



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ФЕДЕРАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ЦЕНТРА
«КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»

А. А. Калинин, Е. Э. Савченко, В. Ю. Прокофьев
МИНЕРАЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ОЛЕНИНСКОГО
(КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. А. Калинин, Е. Э. Савченко, В. Ю. Прокофьев

**МИНЕРАЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ОЛЕНИНСКОГО
(КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)**



Издательство Кольского научного центра
2021

DOI: 10.37614/978.5.91137.446.4
УДК 553.411 + 549.3 + 553.22 (470.21)
ББК 26.3
К17

Печатается по решению Редакционно-издательского совета Федерального исследовательского центра «Кольский научный центр Российской академии наук»

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук **А. В. Волков** (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН),
кандидат геолого-минералогических наук **П. В. Припачкин**
(Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН),
О. В. Казанов (Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н. М. Федоровского)

Калинин, А. А.

К17 Минералогия и особенности генезиса месторождения золота Оленинского (Кольский полуостров): монография / А. А. Калинин, Е. Э. Савченко, В. Ю. Прокофьев. — Апатиты: Издательство ФИЦ КНЦ РАН, 2021. — 162 с.: ил. + Прил.

ISBN 978-5-91137-446-4

Приводятся данные по геологии Оленинского золоторудного месторождения в зеленокаменном поясе Колмозеро — Воронья (Кольский полуостров), результаты геохимических и минералогических исследований его руд и рудовмещающих пород. Показана пространственная и генетическая связь оруденения с силлами гранит-порфиров, которые относятся к комплексу малых интрузий габбродиорит — диорит — гранодиорит-порфиров. Рассматриваются особенности околорудного изменения вмещающих пород — амфиболитов и гранит-порфиров: развитие диопсидовых, биотитовых, альбит-мусковит-кварцевых, турмалин-арсенопирит-кварцевых и собственно кварцевых метасоматитов. В составе минерализации установлено свыше 50 минеральных видов сульфидов, сульфосолей, теллуридов и интерметаллических соединений, в том числе 20 минералов серебра и золота. Охарактеризованы минеральные ассоциации руд и последовательность минералообразования. Выделено пять генераций интерметаллических соединений золота и серебра, по составу охватывающих интервал от самородного серебра до высокопробного золота. Состав рудообразующих флюидов отличается высокой общей соленостью с преобладанием хлоридов натрия и кальция, высоким содержанием мышьяка, сурьмы, свинца, меди, цинка и серебра. Оруденение во многом близко к регенерированному (метаморфизованному) эпитермальному генетическому типу.

Монография адресована специалистам в области геологии, минералогии и геохимии рудных месторождений.

УДК 553.411 + 549.3 + 553.22 (470.21)
ББК 26.3

Научное издание
Редактор Е. Н. Еремеева
Технический редактор В. Ю. Жиганов
Подписано в печать 25.01.2021. Формат бумаги 70×108 1/16.
Усл. печ. л. 14.18. Заказ № 6. Тираж 500 экз.

ISBN 978-5-91137-446-4

© Калинин А. А., Савченко Е. Э.,
Прокофьев В. Ю., 2021
© Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, 2021
© ФИЦ «Кольский научный центр РАН», 2021

MINISTRY OF SCIENCE AND HIGHER EDUCATION OF THE RUSSIAN FEDERATION
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

FEDERAL RESEARCH CENTRE
“KOLA SCIENCE CENTRE OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES”

GEOLOGICAL INSTITUTE

A. A. Kalinin, Ye. E. Savchenko, V. Yu. Prokofiev

**MINERALOGY AND GENESIS
OF THE OLENINSKOE GOLD DEPOSIT
(KOLA PENINSULA)**

Publishing House of the Kola Science Center
2021

DOI: 10.37614/978.5.91137.446.4
UDC 553.411 + 549.3 + 553.22 (470.21)
BBC 26.3

Published by the decision of Editorial Council of the Federal Research Centre
“Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences”

Reviewers:

A. V. Volkov, Doctor of Sciences (Geology & Mineralogy), Institute of Geology of Ore
Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS;
P. V. Pripachkin, PhD (Geology & Mineralogy), Geological Institute of Federal Research
Centre “Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences”;
O. V. Kazanov, N. M. Fedorovsky All-Russian Scientific and Research
Institute of Mineral Resources

Kalinin A. A., Savchenko Ye. E., Prokofiev V. Yu. Mineralogy and
genesis of the Oleninskoe gold deposit (Kola Peninsula). Apatity, FRC KSC RAS,
2021, 162 p.

