 1176–1200.
3. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и металлогения) / под. ред. Шарова Н.В. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.
4. Ларин А.М., Амелин Ю.В., Неймарк Л.А. Возраст и генезис комплексных скарновых руд Питкярантского рудного района // Геол. рудных м-ний. 1991. № 6. С. 15–32.
5. Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.
6. Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л.: «Наука», 1973. 87 с.
7. Штейнберг Д.С., Чауухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
8. Evans B.W. The serpentinite multisystem revisited: chrysotile is metastable // Int. Geol. Rev. 2004. Vol. 46. P. 479–506.

ХРИЗОТИЛ-ЛИЗАРДИТОВЫЕ АПОДОЛОМИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ РУДНОГО ПОЛЯ ХОПУНВААРА (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

М.О. Булах, И.А. Бакшеев, В.О. Япаскурт

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

В нескольких сотнях метров к юго-западу от рудопоявления Клара, в старой каменоломне, называемой Известковой ломкой, можно наблюдать обнажения серпентин-карбонатных пород различных типов. Так, штольня, расположенная в центральной части Известковой ломки, вскрывает полосчатые офикальцитовые породы с флюоритом. Здесь серпентин, представленный лизардитом, развивается преимущественно по форстериту. В северо-восточной части выработок находятся выходы серпентинитов редкого в природе аподоломитового типа [1]. С аподоломитовыми серпентинитами генетически связаны месторождения маложелезистого хризотил-асбеста: Аспагашское на юге Красноярского края [4], Водораздельное на Приполярном Урале [3], Лайюань в Китае [5], ряд объектов в штате Аризона в США [6], – однако генезис серпентина и его типоморфные особенности в подобных объектах изучены очень слабо.

Аподоломитовый серпентин Известковой ломки представлен двумя разновидностями (рис. 1). Первая разновидность – бесцветные или лимонно-желтые полупрозрачные агрегаты, совместно с белым кальцитом образующие гнезда в доломитовых мраморах. Такой серпентин диагностирован как смесь лизардита и хризотила. Его агрегаты состоят из параллельно ориентированных нитевидных кристаллов длиной 0.01–0.3 мм и толщиной не более 1 мкм (рис. 2а). Под оптическим микроскопом в прозрачно-полированных шлифах видно, что параллельно-шестоватые агрегаты чередуются с тонкими просечками кальцита. Местами кальцит образует сеть ячеек (рис. 2в). Вокруг серпентиновых гнезд наблюдаются существенно кальцитовые агрегаты, в свою очередь, пронизанные очень мелкими вростками серпентина.

Вторая разновидность – фарфоровидный непросвечивающий серпентин, цвет которого варьирует от кремово-желтого до нежно-коричневого и бледно-зеленого; он обычно развит вокруг жилок магнетита (рис. 1в). Хризотил в составе агрегатов здесь не обнаружен, весь серпентин представлен лизардитом. На РЭМ-изображениях сколов серпентиновых агрегатов видны «зерна» с занозистым изломом, образованные поликристаллическими агрегатами серпентина (рис. 2б). При оптических наблюдениях отдельные индивиды трудноразличимы, отмечается присутствие тонких прожилков и включений кальцита (рис. 2г).

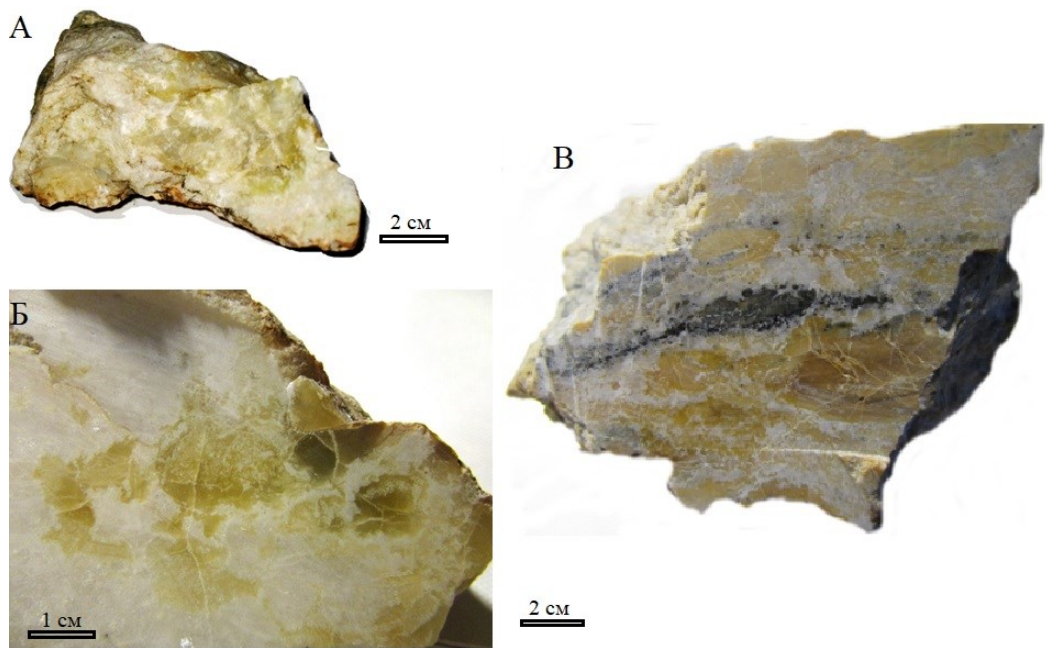


Рис. 1. Разновидности аподолмитового серпентина Известковой ломки: (А,Б) полупрозрачный (хризотил+лизардит), (В) фарфоровидный (лизардит), ассоциирующий с магнетитом

