



Минералы элементов платиновой группы в Гишунском массиве на Дарвазском хребте, Северный Памир

Паутов Л.А.¹, Мираков М.А.², Искандаров Ф.Ш.³,
 Нуруллоев Я.Н.³, Махмадшариф С.^{2,4}

¹Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, pla58@mail.ru

²Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии НАН Таджикистана, Душанбе

³Таджикский национальный университет, Душанбе

⁴Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Москва

В Ni-Co-Cu-рудопроявлении Хукас на южном фланге расслоенного перидотит-анортозит-габбрового Гишунского массива на Северном Памире (Горно-Бадахшанская автономная область, Таджикистан) выявлены сперрилит $PtAs_2$, холлингвортит $RhAsS$, ирарсит $IrAsS$, стибиопалладинит Pd_3Sb_2 , сурьмянистый котульскит $Pd(Te, Sb)$, боровскит Pd_3SbTe_4 , меренскит $PdTe_2$. Сперрилит – главный минерал элементов платиновой группы (ЭПГ) в тяжелой фракции элювиально-коллювиальных отложений на рудопроявлении. Он представлен кристаллами размерами 20–150, редко до 250 мкм в поперечнике. Приведен спектр отражения сперрилита. Микротвердость VHN_{100} 899 (разброс от 706 до 1233). Приведена рентгеновская порошковая диаграмма сперрилита. Элементный состав большинства кристаллов близок к стехиометричному; примеси Rh до 0.5, S до 0.1 мас.%. В одном кристалле сперрилита внешняя зона обогащена Ir до 14 мас.%. В сперрилите выявлены включения пирротин+пентландит+халькопирит, трактуемые как захваченные капли Fe-Ni-Cu-S-расплава, которые претерпели субсолидусные превращения. Высказывается предположение о первично магматической кристаллизации сперрилита. Холлингвортит и ирарсит обнаружены в тяжелой фракции, выделенной из рыхлых отложений, и в образцах сульфидных руд из коренного обнажения. В шлихах эти минералы встречаются в виде кристаллов (от 1 до 15 мкм) и корочек на сперрилите. В сульфидных рудах обнаружены зонально-секториальные кристаллы (5–10 мкм), центральная часть которых сложена ирарситом, остальная – холлингвортитом. Приведен спектр отражения ирарсита. Для холлингвортита–ирарсита характерны примеси (мас.%): Os до 1.1, Co до 4.6, Ni до 3.3. Минералы Pd-Sb и Pd-Te часто встречаются в миллерит-халькопирит-пиритовых рудах в виде выделений незначительного размера (3–10 мкм). Приведены микронзондовые анализы и оптические свойства. Образование этих минералов, возможно, обусловлено высвобождением ЭПГ в процессе метаморфизма из первичных пирротин-пентландитовых руд.

Ключевые слова: Гишунский массив, Хукас, Дарвазский хребет, Северный Памир, Горно-Бадахшанская автономная область, Таджикистан, минералы элементов платиновой группы, сперрилит, холлингвортит, ирарсит, стибиопалладинит, сурьмянистый котульскит, боровскит, меренскит.

Введение

В 1979 г. В.В. Наризневым и В.М. Стебловой в долине реки Обихумбоу на Северном Памире впервые была описана и названа Гишунской расслоенная интрузия перидотит-анортозит-габбрового

состава [Нарижнев, Стеблова, 1979]. К этой интрузии приурочены проявления медь-никель-кобальтовой формации с платиноидами [Вольнов и др., 1979]. Наиболее изученным рудопроявлением с доказанной платиноносностью является участок Хукас [Вольнов, 1982; Нарижнев, 1984]. Повышенные содержания элементов платиновой группы (ЭПГ) в рудах Гишунского массива отмечались в многочисленных работах исследователей научных и производственных геологических организаций [Вольнов и др., 1980а; Вольнов, 1982; Леснов и др., 1982; Нарижнев, 1984; Ефименко и др., 1991а; Могахед, 2011б; Ёров и др., 2012], но каких-либо данных о минералах элементов платиновой группы в рудах этого массива в доступной литературе обнаружить не удалось. По этой причине в 2019 г. по инициативе одного из авторов настоящей статьи (Ф.Ш. Искандарова) мы посетили участок Хукас с целью поиска собственных минералов ЭПГ в рудах проявления. Эта попытка оказалась в определенной мере удачной: выявлены минералы ЭПГ, некоторые диагностированы вполне однозначно (изучен их элементный состав, физические свой-

ства, получены рентгеновские порошкограммы), диагностика других же фаз менее достоверна, так как базируется только на определении элементного состава и оптических свойств; для некоторых минералов платиновой группы (МПП), имеющих весьма малые размеры выделений, кроме элементного состава, не удалось получить никаких других данных, и диагностика их является недостаточно обоснованной. Поскольку на данном этапе работ мы не занимались изучением геологического строения рудопроявления, а наши собственные данные по петрографии массива и вещественному составу руд весьма ограничены, в данной публикации основное внимание будет уделено минералам ЭПГ в рудах Хукаса.

Методы исследований и аппаратура

При полевых работах в 2019 г. у коренного выхода богатых сульфидных руд на участке Хукас было промыто на шлюзе 2.5–3 м³ рыхлого материала (преимущественно коллювиально-делювиальных отложений), собранного у подножья обнажения и сметенного непосредственно со скального выхода



Рис. 1. Медно-никелевое рудопроявление Хукас, Дарвазский хребет, Северный Памир, ГБАО. а – район южного контакта Гишунского массива. Правый борт реки Обихумбоу, напротив впадения ручья Хукас; б – долина ручья Хукас. В центре кадра на правом борту ручья у грунтовой дороги видно обнажение с сульфидными рудами; в – промывка рыхлого материала на шлюзе; г – доводка черногого шлиха, полученного на шлюзе, в лотке.

сульфидных руд (рис. 1). Черновой концентрат шлюза доводился в полевых условиях до черного шлиха промывкой в лотке (рис. 1г). Дальнейшая обработка шлихов проводилась в условиях лаборатории. Для быстрой оценки наличия минералов ЭПГ в отдельных порциях тяжелой фракции шлихов использовался прием окислительной прокалки для перевода сульфидов (пирита, пирротина, пентландита, халькопирита) в магнитные огарки. Прокаленные продукты подвергались магнитной сепарации, и в немагнитной фракции осуществлялся поиск минералов ЭПГ. Данный прием позволял в короткие сроки оценивать наличие и приблизительное количество минералов ЭПГ в шлихах, но он непригоден для диагностики и изучения минералов ЭПГ: даже кратковременное прокаливание шлиха приводит к изменению элементного состава, свойств и морфологии некоторых минералов ЭПГ [Паутов и др., 2021]. Кроме прокаливания порций шлихов для освобождения тяжелой фракции от доминирующего преобладания пирита, в меньшей степени пирротина, использовалась также обработка части фракций шлихов концентрированной азотной кислотой. Из тяжелой фракции, выделенной из рыхлых отложений проявления Хукас, было извлечено более тысячи зерен платиноидов. Для диагностики и изучения свойств минералов ЭПГ зерна извлекались под бинокулярным микроскопом из немагнитной тяжелой фракции, которая не подвергалась прокаливанию и обработке HNO_3 .

Для поиска минералов ЭПГ в сульфидных рудах были приготовлены протоочки из образцов руд, отобранных как из коренного обнажения, так и из свалов. Кроме протоочек, из образцов сульфидных руд было изготовлено несколько десятков полированных шлифов. Большинство шлифов было отполировано на дереве с использованием алмазных паст, что позволило получить шлифы с малым рельефом. Просмотр полированных шлифов проводился на поляризационных микроскопах «Полам» P-312 и AxioImager-1M Zeiss. Шлифы, в которых были обнаружены минералы ЭПГ, покрывались углеродным покрытием с помощью высоковакуумного термического напыления для последующего электронно-зондового изучения.

Морфологию зерен минералов ЭПГ и их элементный состав изучали на сканирующем электронном микроскопе JSM-35FS JEOL с Si(Li)-энергодисперсионным спектрометром (EDS) и системой анализа ISIS (Oxford Instruments Ltd.) в Институте геологии, сейсмологии и сейсмостойкого строительства НАНТ (Душанбе) и на электронном микрозонде Superprobe JXA-733 JEOL с EDS с системой анализа INCA Energy 450 (Oxford Instruments Ltd.) и с пятью волноводисперсионными спектрометрами (WDS) в Минералогическом

музее им. А.Е. Ферсмана РАН (Москва). Ускоряющее напряжение при EDS-анализе составляло 20 кВ, ток зонда 1 нА, время набора спектров – 100 секунд без учета мертвого времени. WDS-анализы проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 40 нА и диаметре зонда 1 мкм. Время счета импульсов на пиках – 20 сек., на точках фона – по 10 сек. с обеих сторон от пика. При проведении анализов были использованы следующие рентгеновские спектральные линии и стандартные образцы: Os α , Ir α , Ru α , Rh α , Pt α , Ni α , Fe α , Co α , Cu α – чистые металлы, As $L\beta$ – синтетический InAs, S α – синтетический PbS (галенит). Учитывалось спектральное наложение линии Ru $L\beta$ на линию Rh α , Ru α на As α .

Рентгеновские карты распределения элементов в сплавах образцов и со всей площади аншлифов руд снимались на рентгенофлуоресцентном анализаторе с фокусирующей рентгеновской оптикой EAGLE III Edax.

Спектры отражения минералов получены на микроспектрофотометре UMSP-50 фирмы Opton по стандарту WTiC той же фирмы. Твердость микровдавливания измерена на микротвердомере PMT-3, тарированном по NaCl.

Рентгеновские порошкограммы пороодообразующих минералов получены на дифрактометре ДРОН-3 под управлением программно-аппаратного комплекса DIFWIN на Cu-излучении с Ni-фильтром. Дебаграммы с кристалла сперрилита с холлингвортитом снимались в камере Гандольфи на Cr-излучении с V-фильтром. При расчете межплоскостных расстояний вносилась поправка на поглощение и размер изучаемого кристалла.

Краткие сведения о Гишунском массиве и Cu-Ni-рудопроявлении Хукас

Гишунский базит-гипербазитовый массив расположен в пределах Калай-Хумб-Сауксайской тектонической зоны Северного Памира (рис. 2). Общая площадь выходов плутона на дневную поверхность составляет около 40 км², из них на долю ультраосновных пород приходится около 4 км². Возраст массива достоверно неизвестен. Верхняя возрастная граница фиксируется прорыванием пород массива раннекаменноугольными гранитами и габброидами. Нижняя возрастная граница не определена. Гишунский интрузив обладает ярко выраженной крутой, близкой к вертикальной микро- и макрорасслоенностью, фиксирующей многократной сменой пород: габбро, анортозитовые габбро, перидотиты, анортозиты. Мощность микрослоев до десятков сантиметров, макрослоев – до десятков метров [Нарижнев, Стеблова, 1979; Нарижнев, 1984]. О причинах возникновения крутопадающей расслоенности пород Гишунского интрузива существует две точки

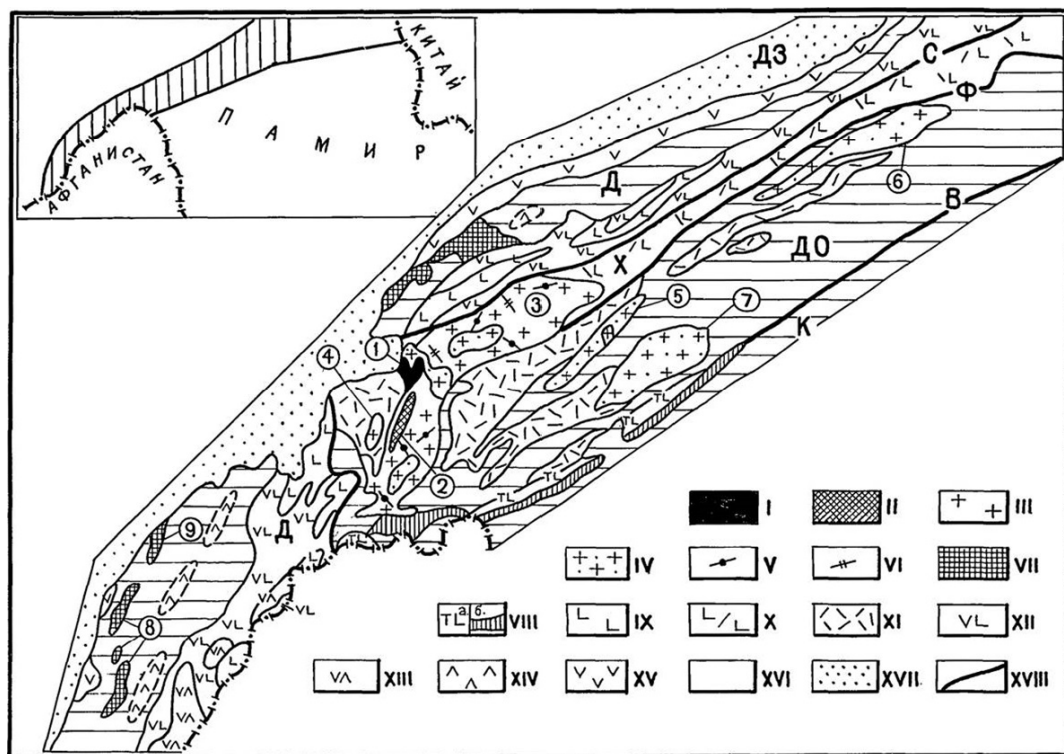


Рис. 2. Схема размещения магматических образований Юго-Западного Дарваза.

ДЗ – Дарваз-Заалайская, Д, Х, ДО – Калайхумб-Сауксайская (Д – Дарвазская, Х – Хингоуская, ДО – Джорф-Обизанкинская подзоны), К – Курговатская зоны. Интрузивные комплексы (I–VII), массивы (1–9). I – гишунский перидотит-анортозит-габбровый (R?): 1 – Гишунский; II – хунаский габброидный (C_1); 2 – Хунаский; III – обихумбоуский гранитоидный (C_1); 3 – Обихумбоуский, 4 – Хаударинский, 5 – Обизанкинский; IV – мазарский гранитный (C_1); 6 – Сугранский, 7 – Мазарский; V – хострогинский гранитоид-порфировый (P?) – внемасштабные тела и дайки в Обихумбоуском массиве; VI – шакарельский плагиогранит-диорит-габбровый (T?) – внемасштабные тела и дайки в Обихумбоуском массиве; VII – мынтекинский диорит-габбровый (T_3) субвулканических интрузий: 8 – Дарайтангский, 9 – Равноуский. Вулканогенные образования (VIII–XV): VIII – кайвакская серия (R?): а – трахибазальтовая, б – коматиитовая формации; IX – формация недифференцированных натриевых базальтов (C_1); X – контрастная базальт-липаритовая формация (C_1); XI – формация калиево-натриевых липаритов (C_1); XII – андезит-базальтовая формация (C_1); XIII – дацит-андезитовая формация (C_1); XIV – средние-кислые вулканы (P); XV – андезитовая формация (T_3). XVI – метаморфические и осадочные образования PR, –PZ; XVII – осадочные отложения Mz–Q; XVIII – тектонические границы складчатых зон, подзон: С – Сауксайский, Ф – Фортамбекский, В – Висхарвский региональные разломы [Нарижнев, 1984].

зрения. Ю.Р. Васильев считает, что такой характер расслоенности первичен и связан с гидродинамической сепарацией кристаллизующегося расплава [Леснов и др., 1982]. Другая точка зрения, которой придерживается большинство исследователей, заключается в том, что породы Гишунского интрузива принадлежат единому комплексу, являющемуся типичным представителем расслоенных интрузивов, формировавшихся в результате кристаллизационно-гравитационной дифференциации магмы, а крутое залегание слоистости обусловлено тем, что массив, возникший в байкальский этап тектоно-магматической активизации на глубине более 5 км, впоследствии был выведен

на более высокий уровень и поставлен «на голову» [Нарижнев, Стеблова, 1979; Нарижнев, 1984; Могахед, 2011a]. Более подробную информацию о геологии, петрографии, геохимии и рудоносности Гишунского массива можно почерпнуть из работ ряда исследователей и отчетов производственных геологических организаций [Нарижнев, Стеблова, 1979; Вольнов и др., 1979; Вольнов и др., 1980a; Леснов и др., 1982; Вольнов, 1982, 1988; Нарижнев, 1984; Вольнов, Ким, 1989; Могахед, Алидодов, 2010; Могахед, 2011; 2011a,б и др.].