ISBN 978-5-91137-446-4

Data on geology of the Oleninskoe deposit, and results of mineralogical and
geochemical investigations of ores and altered rocks are presented. Mineralization is connected
with granite porphyry sills, an end member of gabbrodiorite-diorite-granodiorite complex of
minor intrusions. The main alteration processes are diopsidization and biotitization, formation
of quartz-muscovite-albite, quartz-arsenopyrite-tourmaline, and quartz metasomatic rocks.
More than 50 ore minerals (sulfides, sulfosalts, tellurides, and native metals) were identified in
the ore, including 20 minerals of silver and gold. Mineral associations in the ore and sequence
of mineral formation are defined. Five generations of gold-silver alloys are identified, its
composition covers spectrum from native silver to high-grade gold. Mineralized fluids in the
deposit are of high salinity (sodium and calcium chlorides), and rich in As, Sb, Pb, Cu, Zn, and
Ag. The Oleninskoe deposit is classified as an epithermal metamorphosed gold deposit.

The book is of interest for specialists in economic geology, mineralogy and
geochemistry of ore deposits.

ISBN 978-5-91137-446-4

© Kalinin A. A., Savchenko Ye. E.,
Prokofiev V. Yu., 2021
© Geological Institute of FRC KSC RAS, 2021
© Federal Research Centre “Kola Science Centre
of the Russian Academy of Sciences”, 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	7
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПОЯСА КОЛМОЗЕРО — ВОРОНЬЯ.....	11
ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОЛЕНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	19
2.1. Метасоматические преобразования пород.....	23
2.2. Рудная минерализация в измененных породах.....	39
ГЛАВА 3. МИНЕРАЛОГИЯ ОРУДЕНЕНИЯ ОЛЕНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	45
3.1. Сульфиды.....	45
3.2. Сульфоарсениды и арсениды	53
3.3. Сульфоантимониды и антимониды.....	56
3.4. Сульфосоли сурьмы.....	59
3.5. Сульфосоли мышьяка.....	68
3.6. Теллуриды и сульфотеллуриды.....	69
3.7. Самородные металлы.....	71
ГЛАВА 4. АССОЦИАЦИИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ....	81
ГЛАВА 5. ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА ОЛЕНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	87
5.1. Состав флюидов.....	87
5.2. О связи минерализации с гранит-порфирами.....	91
5.3. О генетическом типе Оленинского месторождения.....	92
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	103
ЛИТЕРАТУРА.....	105
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	113

CONTENTS

	Page
INTRODUCTION	7
CHAPTER 1. GEOLOGY OF THE NORTH-WESTERN PART OF THE KOLMOZERO-VORONYA BELT	11
CHAPTER 2. GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE OLENINSKOE DEPOSIT.....	19
2.1. Rock alteration	23
2.2. Mineralization in altered rocks	39
CHAPTER 3. ORE MINERALOGY OF THE OLENINSKOE DEPOSIT.....	45
3.1. Sulfides	45
3.2. Sulfoarsenides and arsenides	53
3.3. Sulfoantimonides and antimonides	56
3.4. Antimony sulfosalts	59
3.5. Arsenic sulfosalts	68
3.6. Tellurides and sulfotellurides	69
3.7. Native metals	71
CHAPTER 4. ASSOCIATIONS OF ORE MINERALS AND THE ORDER OF CRYSTALLIZATION	81
CHAPTER 5. GENESIS OF THE OLENINSKOE DEPOSIT	87
5.1. Fluid composition	87
5.2. On the relationships with the granite porphyry.....	91
5.3. On the genetic type of the Oleninskoe deposit	92
CONCLUSIONS	103
REFERENCES	105
SUPPLEMENTS	113

ВВЕДЕНИЕ

Кольский регион с середины XX века является крупным горнопромышленным узлом нашей страны, но благородные металлы, в частности золото, не входят в число металлов, извлекаемых из недр в российской части Фенноскандинавского щита. Тем не менее, геологические предпосылки открытия месторождений золота в Карело-Кольском регионе имеются. Основные перспективы связываются с зеленокаменными поясами мезо- и неогархейского возраста и их палеопротерозойскими аналогами (Калинин, 2018; Kalinin et al., 2019b), что подтверждается открытием мелких месторождений золота Оленинского и Няльм-1 в северо-западной части пояса Колмозеро — Воронья и Сергозерского в Стрельнинском поясе.

Оленинское месторождение золота расположено в Ловозерском районе Мурманской области, в 50 км к северу от села Ловозеро, в 40 км к югу от Серебрянской ГЭС, на реке Вороньей, в не освоенном экономически районе северной тундры, куда можно добраться либо вертолетом, либо гусеничным транспортом.