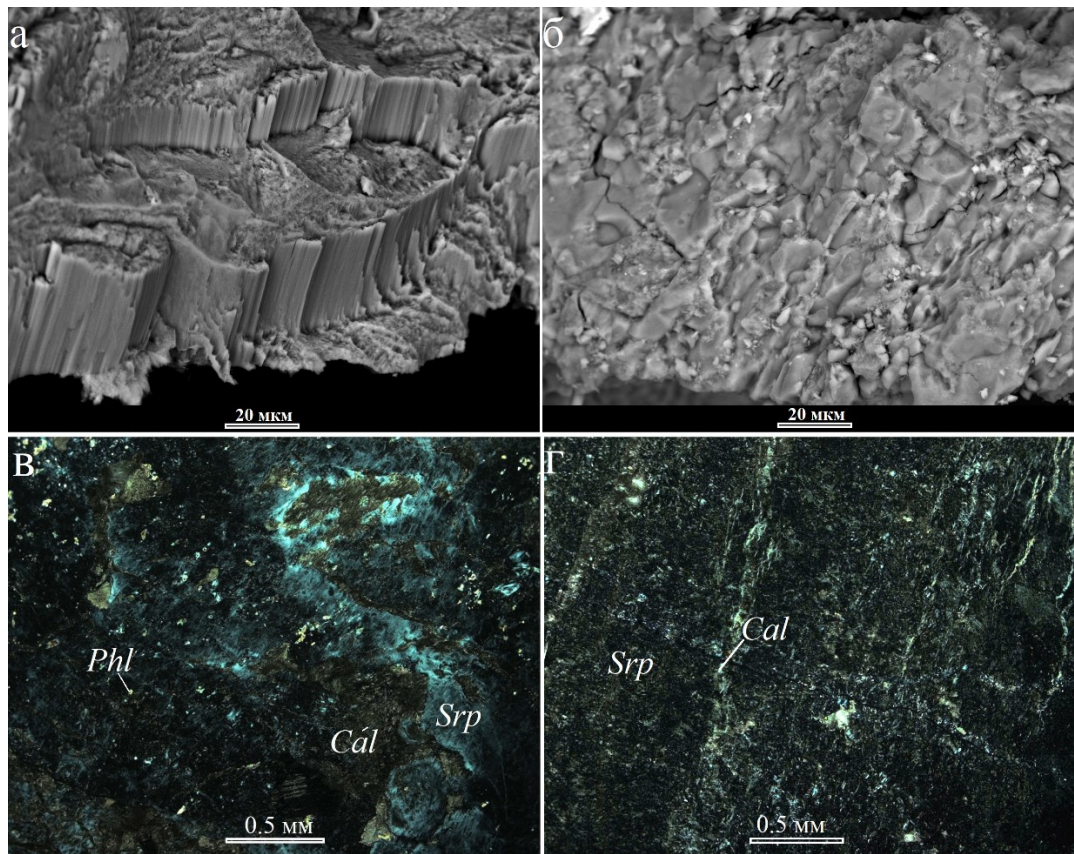


Рис. 2. Строение агрегатов (А, В) полупрозрачного серпентина, (Б,Г) фарфоровидного серпентина из Известковой ломки. А,Б – РЭМ-фото сколов породы в отраженных электронах, В,Г – фото шлифов в проходящем свете, николи +

По химическому составу весь серпентин маложелезистый (f_{Fe} не выше 1 %; содержание железа до 1.0 мас. % FeO), в фарфоровидном лизардите отмечается примесь Al до 0.7 мас. % Al_2O_3 . Концентрация фтора находится на уровне предела обнаружения энергодисперсионным электронно-зондовым методом.

Волокнистое строение агрегатов связано с их механизмом формирования. Процесс замещения начинается с растворения карбоната, при этом среда минералообразования становится пористой; по мере высвобождения Mg происходит кристаллизация частиц серпентина. За счет избытка Ca доломит частично замещается кальцитом, причем его большая часть образуется по периферии преобразуемых участков породы.

Схема процесса серпентинизации доломитового мрамора предложена в работе [7]: доломит $3\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 2\text{SiO}_{2(\text{p-p})} + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow$ серпентин $\text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$ + кальцит $3\text{CaCO}_3 + 3\text{CO}_2$. Согласно расчетам [2], минимальная температура образования серпентина по доломиту в результате взаимодействия последнего с обогащенными SiO_2 растворами при давлении 1 кбар составляет 200°C , при этом серпентин устойчив в широком диапазоне pH. Верхняя температурная граница реакции находится близ 400°C , когда вместо серпентина начинает кристаллизоваться форстерит. Различия в наборах полиморфных модификаций и микростроении агрегатов полупрозрачного и фарфоровидного серпентина, возможно, обусловлены разной кислотностью минералообразующих растворов. Скручиванию серпентиновых слоев в хризотилевые трубки (а хризотил присутствует в полупрозрачной разновидности) способствует повышенная pH. Появление магнетита в парагенезисе с непросвечивающим серпентином (лизардитом) указывает, в свою очередь, на кислый характер флюидов.

Литература

1. Булах М.О., Бакшеев И.А., Янаскурт В.О. Минералогия и генезис апокарбонатных серпентинитов Питкярантского рудного района, Северное Приладожье. Часть 1. Офикальцит рудного поля Хопунваара // Литосфера. 2024. Т. 24. № 6. С. 1060–1083.
2. Демченко В.С. Физико-химические условия серпентинизации доломитовых мраморов, диопсидовых и форстеритовых кальцифиров // Тихоокеан. геология. 1983. № 3. С. 56–63.
3. Лютюев В.П. Изоморфизм и собственные дефекты в минералах группы серпентина. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 149 с.
4. Петров В.П., Соколова Л.А. Аспагашское месторождение хризотил-асбеста (Минусинская котловина) // Труды ИГЕМ. 1957. № 17. С. 85–106.

5. *Faust G. T., Fahey J.J.* The serpentine-group minerals. Washington: Geological Survey Professional Paper, 1964. 92 p.
6. *Van der Hoeven K.J., Knauth L.P., Burt D.M.* Extremely low-temperature magnesian skarns – Chrysotile deposits of the Salt River Canyon area, Central Arizona. Geological Society of America, 1999. N 31. P. 161.
7. *Vyasa Rao A.N., Murty M.S.* A study of the serpentinization in the Vempalle dolomitic limestones near Pulivendala, Cuddapah District // Proc. Indian. Acad. Sci. 1980. V. 89(1). P. 17–22.

ДЖОНАСОНИТ AuBi₅S₄ ВУЛКАНОГЕННО-ПЛУТОНОГЕННОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДАРАСУН (МЕЗОЗОИДЫ ВОСТ. ЗАБАЙКАЛЬЯ) – МЕСТО
В ПРОЦЕССЕ РУДООБРАЗОВАНИЯ, ТИПОХИМИЗМ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ,
ПРОДУКТЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

К.Н. Кочетова, Э.М. Спиридонов, Н.Н. Кривицкая

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Золоторудное гидротермальное месторождение Дарасунское расположено в Восточном Забайкалье, в бассейне реки Шилка (примерно в 160 км на северо-восток от г. Читы). Около месторождения располагается пос. Вершино-Дарасунский. Месторождение известно с конца XIX века, однако в настоящее время не эксплуатируется. Запасы на 01.01.2022г категорий А-В-С1 – 28 729т золота (средние содержания 14,695г/т), категории С2 – 33 797т (средние содержания 13,7г/т) золота и забалансовые – 10 300т золота.

В структурно-тектоническом плане месторождение Дарасунское, приурочено к герцинско-мезозойскому Монголо-Охотскому складчатому поясу. В Дарасунском рудном поле широко распространены образования герцинского этапа от девонского до пермского возраста, которые слагают фундамент мезозойского складчатого сооружения [3, 14, 16].

Золотое оруденение связано с позднеюрским Амуджиканским комплексом малых дайкообразных интрузивов монцонитов и граносиенитов и трубок взрыва. Месторождение Дарасун состоит из двух блоков – западного, сложенного в основном габброидами, и восточного, сложенного гранитоидами. Золоторудные жилы окружены апогабброидными листовенитами и апогранитоидными березитами. Несмотря на различающуюся минералогию западного и восточного блока, четко прослеживается тренд накопления сурьмы и мышьяка.

На месторождении Дарасун выделяют 6 формаций [2,5,8,9,12,15,17,18]:

1. Ранняя дозолоторудная высокотемпературная кварц-турмалиновая с рассеянным арсенопиритом, непосредственно генетически связанная с трубками взрывных брекчий;
2. Пропилитовая среднетемпературная с халькопиритом;
3. Широко распространенная среднетемпературная березит-лиственитовая золото-висмут-сульфидно-кварцевая – образованная несколькими минеральными ассоциациями: I) раннего кварца, ранних сульфидов: пирит, арсенопирит, пирротин; II) карбонат-полисульфидной: халькопирит, сфалерит, галенит, блёклые руды ряда теннантит – тетраэдрит, бурнонит; III) продуктивной: сложные сульфиды и теллуриды висмута, самородное золото. Для многих минералов формации – пирита, арсенопирита, кварца, карбонатов, блёклых руд, золота – характерна резкая зональность.