Несколько южнее главного Гишунского плутона расположен выход основных и ультраосновных пород с сульфидной медно-никелевой минерали-

зацией, известный как участок Хукас [Леснов и др., 1982]. Само рудопроявление Хукас представляет собой коренное обнажение на правом борту ручья Хукас – левого притока реки Обихумбоу, приблизительно в 300 м от устья. В обнажении наблюдаются блоки нацело серпентинизированных пород в силикатно-сульфидных рудах (рис. 3). Блоки серпентинитов чаще всего имеют близкую к изометричной форму с плавными округлыми очертаниями, размерами от первых сантиметров до 50 см в поперечнике. Силикатно-сульфидные руды имеют текстуру от массивной до тонковкрапленной, часто пятнистую и псевдобрекчиевую, типа показанной на рис. 3ж. В одних участках рудопроявления силикатная составляющая руд представлена тальк-лизардитовой породой, в других – кварцсодержащей плагиоклаз-биотит-хлорит-амфиболовой породой. Геологическое строение участка Хукас весьма сложное и детально в литературе не охарактеризовано. Рудная минерализация изучена гораздо лучше. С разной степенью детальности описаны или упомянуты на рудопроявлении: пирротин, халькопирит, пирит,

марказит, пентландит, миллерит, арсенопирит, никелин, ильменит, магнетит, хромшпинелиды, хизлевудит (?) [Блохина, Баратов, 1981а; Леснов и др., 1982; Могахед, 2011]. Что касается преобладания тех или иных типов руд на рудопроявлении, то мнения разных исследователей расходятся.

Одни авторы считают, что руды сложены пирротином с пентландитом и очень малой ролью пирита – менее 1% [Леснов и др., 1982; Нарижнев, 1984; Могахед, 2011]; другие исследователи, напротив, считают, что преобладают пиритовые руды с весьма малой ролью пирротина [Блохина, Баратов, 1981а]. На данном этапе работ мы не располагаем достаточным фактическим материалом, чтобы составить ясное представление о распределении типов руд и пород на участке Хукас. Нами встречены как пирротиновые руды (рис. 4а), так и существенно пиритовые (рис. 5), причем последние в наших сборах значительно преобладают. Главными рудными минералами пирротиновых руд являются пирротин (Po), пентландит (Pn), пирит (Py); второстепенными – хромшпинелиды (Chr), магнетит (Mgt), халькопирит (Ccp), реже миллерит (Mlr).



а



б



в

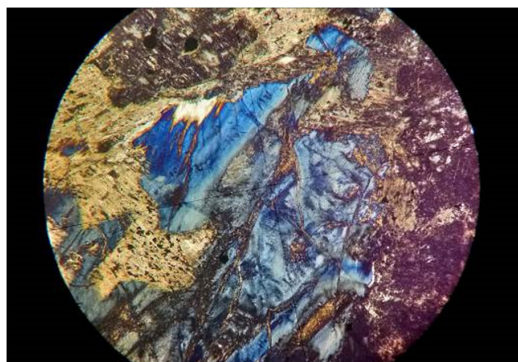


г

Рис. 3. Коренной выход сульфидных руд на рудопроявлении Хукас и облик слагающих его пород. а, б – общий вид обнажения с Cu-Ni-минерализацией; в – вид рудопроявления после расчистки. Видны многочисленные округлые блоки серпентинитов в силикатно-сульфидных рудах; г – сколотый блок серпентинита 30 см в поперечнике; (Продолжение на следующей странице)



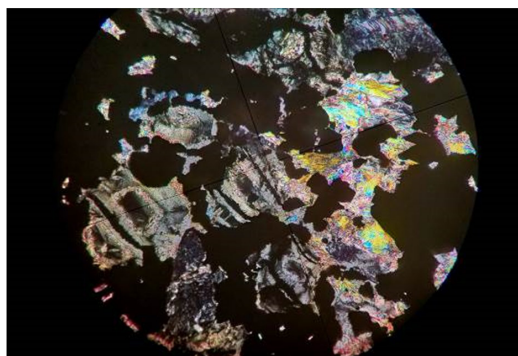
д



е



ж



з

Рис. 3 (продолжение). д – спил небольшого блока серпентинита. Виден темно-зеленый цвет хлорит-серпентиновой породы. В центре спиленной поверхности образца видны светло-зеленые выделения сильно измененного плагиоклаза. Наружная поверхность образца обожжена. Размер образца $8 \times 6 \times 4$ см; е – вид прозрачного шлифа из породы, показанной на предыдущем рисунке, в скрещенных николях. Зерна с аномальной синей интерференционной окраской – клинохлор, основная масса с низкими интерференционными окрасками – лизардит. Ширина поля зрения 2 мм; ж – спил силикатно-сульфидной руды псевдобрекчиевой текстуры. Размеры образца 10×5 см; з – вид прозрачного шлифа из породы, показанного на предыдущем рисунке, в скрещенных николях. Черное – рудные минералы (пирит, халькопирит, магнетит). Минерал с высокими интерференционными окрасками – тальк, с низкими – серпентин. Ширина поля зрения 2 мм.

Пиритовые руды, вероятно, являются продуктами преобразования пирротиновых руд, и с некоторой степенью условности их можно разделить на два типа: пирит-халькопиритовые ($Pu + Csp + Mgt$) и пирит-миллеритовые ($Pu + Mlg \pm Csp \pm Mgt$). Второстепенные и редкие минералы пиритовых руд: галенит, сфалерит, кобальтин, самородное золото, самородное серебро. Пирит-миллеритовые руды образовались, по-видимому, по первичным существенно пентландитовым рудам. Некоторое представление о структуре и вещественном составе руд проявления Хукас можно получить по рис. 4 и 5. Минералы ЭПГ, за исключением сперрилита, были обнаружены нами именно в пиритовых рудах.

Минералы элементов платиновой группы в рудопроявлении Хукас

Сперрилит $PtAs_2$

Из тяжелой фракции шлихов из рыхлых отложений рудопроявления Хукас было выделено более тысячи зерен сперрилита. Поиски сперрилита в полированных шлифах сульфидных руд пока не принесли положительных результатов. Из протоочки руд весом 20 кг извлечены только единичные зерна сперрилита. Большинство зерен сперрилита имеют размеры 20–150 мкм, редкие зерна достигают 200–250 мкм в поперечнике. Часто в тяжелой фракции вместе со сперрилитом присутствуют единичные знаки золота. Форма зерен сперрилита довольно разнообразна (рис. 6): кроме обломков кристаллов, преобладают зерна округлой и яйцевидной формы, часто покрытые многочисленными иногда закругленными гранями, индигирование которых не представляется возможным без гониометрических измерений.

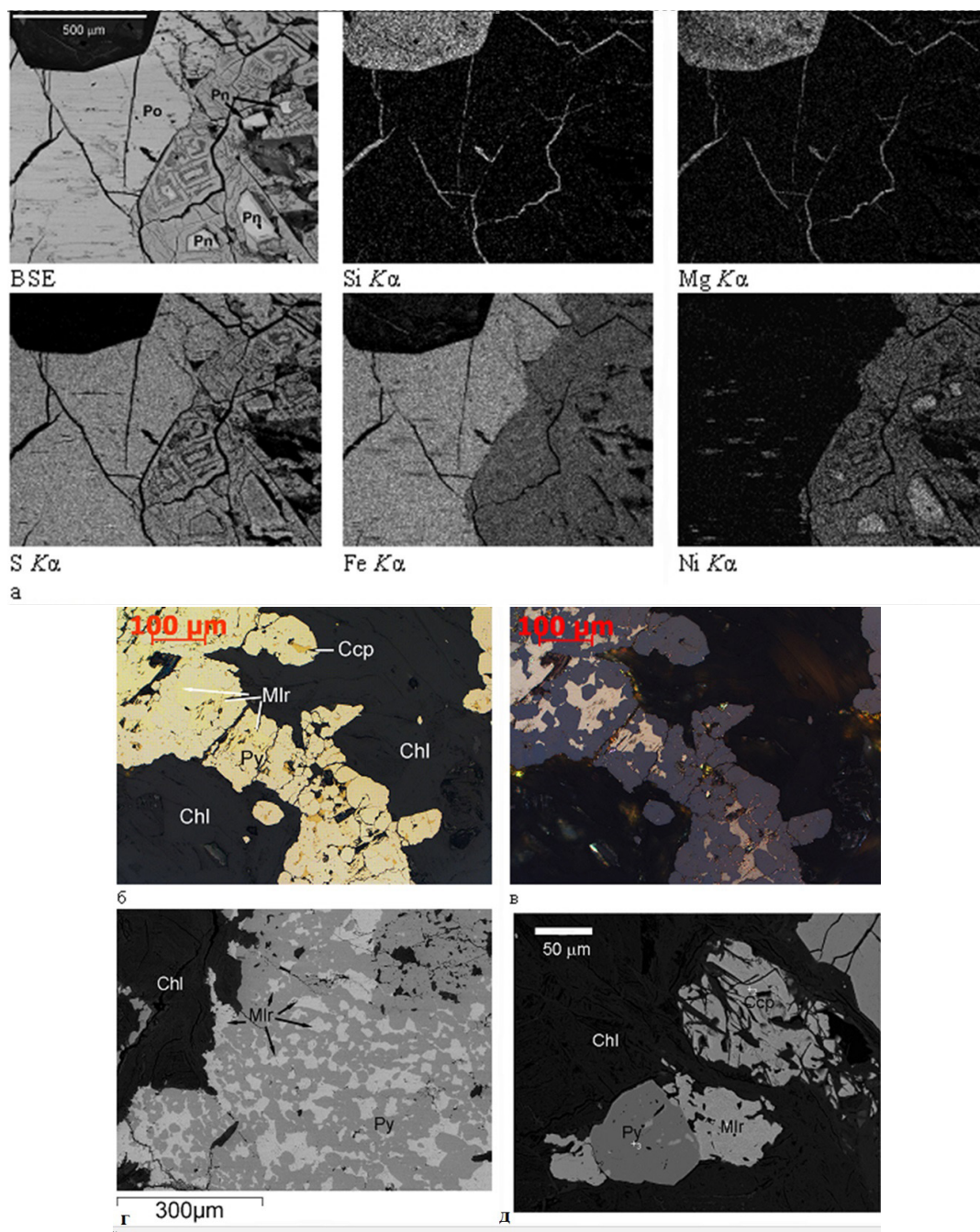


Рис. 4. Сульфидные руды рудопроявления Хукас: а – силикатно-пирротин-пентландитовая руда. Изображение полированного шлифа в режиме BSE и рентгеновские карты распределения Si, Mg, S, Fe, Ni. На изображении в BSE в верхней левой части кадра видно выделение серпентина (темно-серое) – вероятно, псевдоморфоза по кристаллу оливина. Po – пирротин, Pn – пентландит. В пирротине видны ориентированные пластинчатые выделения пентландита. В правой части снимков крупные выделения пентландита окружены мощными зональными каймами замещения, сложенными в основном Ni-содержащим пиритом; б–д – миллерит-пиритовая руда: б – вид полированного шлифа в отраженном свете при одном никеле. Py – Ni-содержащий пирит (до 0.7 мас.% Ni), Mlr – миллерит, Ccp – халькопирит, Chl – хлорит; в – тот же участок шлифа, что и на рисунке б в отраженном свете в скрещенных николях; г – пирит- миллеритовый агрегат в хлорите. Изображение в режиме BSE; д – выделения халькопирита (Ccp), Fe-содержащего (0.7–1.8 мас.%) миллерита (Mlr) и пирита (Py) в хлоритовом агрегате. Изображение в режиме BSE.

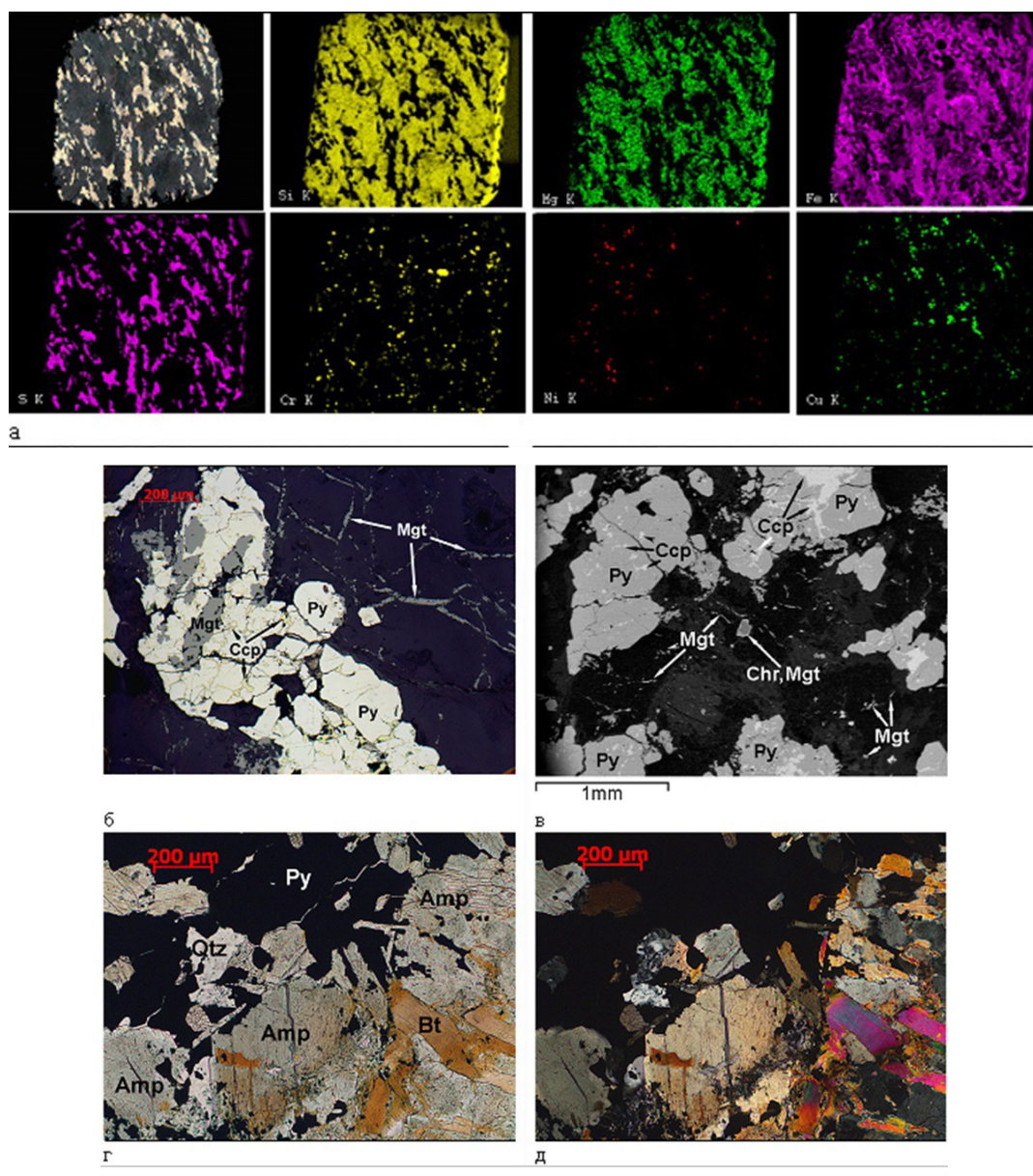


Рис. 5. Силикатно-пиритовая руда с халькопиритом из рудопрооявления Хукас. а – вид в отраженном свете одного из полированных шлифов силикатно-пиритовой руды и рентгеновские карты распределения элементов, полученные на рентгенофлуоресцентном анализаторе EAGLE III Edax. Размер шлифа 2.5×2 см. б – вид полированного шлифа руды, в которой был обнаружен ирарсит, в отраженном свете при одном никеле. Светлое – агрегат частично катаклазированных зерен пирита (Py) с многочисленными мелкими прожилками и выделениями произвольной формы халькопирита (Ccp). Серое – магнетит (Mgt). Видны две морфологические разности магнетита: относительно крупные удлиненные зерна (псевдоморфозы по гематиту?) в агрегате зерен пирита (во всех просмотренных шлифах такие удлиненные крупные выделения магнетита приурочены исключительно к скоплениям пирита); и маломощные, часто прерывистые просечки магнетита в силикатной матрице; в – вид полированного шлифа в отраженных электронах (режим BSE). В центре кадра – зерно хромита с каймой замещения магнетитом (Chr, Mgt). Py – пирит с многочисленными выделениями халькопирита (Ccp) разнообразной формы. В силикатной составляющей руды видна сыпь и непротяженные пластинчатые выделения магнетита (Mgt); г–д – вид силикатно-пиритовой руды в прозрачном шлифе при одном никеле (г) и в скрещенных николях (д). Черное – рудные минералы (крупные выделения – преимущественно пирит (Py), мелкая «сыпь» – магнетит). Qtz – кварц. Светло-зеленый при одном никеле – Cr-содержащий (Cr_2O_3 до 0.5 мас.%) амфибол (Amp), близкий по составу к паргаситу. Коричневые зерна при одном никеле с трещинами спайности в одном направлении – биотит (Bt).