Данный район привлекал пристальное внимание геологов с 1940-х гг., поскольку здесь расположены редкометалльные пегматитовые месторождения Васин-Мыльк (Cs, Li) и Полмос (Li). В ходе поисковых работ на редкие металлы в пределах одного из перспективных участков на хребте Оленьем были обнаружены признаки минерализации золота.

Проявление золота на северном окончании хребта Оленьего установлено в конце 1960-х гг. при участии геологов Мурманской экспедиции и Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) (Рожков, Жаднова, 1972). Наиболее активные периоды изучения месторождения — с 1976 по 1985 гг. (ЦНИГРИ, Центрально-Кольская экспедиция) и с 1998 по 2009 гг. (Центрально-Кольская экспедиция, дочерняя компания Voliden АВ «Воронья Минералз» и дочерняя компания Ovoca Gold «Блэк Фокс Рисорсез»). В это время было пробурено свыше тридцати скважин и пройдена сеть канав. Изучалось месторождение также сотрудниками Геологического института (ГИ) КНЦ РАН (Белоліпецкий и др., 1981, 1987; Калинин, 1991; Калинин, Полежаева, 1986; Галкин, 2006) и Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН (Волков, Новиков, 2002).

Особое внимание Оленинское месторождение привлекло к себе в связи с особенностями его минерального состава, резко отличающимися от прочих золоторудных объектов, расположенных на кристаллических щитах докембрия: в составе руды присутствуют различные соединения серебра, сурьмы, свинца, более характерные для месторождений в вулканических поясах фанерозойского возраста, чем для месторождений в докембрийских метаморфических комплексах. Вопросы минералогии месторождения ранее были рассмотрены в ряде публикаций (Белоліпецкий и др., 1981, 1987; Калинин, Полежаева, 1986; Калинин, 1991; Галкин, 2006). Проходка новых и расчистка старых горных выработок на месторождении, бурение скважин, выполненные «Блэк Фокс Рисорсез», позволили собрать новый каменный материал, для изучения которого применены современные методы, не доступные ранее.

Исследования проведены на основе материала из коллекции авторов, собранного в ходе полевых работ в поясе Колмозеро — Воронья в 2017, 1998, 1995 и 1981–1983 гг. В коллекцию входили протолочные пробы горных пород, образцы и сколки на шлифы и аншлифы, отобранные из коренных пород в обнажениях и поверхностных горных выработках, а также из керна скважин, пробуренных компаниями «Блэк Фокс Рисорсез» и «Воронья Минералз». Кроме того, были изучены шлиховые концентраты из рыхлых отложений, перекрывающих рудные тела.

Химический анализ горных пород выполнен в химико-аналитической лаборатории Геологического института ФИЦ КНЦ РАН (зав. лабораторией Л. И. Константинова) по методикам, разработанным в лаборатории и приведенным на сайте Геологического института ФИЦ КНЦ РАН (2020). Там же определено содержание благородных металлов методом атомной абсорбции с предварительным концентрированием алкиланилином и сульфидами нефти. Ряд проб был проанализирован на петрогенные элементы в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

ICP-анализ пород на малые элементы выполнен в аналитической лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург (погрешность определения элементов < 2 %), а также в ИГЕМ РАН, в лаборатории анализа минерального вещества, с помощью масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой серии XII ICP-MS Thermo Scientific.

Исследования фазовой и внутрифазовой неоднородности минеральных индивидов, изучение химического состава минералов осуществлялось методами оптической и электронной микроскопии в лаборатории физических исследований пород руд и минералов Геологического института ФИЦ КНЦ РАН (зав. лабораторией — кандидат геолого-минералогических наук Я. А. Пахомовский, с 2019 г. — кандидат геолого-минералогических наук Е. А. Селиванова). Использовались оптический микроскоп AxioPlan, сканирующий электронный микроскоп (СЭМ) LEO-1450 с энергодисперсионными приставками Röntec и Bruker X Flash-5010 и электронно-зондовый микроанализатор MS-46 CAMECA (аналитик Е. Э. Савченко).