4. Низкотемпературная послезолоторудная джаспероидная мышьяково-сурьмяная, накладывающаяся на все предыдущие формации;
5. Низкотемпературная телетермальная мышьяковая;
6. Крайне низкотемпературная кальцитовая с марказитом и точилинитом.

Березит-лиственитовая золото-сульфидно-кварцевая формация месторождения Дарасун – основная на месторождении. Она представлена многочисленными, более 200, карбонат-кварцевыми жилами и зонами прожилкования, протяженностью от 100 до 2500 м по латерали и более 800 м по вертикали [10]. Золоторудные кварц-карбонат-сульфидные и существенно кварцевые жилы секут кварц-турмалиновые жилы и штокверки. Рудные залежи золоторудной формации размещены азонально относительно малых интрузивов гранитоидов и трубок взрыва. Эти формации резко отличаются по типу и составу рудоносных флюидов. Березит-лиственитовая золото-сульфидно-кварцевая формация возникла при участии слабосоленых растворов (<3-10% экв. NaCl), богатых $H_2S-CO_2-H_2O$, при температурах от 360°C до 170°C [5-8].

Распределение золота крайне неравномерно, практически все оно приурочено к трещинным зонам. Вследствие этого, золотое оруденение проявлено по всему месторождению – находки золота могут быть непосредственно связаны как с данной минерализацией, так и накладываться на более раннюю кварц-турмалиновую формацию и на вмещающие породы.

В рудах Дарасунского месторождения серебро преобладает над золотом. Однако вследствие большого количества минералов-концентраторов серебра, таких как галенит, халькопирит, блеклые руды ряда теннантит-тетраэдрит, наиболее распространено высокопробное самородное золото [1,9].

В тех участках золоторудных жил Западного блока, где ранние золотоносные растворы реагировали с самородным висмутом и/или с икунолитом, наряду с высокопробным золотом-I возник реакционный мальдонит Au_2Bi , не содержащий серебра, который устойчив при низкой активности сульфидной серы в поле пирротина [13].

Судя по достаточно широкому распространению продуктов превращений мальдонита, его количество в отдельных локальных участках руд Западного блока месторождения Дарасун достигало 10-12%. Мальдонит образует псевдоморфозы по самородному висмуту. Соответственно, размер и форму выделений мальдонита определяли размер и форма зёрен висмута – неправильной формы выделения размером не более 50 мкм. Состав мальдонита устойчив и близок к теоретическому.

Мальдонит – фаза малоустойчивая. При небольшом росте fS_2 мальдонит разлагается. Мальдонит был широко развит в рудах Западного участка, богатых самородным висмутом

и икунолитом. При воздействии более поздних гидротерм с несколько повышенной fS_2 часть мальдонита распалась с образованием крайне высокопробного беспримесного золота (с пробностью 1000), беспримесного самородного висмута (не содержит даже следы сурьмы) и висмутина.

Вероятная реакция распада мальдонита: $6Au_2Bi + 3S_2(\text{раствор}) \rightarrow 2Bi + 6Au + 2Bi_2S_3$. Мальдонит сохранился только там, где капсулирован в золоте – продукте его распада.

При дальнейшем и очень значительном росте fS_2 большая часть мальдонита была замещена сложным сульфидом золота и висмута - моноклинным джонасонитом $AuBi_5S_4$, характерным минералом вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных гидротермальных месторождений золота [19,11]. В рудах Дарасуна джонасонит установили Н.Н. Кривицкая и Э.М. Спиридонов в рудах жилы 5-я Электрическая [4]. Джонасонит слагает массу псевдоморфоз по мальдониту (рис.1) среди агрегатов висмутита и самородного висмута, отчасти замещая висмутин и висмут. Вероятные реакции образования джонасонита за счёт мальдонита:

1. $Au_2Bi + 5Bi + 2Bi_2S_3 + 0.5S_2 \text{ p-p} \rightarrow 2AuBi_5S_4$;
2. $5Au_2Bi + 2S_2 \text{ p-p} \rightarrow AuBi_5S_4 + 9Au$.

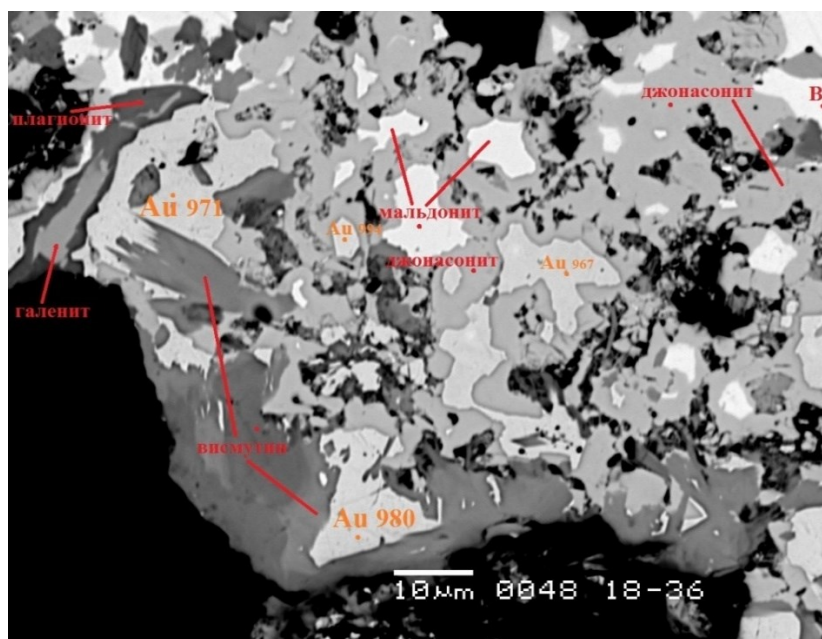


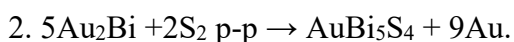
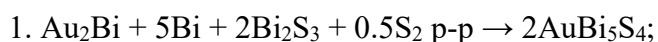
Рис. 1. Реликты мальдонита среди замещающего джонасонита, самородного висмута и золота. В отраженных электронах

Относительно редко наблюдается непосредственное замещение мальдонита джонасонитом со сбросом избыточного золота – возможно, продукты реакции 2 типа, в т.ч. весьма высокопробное 980-967 новообразованное золото.

Формула голотипа джонасонита – $\text{Au}(\text{Bi},\text{Pb})_5\text{S}_4$ [19]. В рудах месторождения Дарасун преобладает джонасонит без свинца, который заместил мальдонит, висмутин и висмут. Реже встречается свинец-содержащий джонасонит, который заместил не только мальдонит, но и некоторое количество галенита или галеновисмутита, вростки которых иногда встречаются в агрегатах висмутина и висмута. Средний состав джонасонита Дарасунского месторождения отвечает составу $\text{Au}_{1,05}(\text{Bi}_{4,98}\text{Pb}_{0,02})_5\text{S}_{3,95}$.