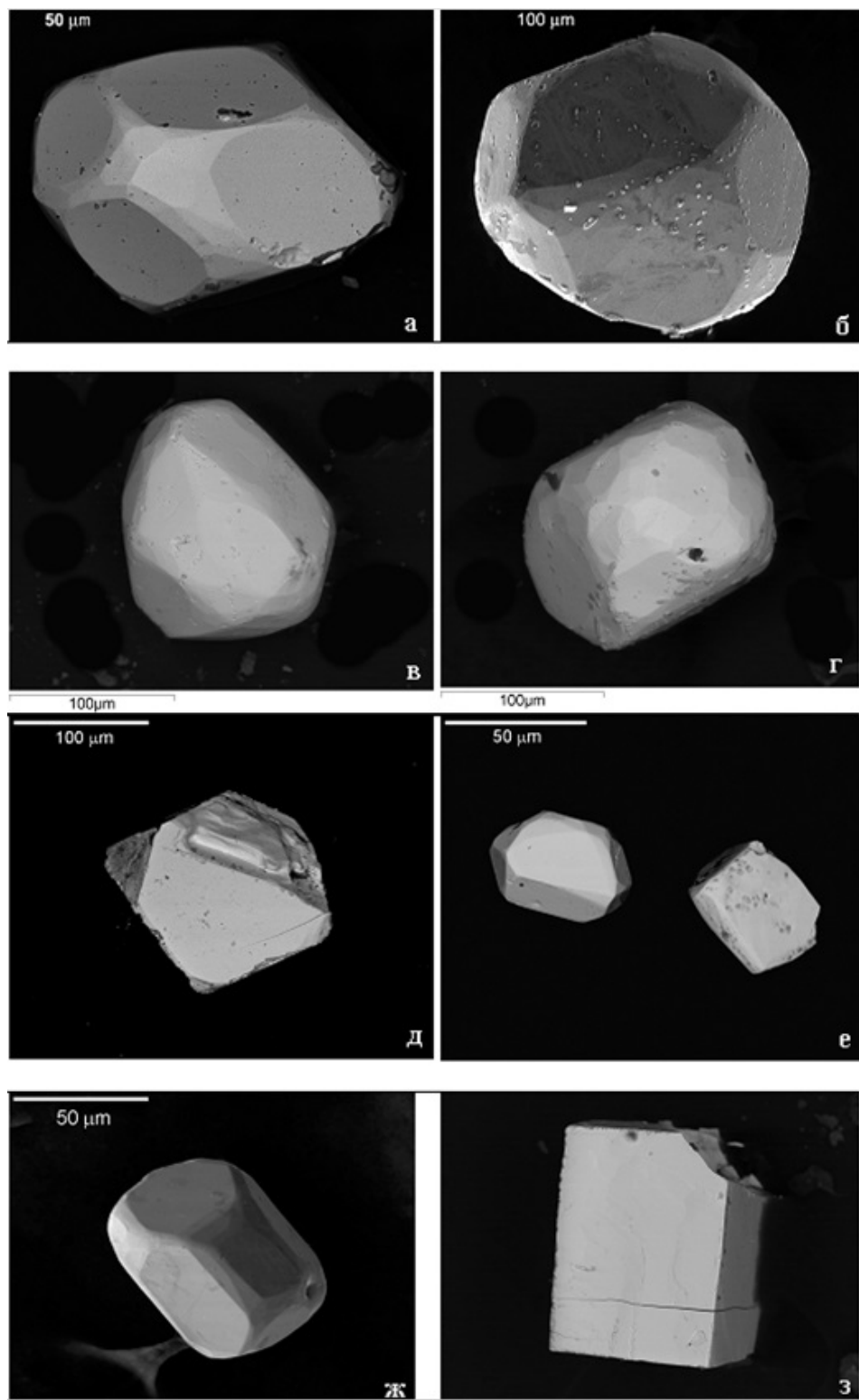


Рис. 6. Морфология зерен сперрилита из рудопроявления Хукас. а, в–е, з – изображения в режиме BSE; б, ж – изображения в режиме SEI. Все зерна, кроме изображенного на фотографии ж, из тяжелой фракции из делювиально-коллювиальных отложений, ж – из протоочки сульфидных руд.

Сопоставление наблюдаемых слабозавитых граней сперрилита с чертежами кристаллов этого минерала, опубликованными в литературе [Goldschmidt, 1922; Падурова, 1930], успехом не увенчалось. Реже встречаются кристаллы сперрилита с хорошо развитыми гранями, предположительно, октаэдра (111) в комбинации с кубом (100) и со слабозавитыми гранями других форм. Единичные кристаллы образованы только гранями куба (100).

Сперрилит оловянно-белый с очень сильным металлическим блеском. Хорошо принимает полировку. В отраженном свете белый с очень слабым голубоватым оттенком. Изотропный. Отражательная способность высокая. Спектр отражения сперрилита характеризуется очень слабой нормальной дисперсией и приведен на рис. 7. Средняя микротвердость сперрилита из рудопрооявления Хукас по 10 замерам составляет VHN_{100} 899 при разбросе от 706 до 1233. Такие довольно сильные вариации значений твердости связаны прежде всего с хрупкостью минерала, что выражается в развитии трещин, отходящих от отпечатков пирамидки, а часто и в образовании ямок выкалывания, неблагоприятно влияющих на точность измерений. В некоторой степени разброс результатов измерений обусловлен и тем, что твердость сперрилита различна в разных сечениях кристалла. По данным Л.Дж. Кабри, VHN_{100} сперрилита на сечении $\perp (100)$ – от 960 до 1277, на сечении $\perp (111)$ – от 1048 до 1225 [Cabri, 2002]. Отметим, что данных о микротвердости сперрилита в литературе немного и они сильно различаются между собой: так, А.Д. Генкин (1968) указывает более низкие значения (488–645), а С.И. Лебедева (1977) – более высокие значения VHN : 690–1085.

Химический состав большинства изученных зерен сперрилита довольно выдержанный

(табл. 1, ан. 1–6) и характеризуется примесью родия до 0.5 мас.% и весьма малыми содержаниями серы. Один кристалл сперрилита, образованный гранями куба, отличается от подавляющего большинства других кристаллов повышенным содержанием иридия (табл. 1, ан. 7). Остановимся более подробно на его характеристике. Размеры кристалла $200 \times 150 \times 120$ мкм (рис. 8, 16). На поверхности кристалла имеется корка минерала ряда холлингвортит-ирарсит (более подробные данные приведены ниже при описании холлингвортита и ирарсита). С этого кристалла была получена рентгенограмма в геометрии Гандольфи, на которой присутствуют отражения как сперрилита, так и холлингвортита (табл. 2). После рентгеновского исследования этот кристалл был смонтирован на предметном стекле эпоксидной смолой, сошлифо-

Таблица 1. Элементный состав (мас.%) сперрилита из рудопрооявления Хукас, Северный Памир

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7
Pt	56.22	56.83	56.96	56.73	55.99	56.83	45.02
Rh	0.11	0.50	0.22	0.10	0.10	нпо	нпо
Ir	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	14.26
As	43.86	43.37	44.05	43.74	43.24	42.61	39.45
S	0.05	0.12	0.12	0.06	0.07	0.27	2.24
Сумма	100.24	100.82	101.35	100.63	99.40	99.71	100.97
Коэффициенты в формуле при $\Sigma \text{ ф.к.} = 3$							
#Pt	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	1.01	0.77
#Rh	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
#Ir	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25
#As	2.00	1.98	1.99	2.00	2.00	1.96	1.75
#S	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.23

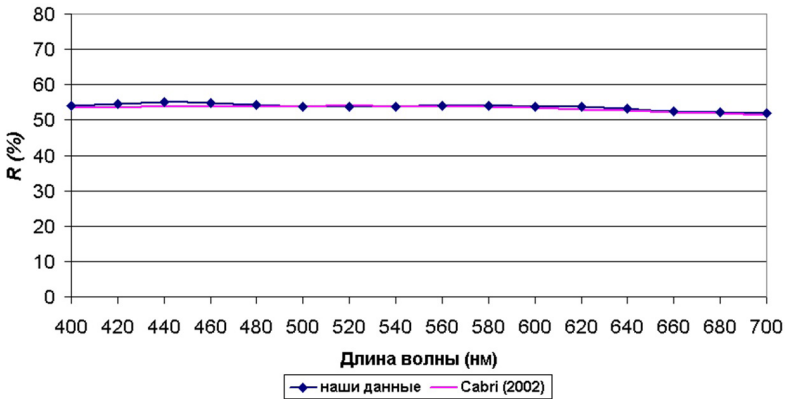


Рис. 7. Спектры отражения сперрилита из рудопрооявления Хукас на Северном Памире в сравнении с литературными данными [Cabri, 2002].

Таблица 2. Рентгенограмма кристалла сперрилита с коркой ирарсита-холлингвортитита (показанного на рис. 8, 16) из рудопроявления Хукас и эталонные рентгеновские порошкограммы сперрилита и холлингворита

Хукас, Памир		Сперрилит PDF-2 # 9-452			Холлингвортит PDF-2 # 30-1037		
d Å	I	d Å	I	hkl	d Å	I	hkl
3.44	2	3.43	40	111			
3.31	1				3.31	100	110
2.98	6	2.98	60	200			
2.87	1				2.87	100	200
2.66	2	2.67	30	210			
2.58	1				2.57	80	210
2.44	2	2.43	30	211			
2.34	1				2.35	70	211
2.11	3	2.11	50	220			
2.04	1				2.04	90	220
1.797	10	1.801	100	311			
1.739	1				1.740	100	311
1.723	2	1.719	20	222			
1.655	2	1.653	20	230	1.660	60	220
1.594	2	1.595	30	321	1.600	60	230
1.542	1				1.540	60	321
					1.460	20	
1.369	3	1.368	30	331			
1.332	5	1.332	40	420	1.320	60	331
1.300	2	1.299	20	421			
1.283	1				1.290	80	420
1.273	1	1.272	10	332	1.260	40	421
1.233	1				1.230	40	332
1.216	5	1.215	40	422			
1.178	1				1.180	70	422
1.149	9	1.148	70	511			
1.107	4	1.107	35	250	1.112	90	511
1.089	2	1.089	20	521			
1.068	1				1.067	40	250
1.055	9	1.054	40	440			

Примечание. Рентгенограмма получена в камере Гандольфи 57.3 на Cr-излучении с V-фильтром.

ван так, чтобы сечение прошло приблизительно через центр кристалла, и отполирован. При этом в центральной части кристалла вскрылось округлое в сечении включение халькопирита размером 20–25 мкм в поперечнике (рис. 8б). По периметру кристалла наблюдается прерывистая корка холлингвортитита-ирарсита мощностью до 7–10 мкм. Граница между холлингвортитом-ирарситом и сперрилитом резкая, но не ровная, а волнистая и микрозубчатая (рис. 8в) Сразу под этой коркой в сперрилите наблюдается зона, обогащенная иридием (рис. 8 в–д, табл. 1, ан. 7), постепенно переходящая в сперрилит с содержанием иридия ниже чувствительности электронно-зондового анализа. Между содержаниями иридия и серы в этой зоне кристалла наблюдается положительная корреля-

ция (рис. 8г), при этом атомные соотношения Ir к S близки к 1:1. Обогащенная иридием зона более трещиновата, чем остальная часть кристалла. Отметим, что примесь иридия в сперрилите отмечается нечасто, но сперрилит с содержанием иридия до 0.2 атомов на формулу известен из ряда объектов [Stumpfl, Tarkian, 1976; Cabri et al., 1977; Мочалов, Рудашевский, 1982; Золоев и др., 2001; Augé, et al., 2002; Cabri, 2002; Yudovskaya et al., 2011; Толстых, Подлипский, 2010; Спиридонов и др., 2017, и др.]. Во многих случаях наблюдается положительная корреляция между иридием и серой, что дает основание предполагать, что иридий входит в состав сперрилита в виде твердого раствора ирарсита IrAsS (кристаллизующегося в той же пространственной группе $R\bar{3}2/m$, что и сперрилит PtAs₂), а не

иридарсенита IrAs_2 (монокл. с., $P21/c$). Вопросы вхождения иридия в сперриллит обсуждаются в работе М.А. Юдовской с соавторами [Yudovskaya et al., 2011].

На многих кристаллах сперрилита наблюдаются наросты кристаллы холлингвортита, о которых пойдет речь ниже. Встречаются зерна

сперрилита с вростками хромшпинелидов, реже – предположительно, бронзита и серпентина (возможно, псевдоморфозы по оливину).