Отдельные участки золоторудных жил с джонасонитом тектонизированы и подроблены. Их обломки сцементированы и частично замещены сростаниями агрегатов сульфосолей Pb-Bi с заметной примесью сурьмы – кобеллитом и козалитом нередко с зональным серебристым золотом. Данные образования – производные более дифференцированных и низкотемпературных золотоносных гидротерм, в которых

Таким образом, образование джонасонита связано с резким увеличением фугитивности S_2 в следствие которой мальдонит заместился сложным сульфидом золота и висмута - моноклинным джонасонитом AuBi_5S_4 . Вероятные реакции образования джонасонита за счёт мальдонита:



Состав джонасонита варьирует от преобладающего в дарасунских рудах беспримесного AuBi_5S_4 до $\text{Au}(\text{Bi},\text{Pb})_5\text{S}_4$ с 1–6 масс. % Pb , когда среди замещенных минералов присутствовали галенит или галеновисмутит, вростки которых иногда встречаются в агрегатах висмутина и висмута.

Наличие в одних и тех же жилах (золотых рудах) Дарасуна свидетельствуют о сильной изменчивости условий минералообразования. Нередко соседствуют минералы, возникшие при крайне низкой активности сульфидной серы (мальдонит, ауростибит, самородный висмут), и минералы, возникшие при высокой активности сульфидной серы (джонасонит).

Литература

1. Амосов Р.А. Отношение золота к серебру в рудах Западного участка Дарасунского месторождения // Тр. ЦНИГРИ. 1968. Вып. 79. С. 135-141.
2. Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н., Спиридонов Э.М. Первая находка минералов ряда иорданит – геокронит – шульцит на одном месторождении (Дарасун, Восточное Забайкалье) // Докл. РАН. 2011. Т. 438. № 5. С. 655-658.
3. Зорина Л.Д. Рудно-магматические системы Забайкалья с латитовым магматизмом / Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск. Наука. 1987. С. 93-100.

4. *Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Спиридонов Э.М.* Джонасонит AuBi_5S_4 – первая находка в Восточном Забайкалье // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 2. С. 368–371.
5. *Ляхов Ю.В.* Температурная зональность Дарасунского месторождения // Геология рудных месторождений. 1975. Т. 17. № 2. С. 28-36.
6. *Ляхов Ю.В., Дмитриев Л.К.* Физико-химические условия минералообразования на Дарасунском золоторудном месторождении (Восточное Забайкалье) по включениям в минералах. Ч. 1 // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1975. № 29. Вып. 3. С. 48-56.
7. *Ляхов Ю.В., Дмитриев Л.К.* Физико-химические условия минералообразования на Дарасунском золоторудном месторождении (Восточное Забайкалье) по включениям в минералах. Ч. 2 // Минерал. сб. Львов. ун-та. 1975. № 29. Вып. 4. С. 17-22.
8. *Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д.* Флюидный режим Дарасунской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) по данным исследования флюидных включений // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 5. С. 50-61
9. *Сахарова М.С.* Стадийность процессов рудообразования и вопрос зональности на Дарасунском золоторудном месторождении. В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наук. 1972. С. 213-222.
10. *Сахарова М.С.* Минералого-геохимические особенности золоторудных столбов на Дарасунском месторождении // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука. 1972. С. 103-111.
11. *Спиридонов Э.М., Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н., Назьмова Г.Н., Ряховская С.К., Филимонов С.В.* Минеральные ассоциации гидротермальных плутогенных, вулканогенно-плутогенных, вулканогенных, телетермальных месторождений золота. / Золото северного обрамления Пацифика. Магадан: 2008. С. 155-158.
12. *Спиридонов Э.М., Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Коротаева Н.Н., Кочетова К.Н.* Фюлэспит $\text{Pb}_3\text{Sb}_8\text{S}_{15}$ из вулканогенно-плутогенного месторождения Дарасун, Вост. Забайкалье // Вестник МГУ. Геология. 2020. № 5. С. 71-76.
13. *Спиридонов Э.М., Кривицкая Н.Н., Кочетова К.Н., Брызгалов И.А., Коротаева Н.Н.* Мальдонит Au_2Bi и продукты его замещения – беспримесное золото, джонасонит AuBi_5S_4 , висмутый ауростибит $\text{Au}(\text{Sb},\text{Bi})_2$ в золотых рудах месторождения Дарасун в мезозоидах Восточного Забайкалья // Записки Российского минералогического общества 2022 Т. 151, №2, С. 1-22
14. *Тимофеевский Д.А.* Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 98. 1972. 295 с.
15. *Филимонова А.А.* Об ассоциациях сульфоантимонитов свинца в рудах Дарасунского месторождения // Геология рудных месторождений. 1967. Т. 9. № 2. С. 107-121.

16. Фогельман Н.А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. 1962. Вып. 84. С. 81-93.
17. Spiridonov E.M., Kryvitskaya N.N., Kochetova K.N., Bryzgalov I.A., Korotaeva N.N. Maldonite Au_2Bi and minerals of their replacement – pure gold, jonassonite $AuBi_5S_4$, bismuthian aurostibite $Au(Sb,Bi)_2$ from gold ores at Darasun deposit in mezosoides Transbaikalya // Geology Ore Deposits. 2023a. Vol. 65. № 7. P. 690-703.
18. Spiridonov E.M., Kryvitskaya N.N., Kochetova K.N., Bryzgalov I.A., Korotaeva N.N. Aurostibite $AuSb_2$, argentian gold and electrum from postgold Sb mineralization at Darasun deposit // Geology Ore Deposits. 2023b. Vol. 65. № 7. P. 704-711.
19. Paar W.H., Putz H., Topa D., Roberts A.C., Stanley C.J. & Culetto F.J. Jonassonite, $Au(Bi,Pb)_5S_4$, a new mineral species from Nagybörzsöny, Hungary // Canad. Mineral. 2006. Vol. 44. P. 1127-1136.

ТЕРМИЧЕСКОЕ ПОВЕДЕНИЕ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ СОДАЛИТА И ИХ СИНТЕТИЧЕСКИХ АНАЛОГОВ: НОВЫЕ ДАННЫЕ

Н.В. Потехина, И.В. Пеков

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Семейство содалитоподобных соединений – одно из богатейших по вариациям химического состава и по разнообразию применений и свойств. Среди минералов группы содалита особый интерес представляют серосодержащие – нозеан $\text{Na}_8(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})(\text{SO}_4)\cdot\text{H}_2\text{O}$ (пр. гр. *P-43n*), гаюин $(\text{Na,K})_6\text{Ca}_2(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})(\text{SO}_4)_2$ (пр. гр. *P-43n*), лазурит $\text{Na}_7\text{Ca}(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})(\text{SO}_4)\text{S}_3^{\bullet-}\cdot n\text{H}_2\text{O}$ (пр. гр. *P-43n*), сапожниковит $\text{Na}_8(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})(\text{HS})_2$, владимиривановит $\text{Na}_{6+x}\text{Ca}_{2-x}(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})(\text{SO}_4, \text{S}_3^{\bullet-})_2\cdot\text{H}_2\text{O}$ (пр. гр. *Pnaa*) и слюдянкаит $\text{Na}_{28}\text{Ca}_4(\text{Si}_{24}\text{Al}_{24}\text{O}_{96})(\text{SO}_4)_6(\text{S}_6)_{1/3}(\text{CO}_2)\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (пр. гр. *P1*) – из-за разнообразных серосодержащих анионов, анион-радикалов и нейтральных молекул, которые могут заселять содалитовую полость [4, 5]. Эти компоненты не только выполняют роль маркеров окислительно-восстановительных условий образования разных минеральных ассоциаций, но и обуславливают полезные свойства, в т.ч. люминесцентные. Изучение термической стабильности этих соединений и превращений внекаркасных анионов в них представляется важной задачей.

Предыдущие исследования термического поведения содалитоподобных алюмосиликатов показали, что изменения, происходящие в их кристаллической структуре при нагревании, закономерны: для них характерно расширение каркаса и смещение внекаркасных катионов относительно исходных позиций [8, 10]. На поведение каркаса при нагревании влияет и тип аниона. Термическое поведение, которое можно назвать обычным, характерно для содалитоподобных алюмосиликатов с Cl, Br, I, NO_3^- , MnO_4^{2-} , SO_4^{2-} , т.е. с анионами, которые не претерпевают превращений. В этих соединениях термическое расширение связано только с закономерным разворотом тетраэдров в каркасе, что обусловлено в свою очередь смещениями атомов кислорода, принадлежащих каркасу [8, 10]. Аномальное термическое поведение свойственно для тектоалюмосиликатов, у которых изменения в каркасе сопровождаются превращениями внекаркасных анионов. К таким соединениям как раз и относятся серосодержащие минералы группы содалита и их синтетические аналоги.

Сапожниковит $\text{Na}_8(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})(\text{HS})_2$ – недавно открытый в Ловозерском щелочном массиве (Кольский п-ов) минерал группы содалита, содержащий гидросульфидную группу HS^- [6]. Он отличается не только необычным для минералов S-содержащим анионом, но и яркой люминесценцией, которая обусловлена входждением примесного анион-радикала $\text{S}_2^{\bullet-}$

. Наши исследования термической стабильности сапожниковита методами *in-situ* монокристалльной терморентгенографии и рентгеноструктурного анализа в диапазоне температур 0 – 1000 °С показали, что нагрев приводит к закономерному смещению атомов натрия и кислорода каркаса. На кривой термического расширения наблюдается резкий перегиб, который начинается при температуре 900 °С. При температуре 950 °С зафиксирован структурный переход $P-43n \leftrightarrow Pm-3n$, который обусловлен в том числе частичным преобразованием HS^- в $S_3^{\bullet-}$ и S_2^- . Появление $S_3^{\bullet-}$ и S_2^- при нагревании подтверждено результатами терморамановской спектроскопии. Примечательно, что после снятия температурного воздействия структура сапожниковита релаксирует, включая возвращение HS^- . Таким образом, в сапожниковите преобразование серосодержащих анионов может происходить по следующим схемам: $6HS^- \rightarrow S_3^{\bullet-} + 3H_2S_{(r)}$ и $2HS^- - 2e \rightarrow S_2^{2-} + 2H^+$. Интересно, что поведение синтетического аналога сапожниковита, полученного нами впервые [4, 9], немного отличается от описанного выше. Для него отмечается более активное окисление сульфидной серы с образованием аниона SO_4^{2-} по следующим схемам: $2HS^- + 2.5O_{2(r)} \rightarrow SO_4^{2-} + 0.25S_4 + H_2O_{(r)}$ и $2HS^- + 3.5O_{2(r)} \rightarrow SO_4^{2-} + SO_{2(r)} + H_2O_{(r)}$. Такое поведение может быть обусловлено высокой дисперсностью полученного синтетического материала, что способствует повышению его реакционной способности [9]. Как показали наши исследования, люминесценция сапожниковита стабильна вплоть до 800 °С [9].

С точки зрения термического поведения ещё одним интересным минералом группы содалита является владимировановит $Na_{6+x}Ca_{2-x}(Al_6Si_6O_{24})(SO_4, S_3^{\bullet-})_2 \cdot H_2O$. В нём реализуется не только широкий изоморфизм во внекаркасных анионных позициях, но и упорядочение анионов и катионов. Известно, что кристаллы владимировановита из разных месторождений отличаются по химическому составу, в первую очередь, в части внекаркасных анионов [2, 3], поэтому для исследования нами были выбраны образцы из двух месторождений – Тултуйского (Слюдянский район, Юго-Западное Прибайкалье, Иркутская область) и Ляджвардара (Юго-Западный Памир, Таджикистан). Во владимировановите из обоих месторождений среди внекаркасных анионов доминирует анион-радикал $S_3^{\bullet-}$. Наши исследования методом терморамановской спектроскопии показали, что стабильность $S_3^{\bullet-}$ в образцах из этих месторождений различна: в тултуйском владимировановите этот анион-радикал сохраняется вплоть до температуры 1100 °С, а в ляджвардаринском – полосы колебаний $S_3^{\bullet-}$ в спектре комбинационного рассеяния исчезают в диапазоне 550-600 °С. Для владимировановита также установлен необратимый структурный переход $Pnaa \rightarrow P-43n$, который в тултуйском образце происходит в интервале 900-1100 °С, а в ляджвардаринском – 500-600 °С. Структурный переход обусловлен

разупорядочением сульфидных и сульфатных групп и изменением их соотношения в сторону увеличения доли сульфатной серы в результате частичного окисления кислородом воздуха. Кроме того, нагревание приводит к расширению каркаса. Этот процесс сопровождается согласованным смещением и разупорядочением Na и Ca, а также выравниванием объёмов двух типов β -полостей, которые выделяются в структуре исходного владимиривановита. Это приводит к появлению одного типа β -полости и повышению общей симметрии структуры до кубической. Мы предполагаем, что различия в температуре структурного перехода владимиривановита из разных месторождений могут быть связаны с совокупностью факторов: первичным соотношением сульфидных и сульфатных форм и их распределением по позициям в исходной структуре минерала, характером модуляций и возможным присутствием в кристаллах доменов с кубической и ромбической структурами [1].

Исследования влияния катионного и анионного состава на термическое поведение и люминесцентные свойства синтетических содалитоподобных фельдшпатоидов изучалось нами на примере алюмосиликатов, в которых в качестве катионов выступали одновременно Na, Ca и K, а анионов – Cl, I, Br. Эти соединения были получены нами методом гидротермального синтеза в температурном диапазоне 160-230 °C [7]. Примечательно, что наибольшую стабильность при нагревании показали содалитоподобные алюмосиликаты, содержащие помимо щелочных металлов кальций: в этих образцах структурный тип содалита сохраняется вплоть до температуры 1050 °C, а фельдшпатоиды только с щелочными металлами – Na и K – разлагаются с образованием нефелина при 900 °C. Это может быть обусловлено несколькими причинами: с одной стороны, связь Ca-O в содалитовой полости более сильная по сравнению с Na-O и K-O, с другой – структура нефелина как главного продукта разложения содалитоподобных алюмосиликатов не способна концентрировать кальций в сколь-либо существенном количестве. Таким образом, кальций в данном случае может выступать как ингибитор преобразования содалитоподобной структуры в структуру нефелина [7].

Исследования выполнены в рамках государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова (№ 121061600049-4).