Включения в сперрилите

В зернах сперрилита обнаружены включения (в порядке убывания частоты встречае-

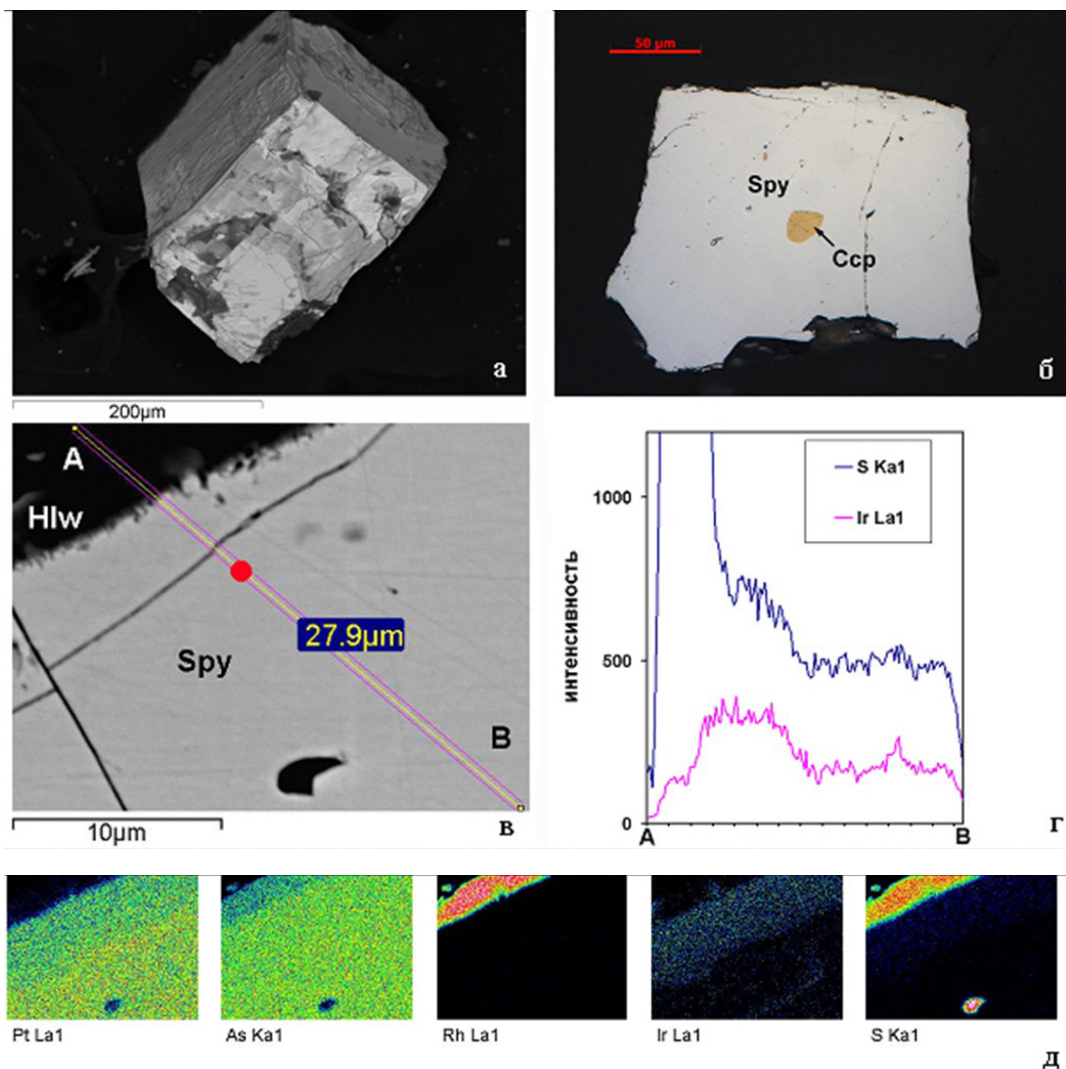


Рис. 8. Кристалл сперрилита из рудопрооявления Хукас. а – общий вид кристалла. Изображение в режиме BSE; б – полированный срез кристалла сперрилита (Spy), показанного на предыдущем снимке. В центре кристалла – округлое включение халькопирита (Ccp). К сожалению, последовательным шлифованием препарата не удалось выяснить, включение мономинеральное халькопиритовое или оно, как и многие другие включения, полиминеральное (Po+Pn+Ccp), т.к. при этой процедуре оно было утрачено. Изображение в отраженном свете при одном никеле; в – срез через краевую часть кристалла сперрилита (Spy) с коркой холлингвортита (Hlw). На снимке показана линия, по которой построены концентрационные профили, приведенные на следующем рисунке. Красная точка – место электронно-зондового анализа минерала, результаты которого приведены в табл. 1, ан. 7. Изображение в режиме BSE; г – концентрационные профили (по вертикальной оси – интенсивность в срл линий S Ka и Ir La по линии A–B; д – рентгеновские карты распределения Pt, As, Rh, Ir, S на участке шлифа, показанного на рис. а. Символы элементов и рентгеновские линии указаны под картами.

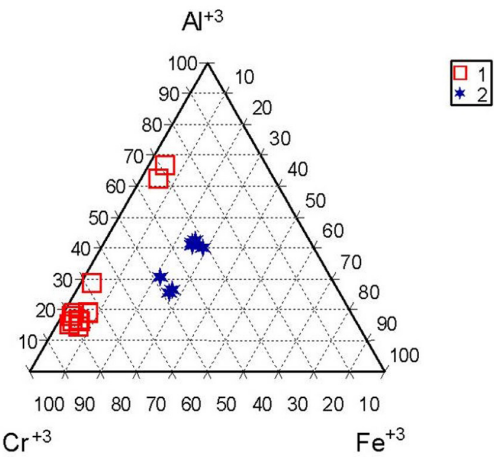


Рис. 9. Составы хромшпинелидов (в ат.%) из рудопро-
явления Хукас: 1 – включения в кристаллах сперрилита,
2 – метаморфизованные сульфидные руды.

мости): хромшпинелидов, сульфидов, сульфи-
дов+хромшпинелидов, флогопита+сульфидов,
магнезиального пироксена (рис. 10–12). Вклю-
чения хромшпинелидов в сечениях округлые,
овальные, размерами, как правило, менее 10 мкм.
Чаще всего встречаются единичные, реже группы
включений, некоторые включения приурочены
к отдельным предполагаемым зонам роста кри-
сталлов сперрилита (рис. 11а, б). Состав хромита
во включениях может быть выражен формулой
(м.з. ан., $n = 10$, расчет на $O = 4$): $(Fe_{0.53-0.60}Mg_{0.35-0.44}Mn_{0.01-0.03}Zn_{0.01-0.03})_1(Cr_{1.36-1.61}Al_{0.30-0.38}Fe^{+3}_{0.06-0.13}Ti_{0.00-0.01})_2O_4$; содержания TiO_2 0.2–0.4 мас.%, ZnO 0.3–1.4 мас.%. Большинство шпинелидов на диа-
грамме $Cr^{+3} - Al^{+3} - Fe^{+3}$ образуют довольно ком-
пактное поле в области составов, бедных Fe^{+3} и с
высокой хромистостью. Из проанализированных
включений два принадлежит минералу, по со-
ставу пограничному между герцинитом и шпин-
елью: $(Fe_{0.45-0.50}Mg_{0.47-0.51}Zn_{0.02-0.03}Mn_{0.01})_1(Al_{1.24-1.34}Cr_{0.57-0.65}Fe^{+3}_{0.09-0.10})_2O_4$. Шпинелиды (в различной
степени замещенные магнетитом) из существенно
пиритовых руд (рис. 9) значительно отличаются
по составу от хромшпинелидов во включениях в
сперрилите.

Вторыми по распространенности являют-
ся включения сульфидов в сперрилите (рис. 10).
Большинство включений этого типа имеют разме-
ры менее 20 мкм в поперечнике, и только весьма
редкие достигают 50 мкм. В шлифах форма вклю-
чений округлая или продолговатая с плавными
очертаниями. Более сложную форму имеют гете-
рофазные включения сульфидов с захваченными
кристаллами хромшпинелидов (рис. 11). Все вы-
явленные сульфидные включения сложены ассо-

Таблица 3. Элементный состав (мас.%) сульфидов во
включениях в сперрилите

Компонент	Пентландит		Пирротин	
Ni	35.62	35.32	0.48	0.36
Fe	28.5	29.69	59.53	59.28
Co	1.18	1.16	нпо	0.10
S	33.68	34.04	39.51	39.58
As	0.17	нпо	нпо	нпо
Сумма	99.15	100.21	99.52	99.32
	Ф.к. $\Sigma = 17$		Атомные %	
Ni	4.71	4.62	0.36	0.26
Fe	3.96	4.08	46.22	46.08
Co	0.15	0.15		0.07
Σ	8.83	8.85		
S	8.15	8.15	53.43	53.58
As	0.02	0.00		

циацией пирротина, пентландита и халькопирита
с их различным количественным соотношением.
Корректно оценить истинное содержание пирро-
тина, пентландита и халькопирита во включениях
по ограниченному числу случайных сечений не
представляется возможным. К сожалению, из-за
незначительного размера включений диагностика
минералов в них основана только на результатах
электронно-зондового анализа и облика мине-
ралов в отраженном свете и поэтому не может
считаться вполне однозначной. Так, минерал, ко-
торый мы называем халькопиритом, устойчиво
характеризуется преобладанием в атомных ко-
личествах железа над медью, что может быть как
действительным отклонением состава минерала
от $CuFeS_2$, так и вовлечением в область анализа
ассоциирующего с ним пирротина. Пентландит
($Ni > Fe$) включений содержит около 1 мас.% Co.
Среди гетерофазных обнаружено одно включе-
ние (рис. 13), которое, кроме сульфидов, содержит
флогопит $(K_{0.90}Na_{0.08})_{0.98}(Mg_{1.74}Fe_{0.99}Ti_{0.12}Al_{0.12})_{2.97}(Si_{2.8}Al_{1.19})_4O_{10}(OH)_2$. В одном зерне сперрилита обна-
ружено включение пироксена, предположительно
бронзита, состав которого соответствует формуле
 $(Mg_{1.67}Fe_{0.30}Ca_{0.01}Mn_{0.01})_{1.99}Si_{2.00}O_6$. Природа вклю-
чений в сперрилите недостаточно ясна. Можно
предложить несколько вариантов их образования.
1). Кристаллы сперрилита являются ситовидными
метакристаллами, выросшими из закристаллизо-
вавшегося Mss (Cu-содержащего моносульфид-
ного твердого раствора Fe и Ni) до его распада с
законсервированными кристаллами хромита и
гидроксилфлогопита. Образование ассоциации
 $Ro+Pn+Csp$ происходило уже в капсулированных
порциях Mss в кристаллах сперрилита в ходе ок-

лаждения. 2). То же, но образование метакристаллов сперрилита происходило в микрозернистом агрегате $Po+Pn+Csr$ – продукте распада Mss . 3). Кристаллы сперрилита являются кристаллами свободного роста в $Fe-Ni-Cu-S$ -гетерогенном расплаве, содержащем ранее выделившиеся фазы (хромшпинелиды, гидроксилфлогопит, магнетит, пироксен, предположительно бронзит).

Захваченные сперрилитом капли сульфидного расплава при снижении температуры претерпели субсолидусные преобразования и распались на $Po+Pn+Csr$. Нам представляется, что третий сценарий лучше согласуется с имеющимися наблюдениями, но отбрасывать другие варианты веских оснований нет. Дальнейшее изучение сперрилита и включений в нем, возможно, даст аргументиро-

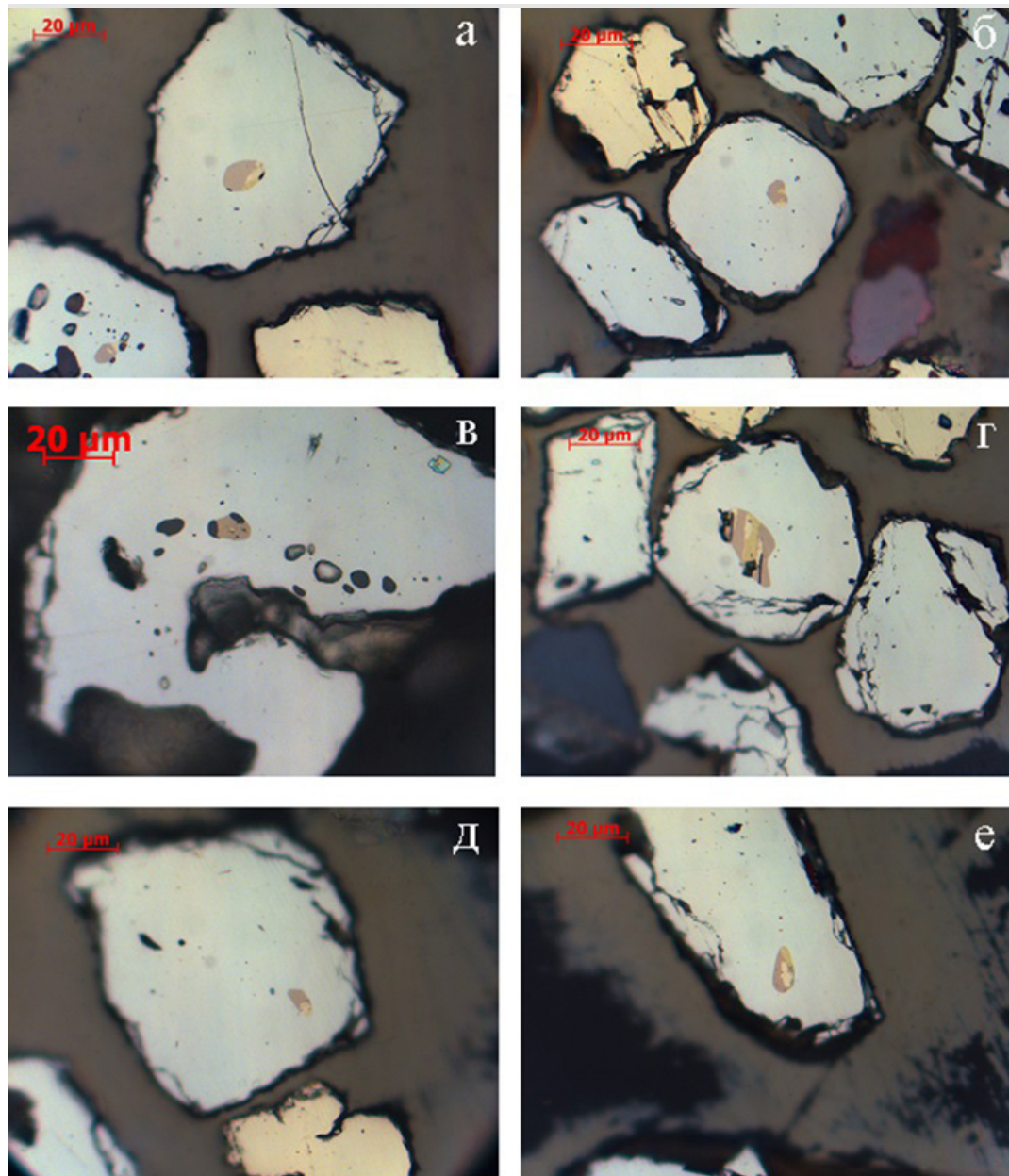


Рис. 10. Полиминеральные сульфидные ($Po+Pn+Csr$) включения в зернах сперрилита из рудопроявления Хукас. Отраженный свет при одном никеле.

ванный ответ на генезис платиновой минерализации в рудопроявлении Хукас.

Холлингвортит (Rh,Pt,Pd)AsS и ирарсит (Ir,Rh,Ru,Pt)AsS

Холлингвортит и ирарсит на участке Хукас были обнаружены в тяжелой фракции, выделенной из рыхлых отложений на рудопроявлении и в образцах сульфидных руд из коренного обнажения.

В тяжелой фракции шлихов холлингвортит представлен кристаллами, наросшими на кристаллы сперрилита (рис. 14, 15), и корками на кубическом кристалле сперрилита (рис. 16). Размеры кристаллов холлингвортита невелики и составляют от 1 до 15 мкм в наибольшем измерении. Очень часто кристаллы минерала нарастают на сперрилит в ориентированном положении. Эпитаксиальный характер сростаний обусловлен тем, что сперрилит и холлингвортит кристаллизуются в одной

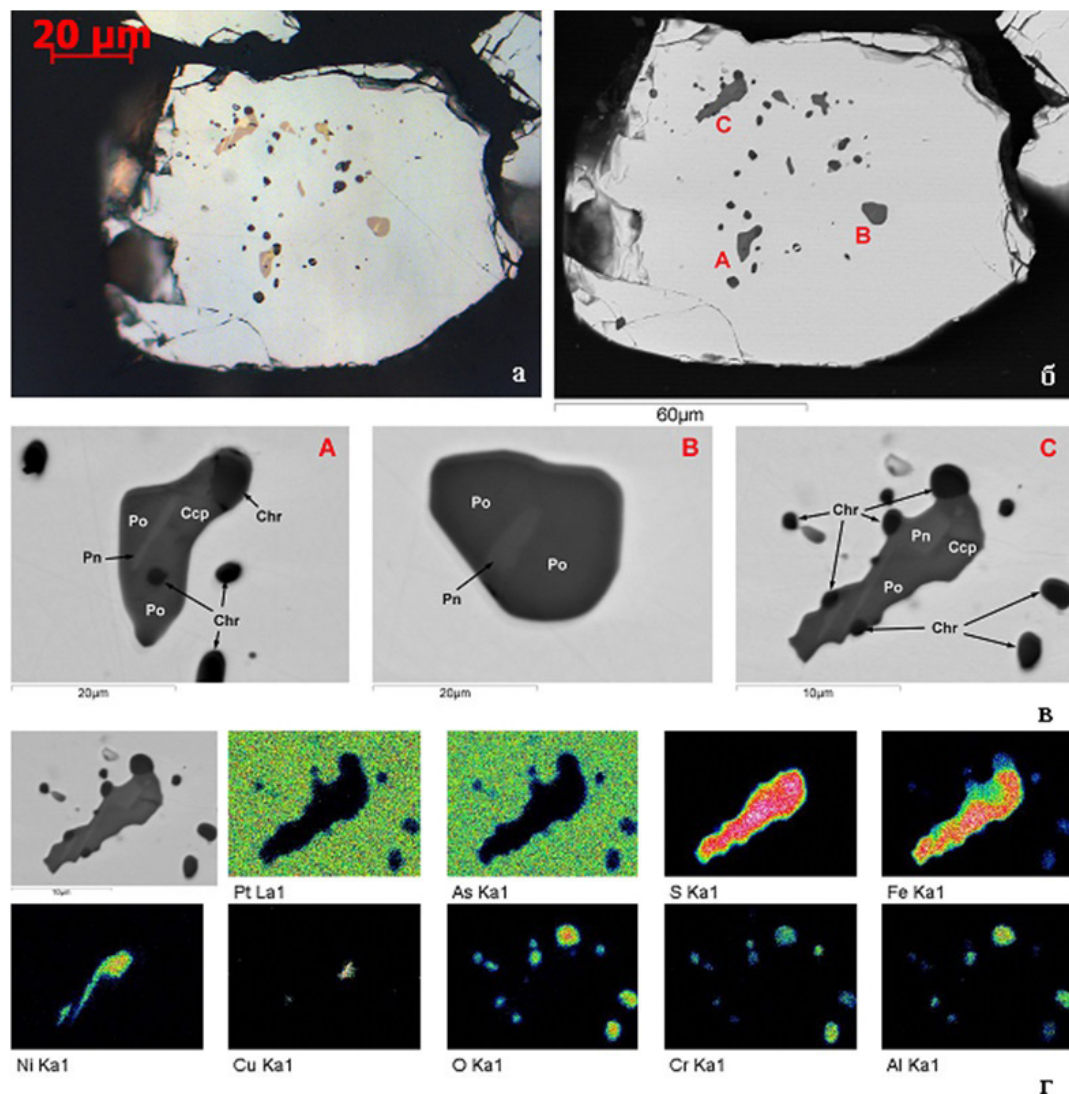


Рис. 11. Включения в кристалле сперрилита сульфидов ($Po+Pn+Ccp$), хромшпинелидов и гетерогенные включения (сульфиды+хромшпинелиды). а – изображение полированного шлифа в отраженном свете при одном никеле; б – изображение в режиме BSE. Некоторые включения хромшпинелидов приурочены к одной предполагаемой зоне роста кристалла сперрилита. в – детализация вида включений, помеченных на предыдущем снимке буквами А, В и С. Изображение в режиме BSE. г – рентгеновские карты распределения Pt, As, S, Fe, Ni, Cu, O, Cr, Al на участке С. Элементы и рентгеновские линии указаны под картами.