Литература

1. Потехина Н.В., Пеков И.В., Золотарёв А.А., Бритвин С.Н., Щербаков В.Д. Термическое поведение владимиривановита $\text{Na}_6\text{Ca}_2(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})(\text{SO}_4, \text{S}_3, \text{S}_2, \text{Cl})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$: кристаллохимический аспект // Записки РМО. 2026. № 1 (в печати)

2. Bolotina N.B., Sapozhnikov A.N., Chukanov N.V., Vigasina M.F. Structure Modulations and Symmetry of Lazurite-Related Sodalite-Group Minerals // *Crystals*. 2023. Vol. 13. Paper 768.
3. Bolotina N.B., Chukanov N.V., Sapozhnikov A.N., Zubkova N.V., Pekov I.V., Varlamov D.A., Vigasina M.F., Bulakh M.O., Yapaskurt V.O., Ksenofontov D.A. Vladimirivanovite Revised: General Crystal Chemistry and Isomorphous Substitutions of Extra-Framework Species // *Minerals*. 2024. Vol. 14. Paper 883.
4. Chukanov N.V., Shchipalkina N.V., Shendrik R.Yu., Vigasina M.F., Tauson V.L., Lipko S.V., Varlamov D.A., Shcherbakov V.D., Sapozhnikov A.N., Kasatkin A.V., Zubkova N.V., Pekov I.V. Isomorphism and mutual transformations of S-bearing components in feldspathoids with microporous structures // *Minerals*. 2022a. Vol. 12. Paper 1456.
5. Chukanov N.V., Sapozhnikov A.N., Shendrik R.Yu., Zubkova N.V., Vigasina M.F., Potekhina N.V., Ksenofontov D.A., Pekov I.V. Crystal Chemistry, Thermal and Radiation-Induced Conversions and Indicatory Significance of S-Bearing Groups in Balliranoite // *Minerals*. 2023. Vol. 13. Paper 822.
6. Chukanov N.V., Zubkova N.V., Pekov I.V., Shendrik R., Varlamov D.A., Vigasina M.F., Belakovskiy D.I., Britvin S.N., Yapaskurt V.O., Pushcharovsky D.Yu. Sapozhnikovite, $\text{Na}_8(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})(\text{HS})_2$, a new sodalite-group mineral from the Lovozero alkaline massif, Kola Peninsula // *Mineral. Mag.* 2022b. Vol. 86. P. 49–59.
7. Potekhina N.V., Shendrik R.Yu., Chukanov N.V., Krzhizhanovskaya M.G., Britvin S.N., Yapaskurt V.O., Shcherbakov V.D., Pekov I.V. Synthesis and properties of high-entropy sodalite- and cancrinite-type aluminosilicates with mixed extra-framework species // *Mineral. Mag.* 2026 (в печати) DOI: 10.1180/mgm.2025.10158.
8. Ruscher C.H., Gesing T.M., Buhl J-C. Anomalous thermal expansion behavior of $\text{Na}_8[\text{AlSiO}_4]_6(\text{NO}_3)_2$ -sodalite: $P-43n$ to $Pm-3n$ phase transition by untilting and contradiction of TO_4 units // *Z. Kristallogr.* 2003. Vol. 218. P. 332–344.
9. Shchipalkina N.V., Vereshchagin O.S., Chukanov N.V., Gorelova L.A., Bocharov V.N., Pekov I.V. High-temperature behavior of the UV-luminescent sodalite-type natural compound $\text{Na}_8(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})(\text{HS})_2$: Comparative study by in situ single-crystal X-ray diffraction and Raman spectroscopy // *J. Solid St. Chem.* 2023. 323. Paper 124067.
10. Taylor D. The thermal expansion behaviour of the framework silicates // *Min. Mag.* 1972. Vol. 38. P. 593-604.

СУЛЬФОПАДМАИТ PdBiS – НОВЫЙ МИНЕРАЛ ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
СРЕДНЯЯ ПАДМА (КАРЕЛИЯ). ИЗОМОРФНЫЙ РЯД ПАДМАИТ –
СУЛЬФОПАДМАИТ PdBiSe – PdBiS

М.В. Стрельников^{1,2}, С.Н. Бритвин³, В.О. Япаскурт¹, В.М. Гекиянец⁴, С.Ю. Янсон³,
А.А. Агаханов⁴, П.Ю. Плечов⁴, И.В. Пеков¹

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

²Российский государственный геологоразведочный университет
им. Серго Орджоникидзе

³Санкт-Петербургский государственный университет

⁴Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН

Изоморфизм в системе PdBiSe–PdBiS не изучен. Среди девяти природных объектов, в которых найден на сегодня падмаит PdBiSe, только на месторождении Средняя Падма, где он был впервые открыт [2] он содержит небольшую примесь S: 0.1 – 0.8 мас.%. Согласно литературным данным, в остальных объектах он не содержит примеси S более 0.1 мас.% [6].

Соединения со структурным типом ульманнита (производным от структуры пирита) давно зарекомендовали себя как перспективные материалы со многими полезными свойствами [4,5,7], однако нам не удалось обнаружить ни одного исследования, посвящённого синтезу соединения PdBiS или изучению изоморфизма в синтетической системе PdBiSe–PdBiS.

Комплексное благороднометалло-уран-ванадиевое месторождение Средняя Падма расположено на Заонежском полуострове в Республике Карелия. Ванадиевое оруденение приурочено к ореолам щелочных Na-K метасоматитов, урановые и благороднометалльные руды связаны со среднетемпературными слюдисто-карбонатными жилами, заключёнными в таких метасоматитах [1]. Минералы U, Au, Ag, Pt и Pd в этих жилах тесно ассоциируют с сульфидами и селенидами Pb: главным образом, это минералы ряда галенит-клаусталит. Сравнительно недавно в таких рудах был открыт новый селенид меди, свинца и висмута – селеноджуноит $Cu_2Pb_3Bi_8Se_{16}$ [3].

Методами сканирующей электронной микроскопии, электронно-зондового микроанализа и рамановской спектроскопии исследована серия образцов благороднометалло-селенидных руд месторождения Средняя Падма из рабочей коллекции Ю.С. Полеховского, хранящейся в Минералогическом музее им. А.Е. Ферсмана РАН. В этих образцах обнаружен новый минерал с идеализированной формулой PdBiS – сульфопадмаит, который формирует здесь с падмаитом PdBiSe протяженный ряд твёрдых

растворов. Кристаллическая структура сульфопадмаита определена рентгеноструктурным (монокристалльным) методом, $R = 0,035$. Кроме того, у него измерены показатели отражения. Новый минерал и его название утверждены Комиссией по Новым Минералам, Номенклатуре и Классификации Международной Минералогической Ассоциации (ИМА2025-046).

Сульфопадмаит встречен нами в виде зёрен неправильной формы размером до 30 мкм на границе клаусталита и хромселадонита. Он также ассоциирует с доломитом, кварцем, богатым серой падмаитом, фрудитом, халькопиритом, малышевитом, соболевскитом, айкинитом, самородным золотом, платиной и висмутом. Сульфопадмаит оптически изотропен; в отраженном свете он имеет бледно-желтый цвет с розоватым оттенком. Коэффициенты отражения сульфопадмаита, измеренные в воздухе (λ , нм – R , %), представляют собой: 470 – 46.3; 546 – 48.4; 589 – 49.6; 650 – 50.3. Химический состав: Pd 30.04, Bi 56.82, Sb 0.34, S 6.57, Se 5.78, всего 99.54 мас.%. Эмпирическая формула: $Pd_{1.01}(Bi_{0.98}Sb_{0.01})_{\Sigma 0.99}(S_{0.74}Se_{0.26})_{\Sigma 1.00}$. Сульфопадмаит – минерал кубической сингонии, относится к пространственной группе $P2_13$, $a = 6,3272(3) \text{ \AA}$, $V = 253,30(4) \text{ \AA}^3$, $Z = 4$. В основе его кристаллической структуры лежат ковалентные «гантели» $[BiS]^{2-}$, которые координируют Pd, образуя октаэдр $[PdBi_3S_3]$. Впервые обнаружен почти полный твердый раствор между падмаитом и сульфопадмаитом, $PdBiSe - PdBiS$ (рис.1), что открывает путь для синтеза смешанных соединений состава $PdBi(Se_{1-x}S_x)$ со структурным типом ульманнита.

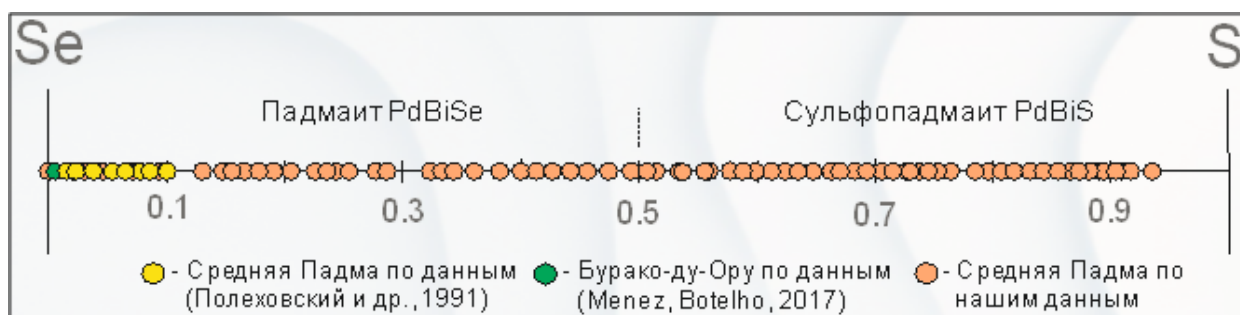


Рис. 1. Содержание S (в ф.к.) в ряду $PdBiSe-PdBiS$ согласно литературным и нашим данным.

Литература

1. Леденёва Н.В. Минералогия и условия локализации уран-благороднометалльно-ванадиевого оруденения (Онежский рудный район). Дисс. ... канд. г.-м.н. М.: ВИМС. 2004. 137 с. А также ссылки в этой работе

2. Полеховский Ю.С., Волошин А.В., Тарасова И.П., Никитин С.А., Пахомовский Я.А., Меньшиков Ю.П., Крецер Ю.Л., Колычева Т.И. Падмаит PdBiSe – новый селенид палладия и висмута из метасоматитов Южной Карелии // ЗВМО. 1991. №. 3. С. 85-88.
3. Gekimyants V.M., Zubkova N.V., Pekov I.V., Agakhanov A.A., Ksenofontov D.A., Lavrov O.B., Yapaskurt V.O., Pautov L.A., Britvin S.N., Platonova N.V., Plechov P.Y. and Pushcharovsky D.Y. Selenojuinite, IMA 2023-038. CNMNC Newsletter 75 // Min. Mag. 2023. Vol. 87. P. 955-958.
4. Kakihana M., Teruya A., Nishimura K., Nakamura A., Takeuchi T., Haga Y., Harima H., Hedo M., Nakama T., and Onuki Y. Split Fermi surface properties in ullmannite NiSbS and PdBiSe with the cubic chiral crystal structure. Journal of the Physical Society of Japan. 2015. Vol. 84. 094711.
5. Mannel D.S., King J., Preger Y., Ahmed M.S., Root T.W. and Stahl S.S. Mechanistic insights into aerobic oxidative methyl esterification of primary alcohols with heterogeneous PdBiTe catalysts. ACS Catalysis. 2018. Vol. 8. N 2. P. 1038-1047.
6. Menez J., Botelho N. F. Ore characterization and textural relationships among gold, selenides, platinum-group minerals and uraninite at the granite-related Buraco do Ouro gold mine, Cavalcante, Central Brazil //Min. Mag. 2017. Vol. 81. N 3. P. 463-475.
7. Shi D., Song J., Qin Y., Chen X. and Du S. High-throughput design and computational screening of PdBiSe-like equiatomic system with multi-fold fermions // Materials of Science in Semiconductor Processing. 2025. Vol. 187. P. 109–129.

О НАХОДКЕ НОВОЙ ЗОЛОТО-ГАЧИНГИТ-СЕЛЕНОДАНТОПАИТОВОЙ
МИНЕРАЛЬНОЙ АССОЦИАЦИИ В РУДАХ ОЗЕРНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(КАМЧАТКА)

М.В. Стрельников^{1,2}, Д.А. Ханин³, В.О. Япаскурт¹, С.Н. Бритвин⁴, П.А. Плетнёв¹,
С.Ю. Янсон⁴, И.В. Пеков¹

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

²Российский государственный геологоразведочный университет
им. Серго Орджоникидзе

³Институт экспериментальной минералогии РАН

⁴Санкт-Петербургский государственный университет

Селенотеллуриды и селениды золота – крайне редкие минералы. Сегодня к ним относят всего четыре соединения: фишессерит Ag_3AuSe_2 , ауроселенид $AuSe$, малетойваямит $Au_3Se_4Te_6$ и гачингит $Au(Te_{1-x}Se_x)$. Три последних были не так давно открыты на Au-Ag эпитермальном рудопроявлении Гачинг на севере Камчатки [4,5,6]. В самое недавнее время гачингит и малетойваямит в значительных количествах встречены на другом эпитермальном золоторудном месторождении Камчатки – Озерновском [2].

Согласно литературным данным, одним из главных минералов серебра на Озерновском месторождении является «селеновый аналог павонита» [1]. Его рентгенографическое изучение не было выполнено. Исследователями рудной минералогии месторождения Принц Эвжен в Чехии было высказано предположение, что такой «селенопавонит» из Озерновского месторождения может оказаться селенодантопаитом $Ag_5Bi_{13}Se_{22}$ [3].

Нами в трёх рудных телах (Втором, Четвёртом и Пятом) участка БАМ на Озерновском месторождении выявлена принципиально новая минеральная ассоциация, где селенодантопаит, гачингит и гипогенное самородное золото являются главными концентраторами благородных металлов. Образцы, собранные авторами (М.В.С., П.А.П., И.В.П.) в течение полевых сезонов в 2018 – 2024 гг, изучены методами электронной микроскопии и электронно-зондового микроанализа. Для гачингита и селенодантопаита впервые получены порошковые дифрактограммы с природного материала. Для обоих минералов это вторые и наиболее богатые находки в мире.