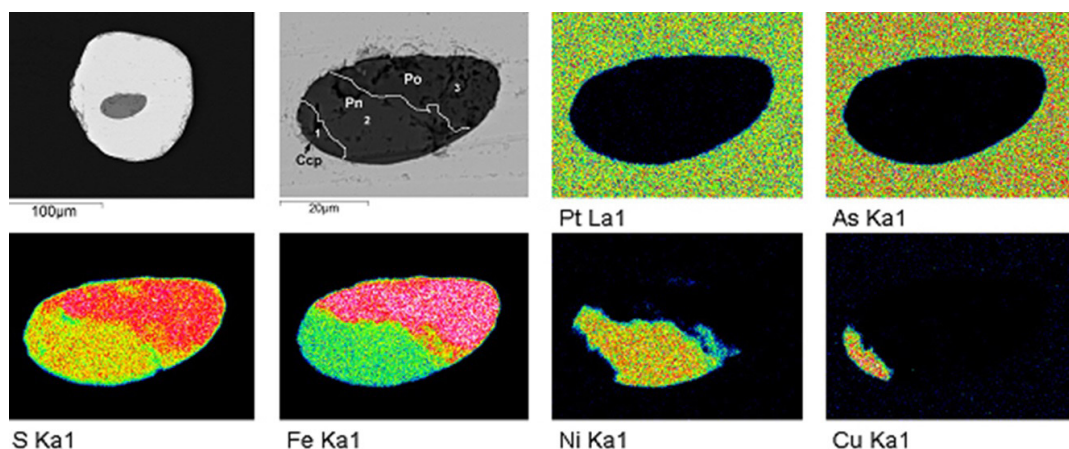


Рис. 12. Сульфидное полиминеральное (Po – пирротин, Pn – пентландит, Ccp – халькопирит) включение в кристалле сперрилита из рудопрооявления Хукаса. Изображения в отраженных электронах (BSE) и рентгеновские карты распределения Pt, As, S, Fe, Ni и Cu.

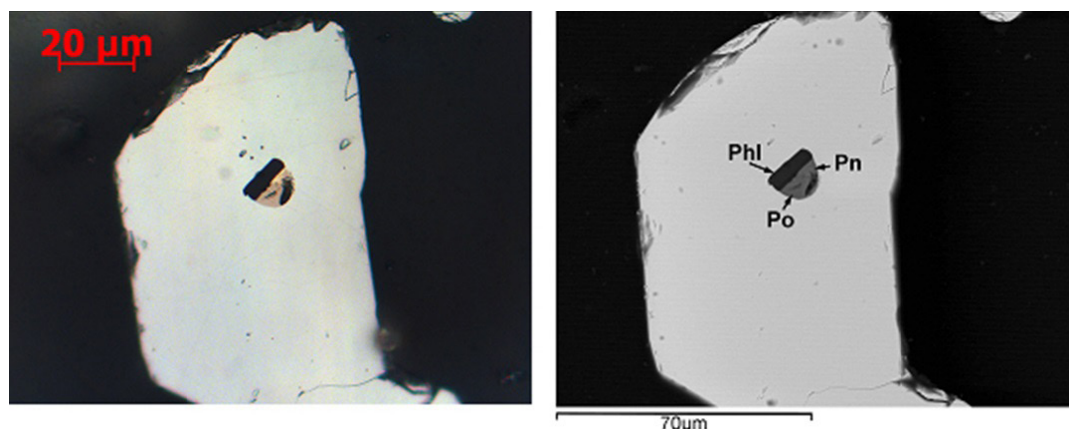
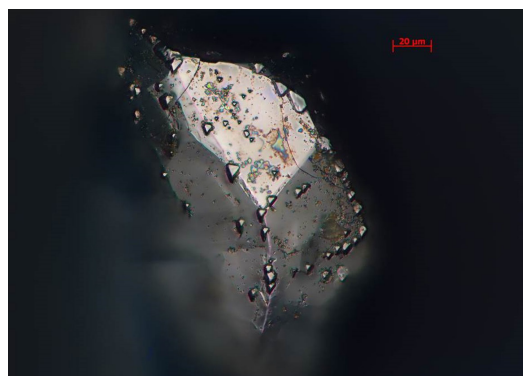


Рис. 13. Полиминеральное включение в сперрилите: а – вид полированного среза кристалла в отраженном свете при одном никеле; б – вид препарата в режиме BSE. Phl – гидроксилфлогопит, Po – пирротин, Pn – пентландит.

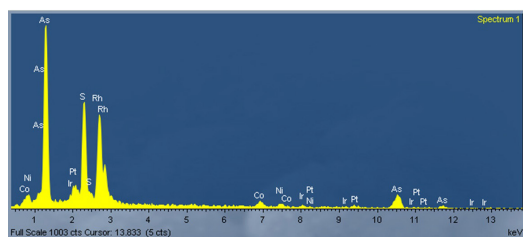
пространственной группе $Ra\bar{3}3$ и имеют близкие параметры кубической элементарной ячейки ($a = 5.97 \text{ \AA}$ и $a = 5.77\text{--}5.80 \text{ \AA}$ соответственно). Зарождение и рост кристаллов холлингвортита начались на заключительном этапе кристаллизации сперрилита, и некоторое время продолжался их совместный рост. После окончания роста кристаллов сперрилита еще некоторое время продолжался рост кристаллов холлингвортита. Существование этапа совместной кристаллизации сперрилита и холлингвортита выявляется по наличию ямок на поверхности граней сперрилита от выпавших кристаллов холлингвортита, в некоторых случаях с элементами скульптуры, которая интерпретируется нами как индукционная поверхность совместного роста между этими минералами (рис.

15з). Замечательные фотографии эпитаксических нарастаний холлингвортита на сперрилит, довольно близкие к описываемым нами из Хукаса, приводит М.А. Юдовская с соавторами из пласта Платриф Бушвельдского комплекса в Южной Африке [Yudovskaya et al., 2011].

Кроме отдельных кристаллов холлингвортита, на кристаллах сперрилита встречается корка сложной морфологии минералов ряда холлингвортит-ирарсит, нарастающая на кубический кристалл сперрилита (рис. 16), о котором речь шла при описании элементного состава сперрилита и с которого получена рентгенограмма с отражениями сперрилита и холлингвортита (табл. 2). На некоторых участках граней кристалла сперрилита корка сульфидов не сплошная и видно ориентиро-



а



б

Рис. 14. Кристалл сперрилит с эпитактически выросшими кристаллами холлингвортита (а) из рудопроявления Хукас при косом освещении, б – энергодисперсионный спектр холлингвортита (количественный анализ выросших кристаллов выполнить не удалось).

ванное нарастание холлингвортита-ирарсита на сперрилите (рис. 16 е–з). При больших увеличениях на таких участках обнаружена интересная деталь: между холлингвортитом-ирарситом и сперрилитом наблюдается углубление – щель сложной морфологии со стороны сперрилита, напоминающая ресницы (рис. 16з). Одно из возможных объяснений такого облика контакта между сосуществующими минералами: это область голодания, которая возникает между растущими кристаллами при недостатке поступления строительного материала из-за быстрого роста кристаллов или роста в вязкой среде.

Корка холлингвортита-ирарсита на описываемом кристалле сперрилита имеет изменчивую мощность, достигающую в некоторых участках 10–15 мкм. Элементный состав изменчив: в одних участках соответствует холлингвортиту, в других – ирарситу. Фазовой границы между ними нет, наблюдается постепенный переход от родиевого сульфоарсенида к иридиевому (рис. 17). Из второстепенных элементов и элементов-примесей, обычных для минералов этой серии, в описываемых минералах присутствуют Pt, Ru, Cu, Ni, Co и Fe (табл. 4). В памирском холлингвортите-ирарсите присутствует примесь осмия (до 1.1 мас.% Os).

Осмийсодержащие сульфоарсениды родия и иридия достаточно редки и описаны только из ограниченного числа месторождений [Rucklidge, 1969; Бегизов и др., 1976; Tarkian et al., 1987; Barkov et al., 1996].

Значительно отличаются по морфологии выделения холлингвортита-ирарсита в миллерит-пиритовых и халькопирит-пиритовых рудах из коренных выходов на рудопроявлении Хукас. В миллерит-пиритовых рудах в актинолите встречен катаклазированный зональный кристалл размерами 5×10 мкм, ядро которого по составу соответствует ирарситу, а остальная часть – холлингвортиту (рис. 18).

В халькопирит-пиритовых рудах выделения холлингвортита-ирарсита приурочены к пириту (рис. 19, 20). Центральные зоны кристаллов сульфоарсенидов представлены ирарситом, краевые – холлингвортитом (табл. 5). На некоторых кристаллах холлингвортита-ирарсита наблюдаются наросты кристаллы размерами 1–2 мкм, предположительно кобальтина (рис. 20). Последовательность кристаллизации: IrAsS (ирарсит) → RhAsS (холлингвортит) → (Co,Ni,Fe)AsS (кобальтин-герсдорфит) устойчиво воспроизводится в различных объектах с минерализацией ЭПГ [Генкин и др., 1966; Nakli et al., 1976; Барков, 2012].

В отраженном свете ирарсит и холлингвортит изотропны. Цвет ирарсита в полированном шлифе светло-серый с очень слабым голубоватым оттенком, который лучше заметен в сравнении с холлингвортитом, у которого этот оттенок значительно слабее. Отражательная способность ирарсита ниже, чем у холлингвортита и заметно ниже, чем у пирита. Спектр отражения ирарсита, снятый с кристалла, показанного на рис. 20, характеризуется нормальной дисперсией и приведен на рис. 21. У холлингвортита отражательная способность незначительно ниже пирита, что затрудняет обнаружение мелких выделений этого минерала в пирите при просмотре шлифов на рудном микроскопе. Эта задача несколько облегчается при наблюдениях полированных препаратов с синим светофильтром. Рельефа полирования между пиритом, холлингвортитом и ирарситом практически не наблюдается, что говорит о близости твердости этих минералов. К сожалению, незначительные размеры выделений холлингвортита и ирарсита не позволили измерить их микротвердость. В литературе данные о твердости этих минералов противоречивы: Е.Ф. Штумпфл и А.М. Кларк указывают, что холлингвортит тверже сперрилита [Stumpfl, Clark, 1965], Л.Дж. Кабри для холлингвортита приводит $VHN_{(100)} 644\text{--}689$ [Cabri, 2002], что меньше твердости сперрилита и пирита, В.Д. Бегизов с соавторами (1976) получили несколько большие значения $VHN_{(100)} 1057$. В первом описании ирарсита

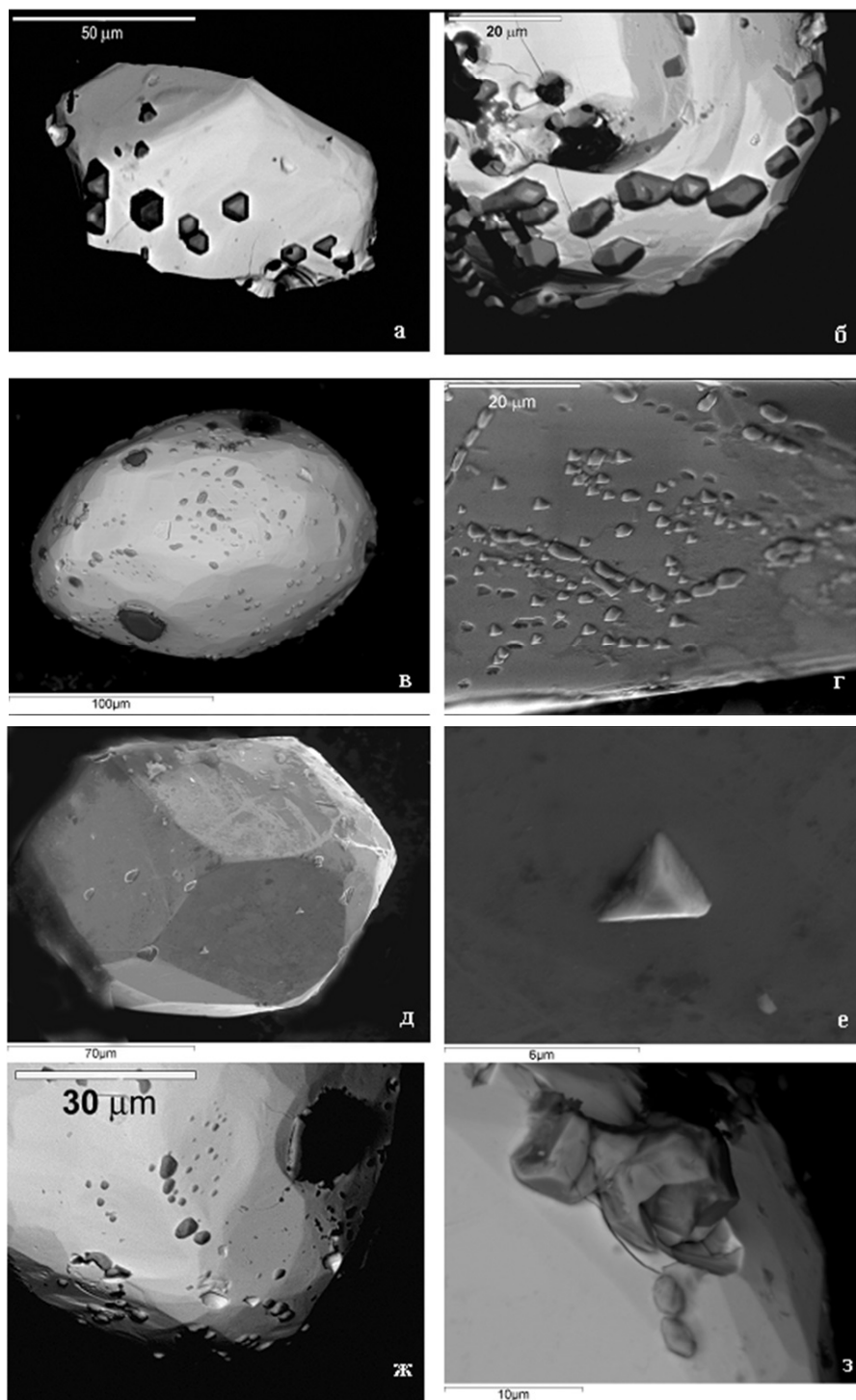


Рис. 15. Холлингвортит на кристаллах сперрилита из тяжелой фракции шлихов из рудопроявления Хукас. а–в, ж, з – изображения в отраженных электронах (BSE). Холлингвортит темно-серый. г–е – изображения во вторичных электронах (SEI). На снимке в холлингвортит представлен мелкими серыми кристаллами, крупные темные включения – хромшпинелиды. На снимке ж видны ямки в сперрилите от выпавших кристаллов холлингвортита. На снимке з частично разрушенный кристалл холлингвортита. В сперрилите на месте выпавшей части кристалла холлингвортита видно углубление с рельефом, которое мы интерпретируем как поверхность совместного роста сперрилита с холлингвортитом.