Золото-гачингит-селенодантопаитовая минеральная ассоциация установлена в богатых самородным теллуром барит-диккит-кварцевых жилах (рис. а). Гачингит и селенодантопаит образуют густую вкрапленность (рис. б) в кварце вместе с баритом, гипогенным золотом (рис. б, в), богдановичитом и парагуанахуатитом (рис. г). Размер зёрен

гачингита – 5–80 мкм; химический состав: $\text{Au}(\text{Te}_{0.67}\text{Se}_{0.33})\text{--Au}(\text{Se}_{0.51}\text{Te}_{0.49})$. Параметры элементарной ячейки гачингита – $a = 7.557(7)$, $b = 5.740(6)$, $c = 8.940(6)$ Å, $V = 387.7(4)$ Å³. Встречен потенциально новый минерал – Se-доминантный аналог гачингита состава $\text{Au}(\text{Se}_{0.60}\text{Te}_{0.40})$. Селенодантопаит (индивиды до 0.3 мм) близок по составу к конечному члену. Это вкпе с литературными данными [3] позволяет считать ряд дантопаит $\text{Ag}_5\text{Bi}_{13}\text{S}_{22}$ – селендантопаит полным. Селенодантопаит – одна из главных минеральных форм Ag на Озерновском месторождении. Параметры элементарной ячейки селенодантопаита – $a = 13.78(2)$, $b = 4.161(8)$, $c = 19.51(4)$ Å, $\beta = 106.28(13)^\circ$, $V = 1074(2)$ Å³. Самородное золото, ассоциирующее с гачингитом и селенодантопаитом, чётко разделяется на два морфогенетических типа: яснокристаллическое гипогенное и «горчичное» гипергенное.

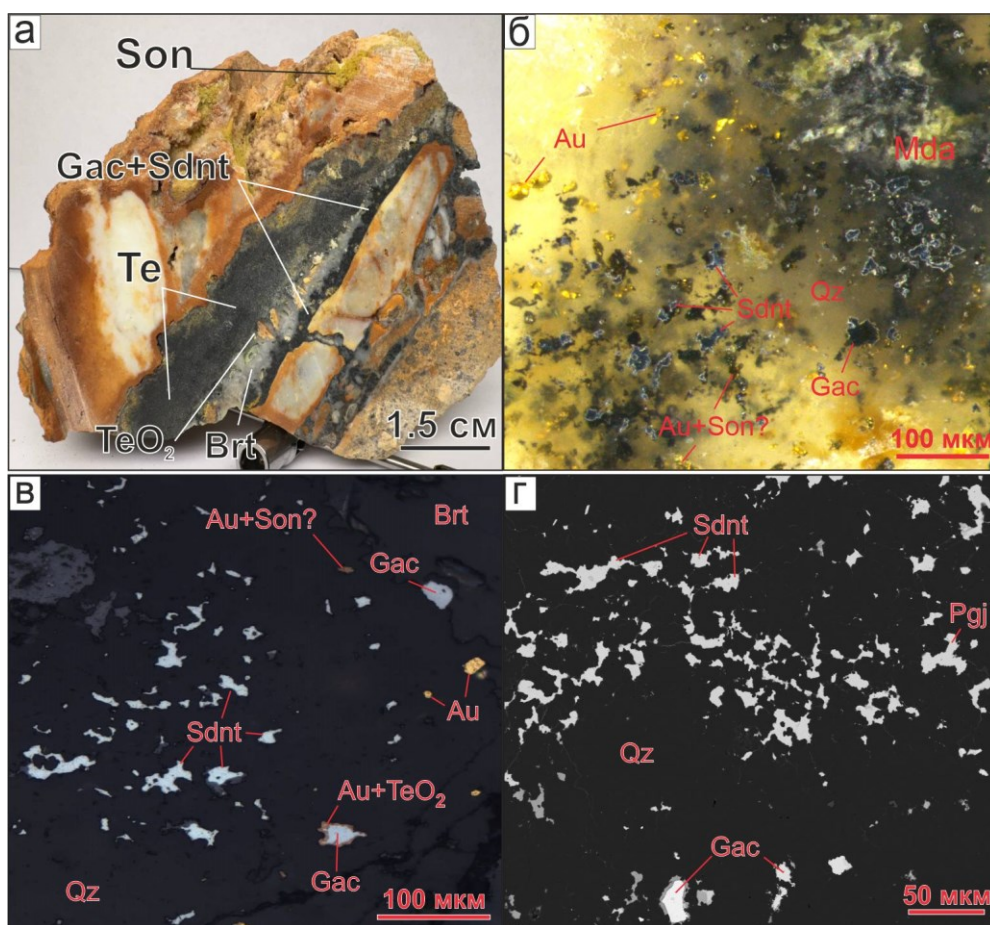


Рис. 1. Минералы золото-гачингит-селенодантопаитовой ассоциации в руде Озерновского месторождения: а – фрагмент богатой самородным теллуrom барит-диккит-кварцевой жилы с кокардово-брекчиевой текстурой в тектонизированном аргиллизите; б, в – обособления гачингита, селенодантопаита и самородного золота в кварце; г – селенодантопаит, гачингит и парагуанахуатит в кварце; Фотография (в) – в отражённом свете; изображение (г) сделано под сканирующим электронным микроскопом в режиме обратно-рассеянных электронов. И использованные символы минералов: Au – самородное золото, Brt – барит, Gac – гачингит, Mda – мандариноит; Pgi – парагуанахуатит, Qz – кварц, Te – Se-содержащий самородный теллур, Sdnt – селенодантопаит, Son – сонораит.

Новая золото-гачингит-селенодантопаитовая минеральная ассоциация обнаружена в богатых блоках сразу в трёх рудных телах участка БАМ – главного промышленного участка Озерновского золоторудного месторождения. Особо примечательно то, что гачингит является одной из главных минеральных форм золота в такой руде. Эта находка вкупе с обнаружением в озерновских рудах богатых скоплений малетойваямита $Au_3Se_4Te_6$ [2] позволяет считать, что селенотеллуриды золота распространены шире, чем это представлялось ранее, и в том числе могут образовывать промышленно значимые скопления.

Литература

1. *Вартанян С.С., Орешин В.Ю., Ершова Н.А., Вакин М.Е., Наумова О.А., Морозова Л.В.* Отчет по теме «Определить критерии локализации и вещественный состав золотоносных образований Озерновского рудного поля». М.: ФГБУ ЦНИГРИ. 1991.
2. *Стрельников М.В., Пеков И.В., Япаскурт В.О., Ксенофонтов Д.А., Плетнёв П.А.* Высокоселенистый самородный теллур из Озерновского золоторудного месторождения (Камчатка) и особенности изоморфизма в природной системе теллур–селен // ЗРМО. 2025. Т. 154. №. 2. С. 88-105.
3. *Sejkora J., Biagioni C., Mackovicky E.* Selenodantopaite, $Ag_5Bi_{13}Se_{22}$, a new member of the pavonite homologous series from Potůčky, Czech Republic // Min. Mag. 2026. (in press).
4. *Tolstykh N.D., Tuhý M., Vymazalová A., Laufek F., Plášil J., Košek F.* Gachingite, $Au(Te_{1-x}Se_x)_{0.2} \approx x \leq 0.5$, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia // Min. Mag. 2022. V. 86. N 2. P. 205–213.
5. *Tolstykh N., Shapovalova M., Podlipsky M.* Au-Ag-Se-Te-S Mineralization in the Maletoyvayam High-Sulfidation Epithermal Deposit, Kamchatka Peninsula // Minerals. 2023. Vol. 13. 420.
6. *Tolstykh N., Kasatkin A., Nestola F., Vymazalova A., Agakhanov A., Palyanova G., Korolyuk V.* Auroselenide, AuSe, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia // Min. Mag. 2023 V. 87. N 2. P. 284–291.