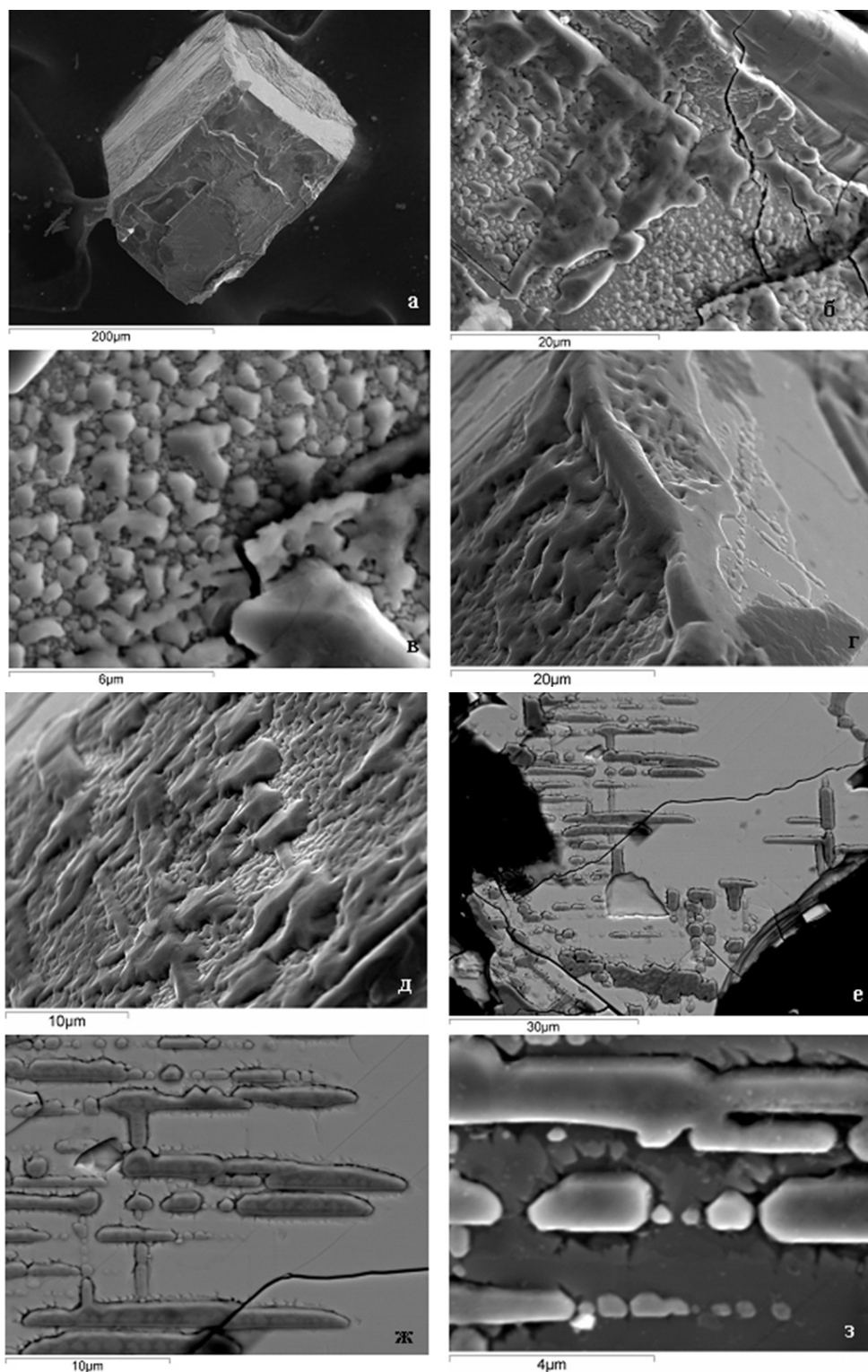


Рис. 16. Кристалл сперритита, обросший коркой холлингвортита-ирарсита. а–д, з – изображения в режим-SEI; е, ж – изображения в режиме BSE. На снимках е–з ориентированное нарастание холлингвортита-ирарсита на сперритит; ж–з – между сперрититом и холлингвортитом виды углубления, предположительно области голодания.

приводится твердость микровдавливания $VHN_{(50)}$ 976 [Генкин и др., 1966].

Минералы палладия в рудопроявлении Хукас

В миллерит- и халькопирит-пиритовых рудах, которые, по-видимому, являются метаморфизованными первично халькопирит-пентландит-пирротиновыми рудами, относительно часто встречаются выделения палладиевых минералов. Большинство выделений имеют весьма малые размеры, измеряемые первыми микронами. Такой

незначительный размер зерен минералов палладия не позволил получить порошковые рентгенограммы минералов, используя обычную технику съемки дебаеграмм, измерить микротвердость или получить количественные оптические харак-

Таблица 4. Элементный состав (мас.%) минералов ряда холлингвортит-ирарсит из рудопроявления Хукас. Номера анализов соответствуют точкам анализов, показанным на рис. 17

Компонент	ирарсит		холлингвортит	
	1 EDS	2 EDS	3 WDS	4 EDS
Pt	11.21	9.26	2.65	3.10
Pd	нпо	нпо	нпо	1.39
Ir	41.16	39.47	2.78	4.22
Os	нпо	0.47	0.58	1.13
Rh	6.11	8.68	37.94	36.35
Ru	0.28	0.22	0.41	0.20
Cu	0.28	0.00	0.06	0.35
Ni	0.42	0.41	1.11	1.07
Co	0.58	0.60	2.43	1.79
Fe	0.09	0.14	0.39	0.27
S	10.25	11.16	14.85	15.00
As	28.84	29.03	37.08	36.02
Сумма	99.23	99.45	100.28	100.90

Примечание. Формулы при расчете на сумму атомов 3:
1) $(Ir_{0.61}Rh_{0.17}Pt_{0.16}Co_{0.03}Ni_{0.02}Ru_{0.01}Cu_{0.01})_{1.01}As_{1.09}S_{0.90}$
2) $(Ir_{0.56}Rh_{0.23}Pt_{0.13}Co_{0.03}Ni_{0.02}Ru_{0.01}Os_{0.01}Fe_{0.01})_{1.00}As_{1.06}S_{0.95}$
3) $(Rh_{0.77}Co_{0.09}Ni_{0.04}Ir_{0.03}Pt_{0.03}Ru_{0.01}Os_{0.01}Fe_{0.01})_{1.00}As_{1.04}S_{0.97}$
4) $(Rh_{0.75}Co_{0.06}Ir_{0.05}Ni_{0.04}Pt_{0.03}Pd_{0.03}Cu_{0.01}Os_{0.01}Fe_{0.01})_{1.02}As_{1.02}S_{0.99}$

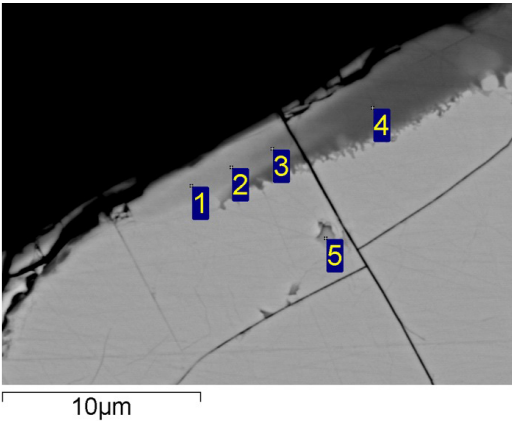


Рис. 17. Вид полированного шлифа краевой части кристалла сперрилита (светло-серый) с коркой холлингвортита-ирарсита (от серого до темно-серого) в отраженных электронах (BSE). Цифры 1–4 в синих прямоугольниках – места проведения электронно-зондового анализа. Результаты анализов приведены в табл. 4. 5 – включение пирротина.

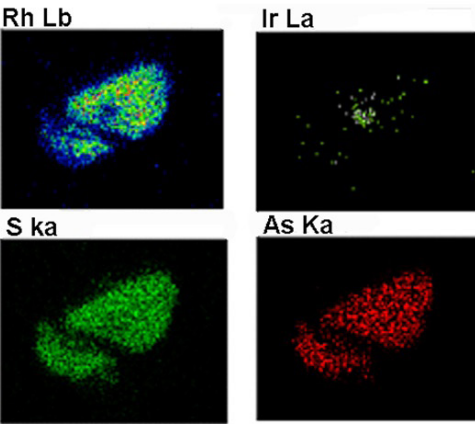
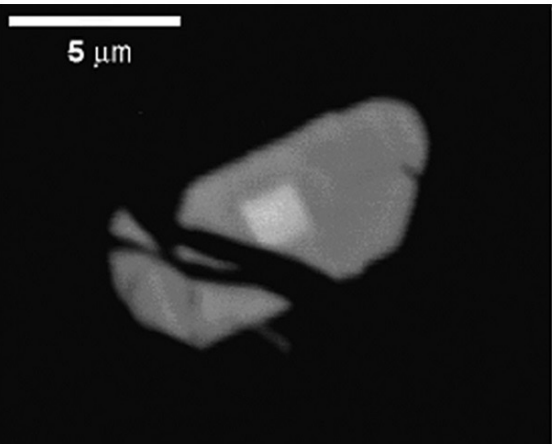


Рис. 18. Катаклазированный зональный кристалл холлингвортита-ирарсита в актинолите из миллерит-пиритовых руд рудопроявления Хукас. В центре кристалла ирарсит, остальная часть – холлингвортит $(Rh_{0.67}Ni_{0.12}Co_{0.12}Fe_{0.10}Os_{0.02})_{1.03}As_{0.96}S_{1.01}$. а – изображение в режиме BSE; б – рентгеновские карты распределения Rh, Ir, S, As.

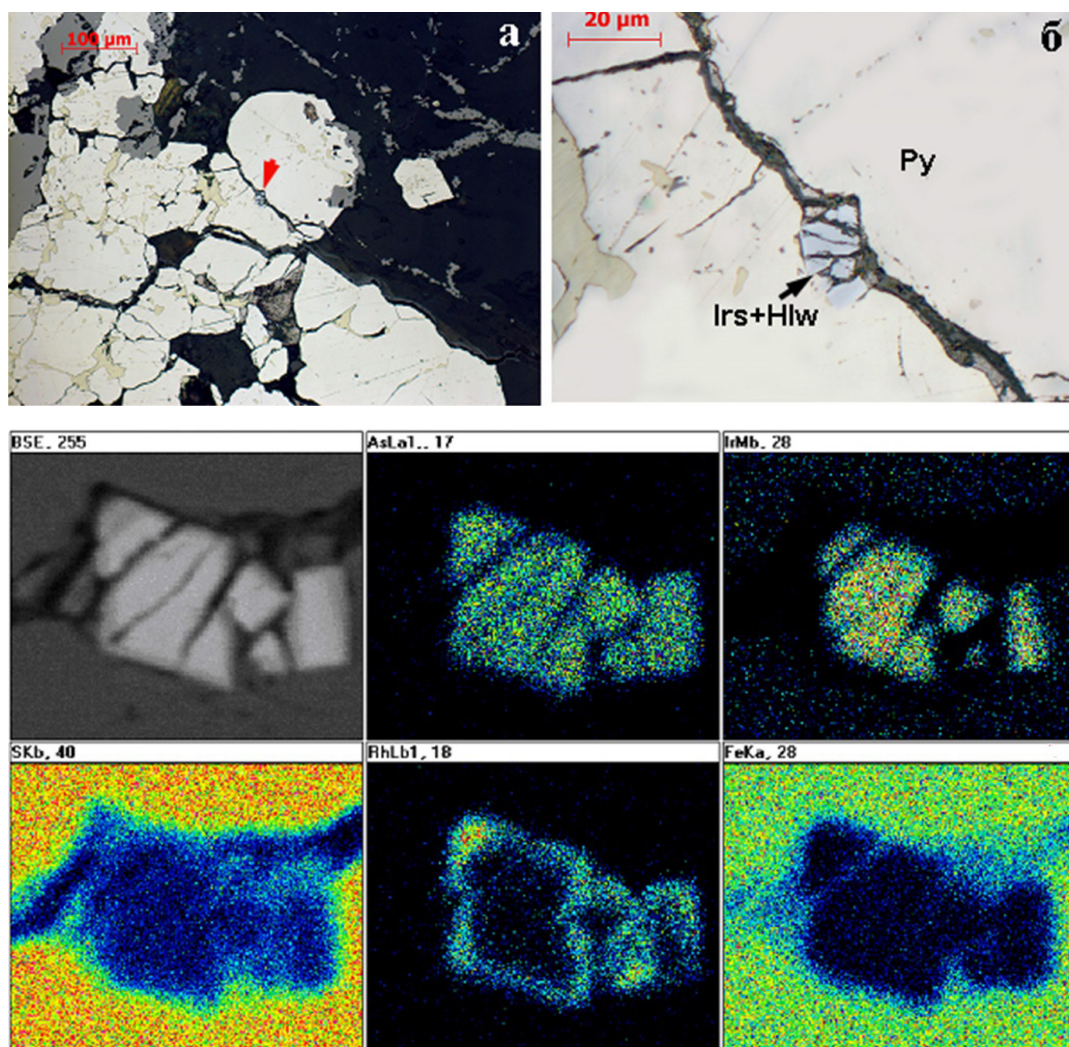


Рис. 19. Сросток кристаллов ирарсита с каймой холлингвортита (Irs+Hlw), приуроченный к залеченной трещине в пирите (Py) в халькопирит-пиритовой руде проявления Хукас. а – обзорный снимок руды в отраженном свете при одном никеле. Красная стрелка указывает на ирарсит-холлингвортит. Светло-желтое – пирит, желтое – халькопирит, серое – магнетит, темно-серое – хлорит и амфибол; б – фрагмент предыдущего снимка; в – изображение сростка кристаллов ирарсита с каймой холлингвортита в режиме BSE и рентгеновские карты распределения As, Ir, S, Rh и Fe. Символы элементов и рентгеновские линии указаны над картами.

теристики. Эти обстоятельства привели к тому, что диагностика минералов палладия в настоящей работе опирается в основном на результаты электронно-зондового анализа (неопределенность результатов которого для фаз, часто размерами сопоставимыми с размерами группы возбуждения рентгеновского излучения, трудно оценить) и на оптические характеристики, которые можно наблюдать под рудным микроскопом. По этой причине диагностика минералов, о которых пойдет речь ниже, не может считаться вполне надежной.

Стибиопалладинит Pd_5Sb_2

В халькопирит-пиритовой руде встречено двухфазное зерно размером 5×3.5 мкм, показанное на рис. 22. Немногим менее половины зерна представлено минералом, элементный состав которого по данным ЭДС-анализа (табл. 6, ан. 1) рассчитывается на формулу $(Pd_{4.88}Pb_{0.03}Ni_{0.03}Pt_{0.01}Au_{0.01})_{4.96}Sb_{2.04}$, если не учитывать примесь железа, возможно, обусловленную влиянием пирита, в котором находится изучаемое зерно. Отражательная способность по глазомерной оценке близка или

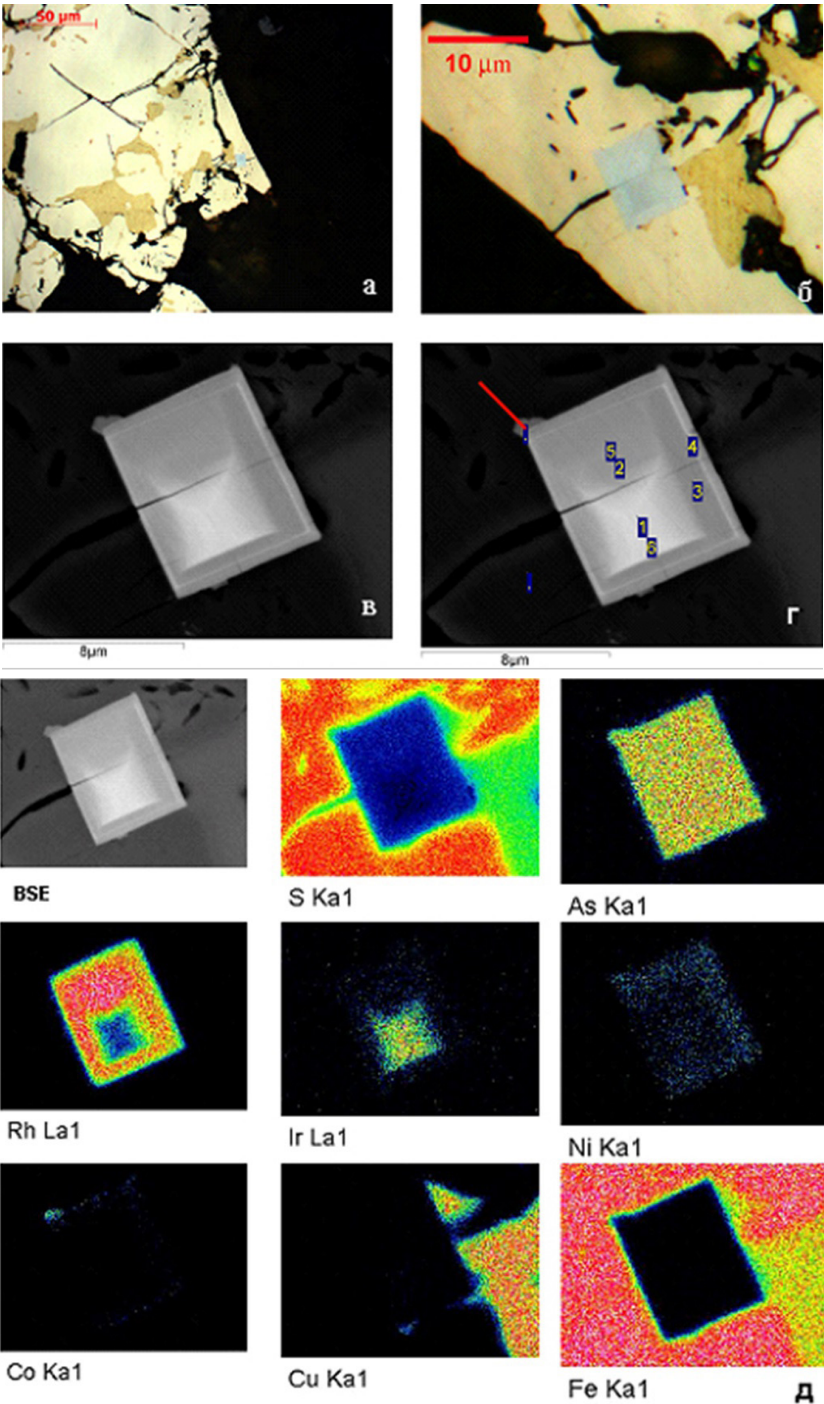


Рис. 20. Зонально-секториальный кристалла холлингворти-ирарсита в пирите с вростками халькопирита в агрегате лизардита из сульфидной метаморфизованной руды Хукаса. а, б – вид полированного шлифа в отраженном свете при одном никеле. Искусственно увеличена насыщенность цвета, чтобы кристалл холлингворти-ирарсита был лучше виден на фоне пирита. Светло-желтое – пирит, насыщенно-желтый халькопирит, черное – лизардит, синевато-светло-серый холлингворти-ирарсит; в, г – изображение участка полированного шлифа, показанного на рис. а, б, в режиме BSE. г – цифры в синих прямоугольниках – места электронно-зондовых анализов и их номера, соответствующие номерам анализов в табл. 5. Красная линия указывает на наросты на кристалл холлингворти-ирарсита кристаллы кобальтина (?); д – рентгеновские карты распределения S, As, Rh, Ir, Ni, Co, Cu и Fe. Символы элементов и рентгеновские линии указаны под картами.

Таблица 5. Элементный состав (мас.%) зонально-секториального кристалла холлингвортита-ирарсита из рудопрооявления Хукас

Компо- нент	Ирарсит		Холлингвортит		
	1	6	2	3	5
Rh	13.18	12.87	38.95	31.77	38.09
Ru	0.00	0.48	0.35	0.28	0.50
Ir	34.49	35.57	1.46	1.01	1.05
Pd	нпо	1.06	0.37	1.62	1.54
Os	0.71	0.42	1.68	0.71	0.45
Co	1.68	1.65	2.27	4.57	3.31
Ni	1.33	1.85	1.80	3.34	2.47
Pt	5.60	5.26	0.59	0.00	0.00
As	31.38	31.34	37.18	38.37	38.08
S	12.82	12.49	15.30	15.56	15.37
Сумма	101.19	102.99	99.96	97.22	100.87
Коэффициенты в формуле при Σ ф.к. = 3					
Co	0.07	0.07	0.08	0.16	0.11
Ni	0.06	0.08	0.06	0.12	0.09
Ru	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Rh	0.32	0.31	0.78	0.63	0.75
Pd	0.00	0.02	0.01	0.03	0.03
Os	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00
Ir	0.45	0.45	0.02	0.01	0.01
Pt	0.07	0.07	0.01	0.00	0.00
Σ	0.97	1.02	0.98	0.96	1.00
S	0.99	0.96	0.99	0.99	0.97
As	1.04	1.03	1.03	1.05	1.03

немногим меньше отражения пирита. Минерал анизотропен. Наблюдаемые свойства и элементный состав не противоречат отнесению минерала к стибииопалладиниту.

Сурьмянистый котульским Pd(Te,Sb).

Слагает большую часть зерна, в котором находится стибииопалладинит (рис. 22), и отдельные более мелкие зерна также в агрегатах пирита и халькопирита. Минерал анизотропен, отражательная способность заметно выше пирита, что согласуется со свойствами котульскита [Генкин и др., 1963]. В составе минерала устойчиво фиксируются примеси железа на уровне 2 мас.% и серы 0.3–0.4 мас.% (табл. 6, ан. 2, 2а). В литературе имеются анализы Fe-содержащего котульскита, например, в котульските из провинции Онтарио, Канада, измерено 1.55 мас.% Fe и 0.20% мас.% S [Stone et al., 1992], что, возможно, как в этом случае, так и в нашем связано с влиянием пирита, в котором находится выделение анализируемого минерала. Формулы минерала из Хукаса без учета железа и серы при расчете на сумму атомов 2 следующие: $Pd_{0.95}(Te_{0.60}Sb_{0.43}Bi_{0.02})_{1.05}$ и $Pd_{0.97}(Te_{0.58}Sb_{0.43}Bi_{0.02})_{1.03}$; формулы с учетом железа и серы приведены в примечаниях к табл. 6. Главная особенность котульскита с Памира – высокое содержание сурьмы при низком содержании висмута. Sb-содержащий котульскит известен из ряда месторождений [Yevstigneyeva et al., 1996; Cook et al., 2002; Спиридонов и др., 2015; Шайбеков и др., 2021, и др.], и на основании этих находок и экспериментальных данных по изучению системы Pd-Te-Sb-Bi [El-Boragy, Schubert, 1971; Kim, Chao, 1993] предпола-

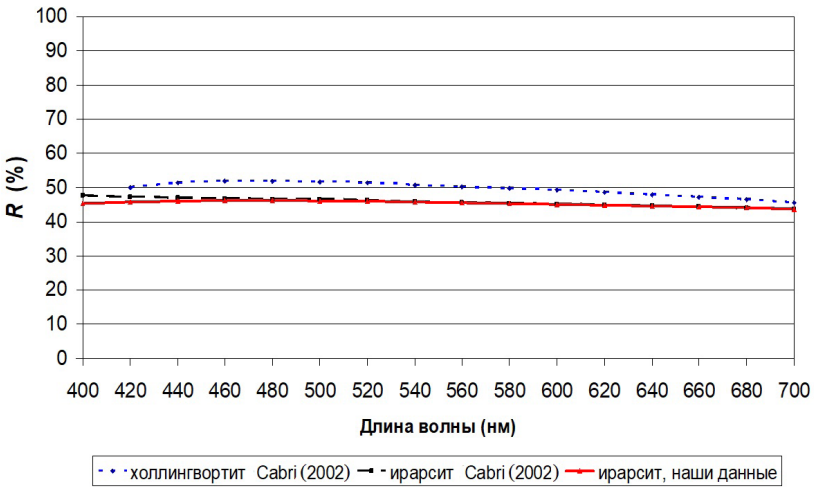


Рис. 21. Спектр отражения ирарсита, показанного на рис. 20, из Гишунского массива и спектры ирарсита и холлингвортита, по литературным данным.

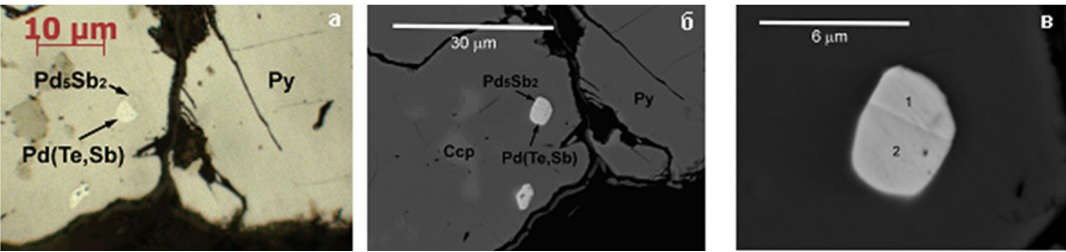


Рис. 22. Стибиопалладинит Pd_3Sb_2 и сурьмянистый котульскит $\text{Pd}(\text{Te},\text{Sb})$ в пирите (Py) с халькопиритом (Ccp) в метаморфизованной сульфидной руде Хукаса. а – в отраженном свете при одном никеле. В пирите видно двухфазное овальное в сечении зерно, состоящее из стибиопалладинита, с отражательной способностью, близкой к пириту (верхняя часть зерна), и котульскита с отражательной способностью много выше пирита; б – вид того же участка шлифа, что на предыдущем снимке, в отраженных электронах (BSE); в – фрагмент предыдущего снимка, на котором видно двухфазное сложение зерна. Цифры на снимке – области электронно-зондового анализа, соответствующие номерам анализов в табл. 6.

Таблица 6. Элементный состав (мас.%) стибиопалладинита (1) и Sb-содержащего котульскита (2, 2а), показанных на рис. 22, из рудопроявления Хукас

Компонент	1	2	2а
Pd	66.66	42.40	43.72
Ni	0.23	нпо	нпо
Fe	0.30	2.12	2.01
Pt	0.33	нпо	нпо
Au	0.26	нпо	нпо
Sb	31.90	22.49	22.25
Pb	0.83	нпо	нпо
Te	нпо	31.93	31.36
Bi	нпо	1.45	1.69
S	нпо	0.35	0.31
Сумма	100.51	100.74	101.35

Примечание. Стибиопалладинит при расчете на сумму атомов 7:
ан. 1) $(\text{Pd}_{4.88}^{0.03} \text{Pb}_{0.03} \text{Ni}_{0.03} \text{Pt}_{0.01} \text{Au}_{0.01})_{4.96} \text{Sb}_{2.04}$
Котульскит при расчете на сумму атомов 2:
ан. 2) $(\text{Pd}_{0.90}^{0.09} \text{Fe}_{0.09}^{0.99} (\text{Te}_{0.56} \text{Sb}_{0.41} \text{Bi}_{0.02} \text{S}_{0.02})_{1.01})$
ан. 2а) $(\text{Pd}_{0.92}^{0.08} \text{Fe}_{1.00}^{0.55} (\text{Te}_{0.55} \text{Sb}_{0.41} \text{Bi}_{0.02} \text{S}_{0.02})_{1.00})$

галось существование полной смесимости между гексагональными котульскитом PdTe и садбериитом PdSb . Новое переизучение растворимости сурьмы в котульските до состава $\text{Pd}(\text{Sb}_{0.82} \text{Te}_{0.18})$ не смогло подтвердить полной смесимости в этой системе, так как продукты экспериментов при детальном исследовании оказались фазово неоднородными [Vymazalová et al., 2025].

Боровскит Pd_3SbTe_4

Обнаружен в виде зерна сложной морфологии размерами 15×12 мкм в пирите в халькопирит-пиритовой руде (рис. 23). В отраженном свете минерал белый, анизотропия не наблюдается,

Таблица 7. Элементный состав (мас.%) боровскита (1) и меренскита (2) из рудопроявления Хукас

Компонент	1	2
Pd	29.88	26.85
Ni	1.14	1.43
Fe	1.77	-
Te	59.69	68.27
Bi	1.39	2.18
Sb	7.55	нпо
S	0.23	0.45
Сумма	101.64	99.19

Примечание. 1) Боровскит при расчете на сумму атомов 8:
 $(\text{Pd}_{2.57}^{0.29} \text{Fe}_{0.18}^{3.04} (\text{Sb}_{0.57} \text{Te}_{0.28} \text{Bi}_{0.06} \text{S}_{0.97})_{4.00} \text{Te}_{4.00})$
2) Меренскит при расчете на сумму атомов 3:
 $(\text{Pd}_{0.91}^{0.09} \text{Ni}_{1.00}^{1.92} (\text{Te}_{1.92} \text{Bi}_{0.03} \text{S}_{0.05})_{2.00})$

отражательная способность заметно больше, чем у пирита. По данным А.А. Яловой с соавторами (1973) отражательная способность боровскита при 520 нм 55.0%, при 560 нм 57.0%. Элементный состав минерала из рудопроявления Хукас приведен в табл. 7. Так же как и для остальных минералов палладия, представленных в пирите выделениями размерами менее 20 мкм, остается невыясненной роль железа. В первом описании минерала для боровскита приводятся содержания Fe от 0.02 до 0.06 мас.% [Яловой и др., 1973], в боровските из провинции Манитоба, Канада, до 1.72% мас.% Fe [Olivo, Theyer, 2004].

Меренскит PdTe_2

Наиболее распространенный палладиевый минерал в метаморфизованных сульфидных рудах участка Хукас. Встречается в пирите в виде выделений без элементов кристаллографической

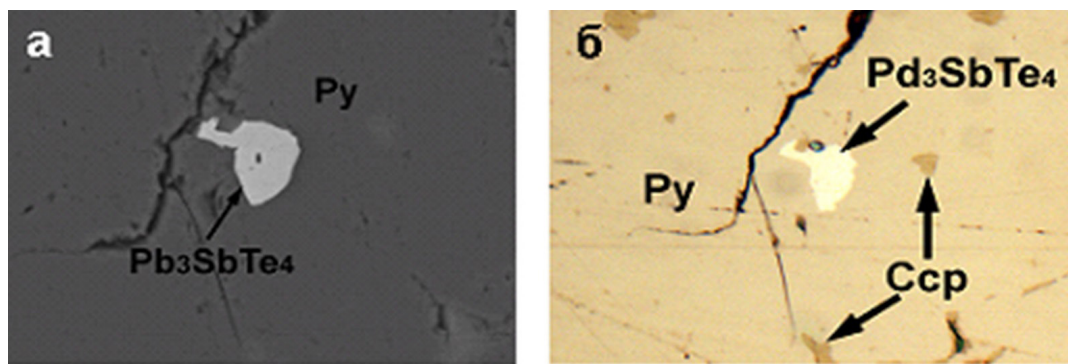


Рис. 23. Боровскит Pb_3SbTe_4 в пирите (Py) с халькопиритом (Ccp): а – изображение в отраженных электронах (BSE), масштабная линейка 20 μm ; б – в отраженном свете при одном никеле.

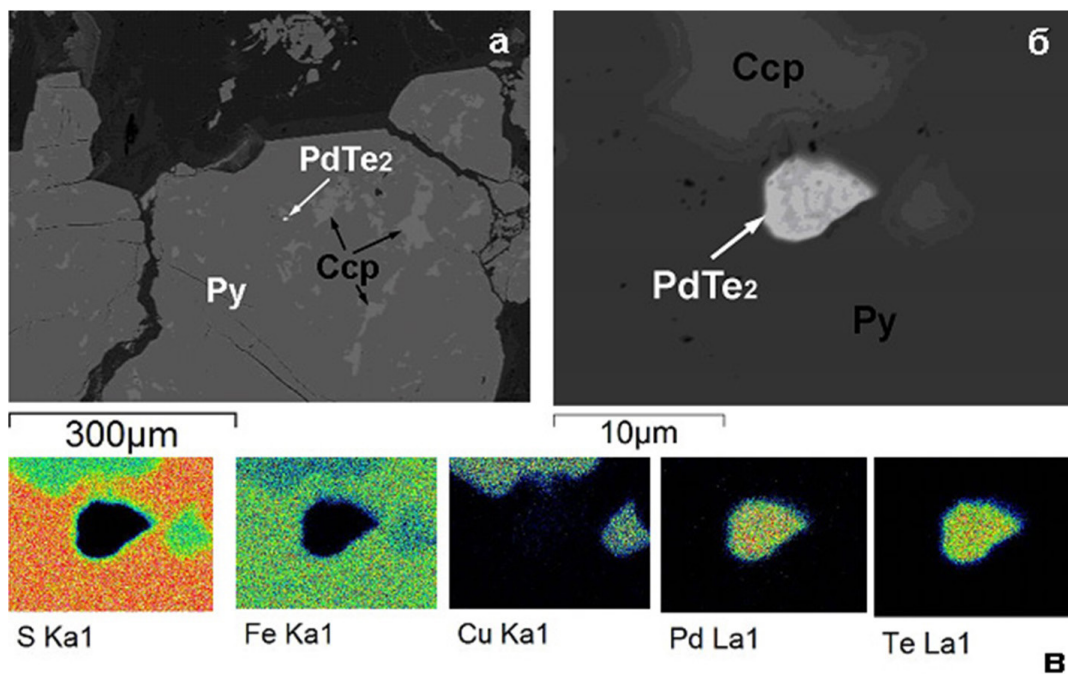


Рис. 24. Меренскит в халькопирит-пиритовой руде проявления Хукас. а – выделение меренскита $PdTe_2$ в пирите (Py) с халькопиритом (Ccp). Темно-серое – агрегат хлорита с амфиболом. Изображение в режиме BSE. б – фрагмент предыдущего снимка. в – рентгеновские карты распределения S, Fe, Cu, Pd, Te. Символы элементов и характеристические рентгеновские линии элементов подписаны под картами.

огранки. Размеры выделений – первые микроны до 10 мкм. Наиболее крупное из встреченных зерен показано на рис. 24. В отраженном свете минерал белый с кремовым оттенком, отражательная способность несколько выше пирита. Результаты электронно-зондового анализа приведены в табл. 7, и они хорошо рассчитываются на формулу $(Pd,Ni)Te_2$.

Основные результаты и обсуждение

В Ni-Co-Cu-рудопроявлении Хукас в Гишунском массиве на Северном Памире выявлены минералы элементов платиновой группы. Диагностированы и описаны сперрилит $PtAs_2$, холлингвортит $RhAsS$, ирарсит $IrAsS$ и менее надежно диагностированы минералы палладия: стибипалладинит Pd_5Sb_2 , сурьмянистый котульскит $Pd(Te,Sb)$, боровскит

Pd_3SbTe_4 , меренскит PdTe_2 . Судя по доступной литературе, это первое описание минералов элементов платиновой группы на Памире.

Сперрилит – главный минерал ЭПГ в тяжелой фракции элювиально-коллювиальных отложений у рудных выходов участка Хукас. На кристаллы сперрилита нарастает холлингвортит-ирарсит. В образцах сульфидных руд сперрилит пока не обнаружен. В связи с этим представляется желательным продолжить работы по поиску материнских пород, давших россыпь со сперрилитом.

В сперрилите обнаружены сульфидные включения, представленные ассоциацией пирротин+пентландит+халькопирит. Эти включения интерпретируются нами как захваченные капли Fe-Ni-Cu-S-расплава, которые претерпели субсолидусные превращения. Наличие таких включений позволяет предполагать первично магматическую кристаллизацию сперрилита.

Миллерит-халькопирит-пиритовые руды проявления Хукас являются продуктами метаморфизма первичных пирротиновых руд с пентландитом и халькопиритом. В пиритовых рудах диагностированы холлингвортит и ирарсит, а также обна-

ружены Pd-Sb- и Pd-Te-минералы. Образование этих минералов в пиритовых рудах, вероятно, обусловлено высвобождением ЭПГ из пирротина и особенно пентландита, изоморфная емкость которых в отношении Rh, Pd, Ir довольно велика, при замещении их пиритом и миллеритом, в которые вхождение ЭПГ весьма ограничено.

Полированный шлиф силикатно-пиритовой руды из рудопроявления Хукас с зональным кристаллом холлингвортита-ирарсита, описанный в настоящей статье, передан в Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН (Москва) и записан под номером FMM_1_98793 в систематическую коллекцию основного фонда Музея.

Благодарности

Авторы благодарны Э.М. Спиридонову и М.А. Юдовской за внимание к работе, ценные советы и замечания, А.О. Карпову – за обсуждения и помощь в проведении исследований, М.А. Шодибекову и В.Ю. Карпенко – за помощь в лабораторных исследованиях.

Список литературы:

Барков А.Ю. Зональность, вариации состава, механизмы замещения элементов и ассоциации редких рудных минералов из мафит-ультрамафитовых комплексов: Дисс. д.г.-м.н. Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук. Череповец, 2012. 37 с.

Бегизов В.Д., Завьялов Е.Н., Хвостова В.П. Минералы ряда эрликманит-лаурит и холлингвортит-ирарсит из уральских россыпей // Зап. ВМО. 1976. Ч. 105. Вып. 2. С. 213–218.

Блохина Н.А., Баратов О.Р. Минералого-геохимические работы (Отчет по теме: «Исследования распределения платиноидов, золота и серебра в минералах и породах Таджикистана»). Душанбе: Институт геологии АН Тадж.ССР, 1981. С. 11–16.

Вольнов Б.А. Меденосные формации Западного Дарваза (Южный Таджикистан) // ЭИ. ВИЭМС. Геология, методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. 1982. Вып. 10. С. 1–16.

Вольнов Б.А. Никеленосность Таджикистана // Докл. АН ТаджССР. 1988. Т. 31. №8. С. 534–538.

Вольнов Б.А., Ким А.Н. Петрохимия и никеленосность Гишунского базит-гипербазитового комплекса (Северный Памир) // Докл. АН ТаджССР. 1989. Т. 23. №4. С. 267–270.

Вольнов Б.А., Стеблова В.М., Нарижнев В.В. Основные черты металлогении Дарваза // Докл. АН ТаджССР. 1979. Т. 22. №7. С. 429–432.

Вольнов Б.А., Шакиров Ш.С., Буриев А.Х., Гридина Г.Т., Проваторов Н.Г. Отчет по общим поискам меди на Западном Дарвазе за 1978–1980 гг. Душанбе. 1980. Фонды ТГУ.

Генкин А.Д., Журавлев Н.Н., Смирнова Е.М. Мончеит и котульскит – новые минералы и состав майченерита // Зап. ВМО. 1963. Ч. 93. Вып. 1. С. 33–50.

Генкин А.Д., Журавлев Н.Н., Тронева Н.В., Муравьева И.В. Ирарсит – новый сульфоарсенид иридия, родия, рутения и платины // Зап. ВМО. 1966. Ч. 95. Вып. 6. С. 700–712.

Генкин А.Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М.: Наука, 1968. 106 с.

Ёров З.Ё., Кабилов Ш.О., Муродиён А., Сироджев Н.М. Минерально-сырьевая база химико-металлургической промышленности Таджикистана. Душанбе, 2012. 413 с.

Ефименко В.Н., Вольнов Б.А., Цориев К.О., Климуц Т.М. и др. Поиски медно-никелевого оруденения в районе Хукасского рудопроявления. Отчет Гишунской партии о результатах поисковых работ, проведенных в 1988–1991 гг. (в 2 книгах). М 1:10000. Южно-Таджикская ГРЭ Таджикглавгеология. Пос. Ленинский. 1991. Фонды ТГФ.

Золов К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н., Хрыпов В.Н. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, УГГА, 2001. 201 с.

Лебедева С.И. Микротвердость минералов. М.: Недра, 1977. 118 с.

Леснов Ф.П., Васильев Ю.Р., Нарижнев В.В. Геология, петрография и геохимия Гишунского базит-гипербазитового плутона (Северный Памир) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. I. Геология, петрохимия, геохимия. Новосибирск. 1982. С. 95–122.

Могаheed М.М. Минералогия рудоносных зон Гишун-

ского мафит-ультрамафитового комплекса (Северный Памир) // Вестник Таджикского национального университета. Душанбе. 2011. №1 (65). С. 149–153.

Мозахед М.М. К петрологии Гишунского мафит-ультрамафитового комплекса (Северный Памир) // Вестник Таджикского национального университета. Душанбе. 2011а. №1 (65). С. 113–135.

Мозахед М.М. Петрология и рудоносность Гишунского базит-гипербазитового комплекса (Северный Памир). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Душанбе. 2011б. 171 с.

Мозахед М.М., Алидодов Б.А. Петрохимические особенности ультрамафитов Гишунского интрузива (Северный Памир) // Доклады Академии наук Республики Таджикистан. 2010. Т. 53. №6. С. 490–495.

Мочалов А.Г., Рудашевский Н.С. Новый формационный тип минерализации платиновых металлов // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. №4. С. 935–939.

Нарижнев В.В. = Формационный анализ интрузивных образований юго-западного Дарваза. Дисс. канд. г.-м.н. Душанбе. 1984. 185 с.

Нарижнев В.В., Стеблова В.М. Первые сведения о расслоенной интрузии перидотит-анортосит-габбрового состава на Памире // Советская геология. 1979. №1. С. 85–91.

Паутов Л.А., Мираков М.А., Искандаров Ф.Ш. О деарсенизации сперилита при прокатке шлихов // Новые данные о минералах. 2021. Т. 55. Вып. 1. С. 14–23.

Спиридонов Э.М., Арискин А.А., Кислов Е.В., Орсов Д.А., Коротаева Н.Н., Николаев Г.С., Путинцева Е.В., Пишеницин И.В., Янакурт В.О. Три генетических типа минералов благородных металлов в плагиоклазовых лерцолитах низов гипербазит-базитового Йоко-Довыренского интрузива в байкалидах Северного Прибайкалья. В сб.: Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал: материалы V Международной конференции. Улан-Удэ: Издательство Бурятского госуниверситета, 2017. С. 277–279.

Спиридонов Э.М., Кулагов Э.А., Серова А.А., Куликова И.М., Коротаева Н.Н., Середя Е.В., Тушенцова И.Н., Беляков С.Н., Жуков Н.Н. Генетическая минералогия Pd, Pt, Au, Ag, Rh в норильских сульфидных рудах // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. №5. С. 445–476.

Толстых Н.Д., Подлипский М.Ю. Информативность шлиховых ореолов для поисков платинометалльного оруднения // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. №. 3. С. 221–240.

Шайбеков Р.И., Макеев Б.А., Кононкова Н.Н., Исаенко С.И., Тропников Е.М. Теллуриды и висмутотеллуриды палладия в сульфидных медноникелевых рудах проявления Савабейское (Ненецкий автономный округ, Россия) // Литосфера. 2021. Т. 21. №4. С. 574–594.

Яловой А.А., Сидоров А.Ф., Рудашевский Н.С., Будько И.А. Боровскит – Pd_2SbTe_4 – новый минерал // ЗВМО. 1973. Вып. 4. С. 427–431.

Augé T., Salpeteur I., Bailly L., Mukherjee M.M., Patra R.N. Magmatic and hydrothermal platinum-group minerals and base-metal sulfides in the Baula complex, India // Canadian Mineralogist. 2002. Vol. 40. N 2. P. 277–309.

Barkov A., Alapieti T., Laajoki K., Peura R. Osmian

hollingworthite and rhodian cobaltite-gersdorffite from the Lukkulaivaara layered intrusion, Russian Karelia // Mineralogical Magazine. 1996. Vol. 60. N 403. P. 973–978.

Cabri L.J., ed. The geology, geochemistry, mineralogy, mineral beneficiation of the platinum-group elements // Can. Inst. Mining Metall. Petrol. 2002. Special vol. 54. 852 p.

Cabri L.J., Laflamme J.H.G., Stewart J.M. Platinum-group minerals from Onverwacht. II. Platarsite, a new sulfarsenide of platinum // Canadian Mineralogist. 1977. Vol. 15. №3. P. 385–388.

Cook N.J., Ciobanu C.L., Merkle R.K., Bernhardt H.J. Sobolevskite, taimyrite, and Pt_2CuFe (tulameenite?) in complex massive talnakhite ore, Noril'sk orefield, Russia // Canadian Mineralogist. 2002. Vol. 40. N 2. P. 329–340.

El-Boragy M., Schubert K. Über einige Varianten der NiAs-Familie in Mischungen des Palladiums mit B-Elementen/On Some Variants of the NiAs Family in Mixtures of Palladium with B-Elements // International Journal of Materials Research. 1971. Vol. 62. №4. P. 314–323.

Hakli T.A., Hanninen E., Vuorelainen Y., Papunen H. Platinum-group minerals in the Hitura nickel deposit // Finland. Economic Geology. 1976. Vol. 71. №7. P. 1206–1213.

Kim W.S., Chao G.Y. Phase Equilibria of the System Pd-Sb-Te and Its Geological Implications // Economic and Environmental Geology. 1993. Vol. 26. №3. P. 327–335.

Olivo G.R., Theyer P. Platinum-group minerals from the McBratney PGE-Au prospect in the Flin Flon greenstone belt, Manitoba, Canada // Canadian mineralogist. 2004. Vol. 42. №2. P. 667–682.

Rucklidge J. Electron microprobe investigations of platinum metal minerals from Ontario // Canadian Mineralogist. 1969. Vol. 9. №5. P. 617–628.

Stone W.E., Fleet M.E., Crockett J.H., Kingston D.M. Platinum-group minerals in pyroxenite from the Boston Creek Flow basaltic komatiite, Abitibi greenstone belt, Ontario // Canadian Mineralogist. 1992. Vol. 30. №1. P. 109–119.

Stumpfl E.F., Clark A.M. Hollingworthite, a new rhodium mineral, identified by electron probe microanalysis // American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials. 1965. Vol. 50. №7–8. P. 1068–1074.

Stumpfl E.F., Tarkian M. Platinum genesis; new mineralogical evidence // Economic Geology. 1976. Vol. 71. №7. P. 1451–1460.

Tarkian M., Prichard H.M. Irarsite-hollingworthite solid-solution series and other associated Ru-, Os-, Ir-, and Rh-bearing PGM's from the Shetland ophiolite complex // Mineralium Deposita. 1987. Vol. 22. P. 178–184.

Vymazalová A., Laufek F., Kamenský J., Tuhý M. The synthetic analogue of kotulskite and its solid solution series with selected elements // Mineralogical Magazine. 2025. Accepted manuscript. P. 1–29. DOI: 10.1180/mgm.2025.9

Yevstigneyeva T.L., Genkin A.D., Kovalenker V.A. Sobolevskite, a new bismuthide of palladium, and the nomenclature of minerals of the system PdBi-PdTe-PdSb // International Geology Review. 1976. Vol. 18. №7. P. 856–866.

Yudovskaya M., Kinnaird J., Naldrett A.J., Mokhov A.V., McDonald I., Reinke C. Facies variation in PGE mineralization in the central Platreef of the Bushveld Complex, South Africa // Canadian Mineralogist. 2011. Vol. 49. №6. P. 1349–1384.