Методика исследований включала:

1) описание шлифов и аншлифов коренных пород и искусственных аншлифов, изготовленных из концентратов рудных минералов, на оптическом микроскопе и энергодисперсионном спектрометре LEO-1450;

2) оценку состава минералов на энергодисперсионном спектрометре Bruker XFlash-5010, установленном на сканирующем микроскопе LEO-1450 методом нестандартного анализа при помощи программного обеспечения QUANTAX 200 (что позволяет уточнить перечень элементов для последующего микрозондового анализа), получение изображения анализируемого материала в обратно рассеянных электронах (BEI — backscattered electron images);

3) микрозондовый анализ для определения содержания основных компонентов и элементов-примесей на микроанализаторе MS-46 CAMECA (ГИ ФИЦ КНЦ РАН, г. Апатиты). Условия съемки следующие: ускоряющее напряжение 22 кВ; ток зонда 30–40 нА. В качестве эталонов использовались искусственные соединения (в скобках приведены аналитические линии): $\text{Fe}_{10}\text{S}_{11}$ ($\text{FeK}\alpha$, $\text{SK}\alpha$), Bi_2Se_3 ($\text{BiM}\alpha$, $\text{SeK}\alpha$), $\text{LiNd}(\text{MoO}_4)_2$ ($\text{MoL}\alpha$), а также чистые металлы Co ($\text{CoK}\alpha$), Ni ($\text{NiK}\alpha$), Pd ($\text{PdL}\alpha$), Ag ($\text{AgL}\alpha$), Te ($\text{TeL}\alpha$), Au ($\text{AuL}\alpha$);

4) анализ фаз порошковым рентгеноструктурным методом (Дебай — Шерер, РКУ 114 мм, Fe-излучение, 40 kV, 16 mA).

Рентгеновская диагностика минералов выполнена кандидатом геолого-минералогических наук Е. А. Селивановой.

Валовый анализ состава флюидов включений был выполнен из навесок 0,5 г, отобранных из мономинеральных фракций кварца класса $-0,5 + 0,25$ мм в ЦНИГРИ (аналитик Ю. В. Васюта) по методике, опубликованной в работе (Кряжев и др., 2006). Включения в кварце вскрывали термически при 500 °С. Методом газовой хроматографии (хроматограф «ЦВЕТ-100») определяли количество воды для расчета концентраций элементов в гидротермальном растворе. Анализировались также углекислота, метан и углеводороды. После приготовления водных вытяжек в растворе методом ионной хроматографии (хроматограф «ЦВЕТ-3006», чувствительность 0,01 мг/л) определяли Cl, SO₄ и F, методом ICP MS (масс-спектрометр Elan-6100) — K, Na, Ca, Mg и другие элементы.

При подготовке и написании работы авторы консультировались с сотрудниками Геологического института ФИЦ КНЦ РАН: доктором геолого-минералогических наук, профессором Ю. Л. Войтеховским, доктором геолого-минералогических наук Т. В. Каулиной, кандидатом геолого-минералогических наук Е. А. Селивановой, кандидатом геолого-минералогических наук Н. М. Кудряшовым, кандидатом геолого-минералогических наук Т. В. Рундквист, кандидатом геолого-минералогических наук С. В. Мудруком, кандидатом геолого-минералогических наук Ю. Н. Нерадовским, кандидатом геолого-минералогических наук А. А. Компанченко, А. В. Чернявским, а также со специалистами из ИГЕМ РАН (членом-корреспондентом РАН Ю. Г. Сафоновым и доктором геолого-минералогических наук А. В. Волковым), О. В. Казановым (ВИМС), Г. Ф. Бакаевым (ОАО «ЦКЭ», г. Мончегорск), В. И. Безруковым (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Огромную помощь при минералогических исследованиях шлиховых концентратов оказали В. И. Басалаева, А. Б. Калачева и М. Ю. Сидоров. Всем упомянутым коллегам авторы выражают глубокую признательность.

Работа выполнена в рамках темы НИР 0226-2019-0053, ICP-анализ пород, микротермометрический анализ флюидных включений и валовый анализ их состава выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-70001).

На иллюстрациях, в подписях к рисункам и в таблицах для названий минералов использованы следующие сокращения:

Ab	альбит	Crv	кervеллеит	Mrc	марказит
Acn	акантит	Di	диопсид	Ol	оливин
Act	актинолит	Dp	диафорит	Owy	овихиит
Ag	серебро самородное	Dys	дискразит	Pl	плагиоклаз
Am	минерал гр. амфиболов	El	электрум	Po	пирротин
And	андалузит	Ep	эпидот	Prs	прустит
Ang	англезит	Flk	фалькманит	Pu	пирит
Ant	антофиллит	Fr	фрейбергит	Pyr	пираргирит
Apy	арсенопирит	Fzl	физелиит	Rmd	рамдорит
As	мышьяк самородный	Gal	галенит	Q	кварц
Asb	ауростибит	Gk	гринокит	Sms	семсеит
Bi	висмут самородный	Gr	гр. гранатов	Sp	сфалерит
Bdn	бёдантит	Grs	герсдорфит	St	ставролит
Bh	брейтгауптит	H-Bt	гидробиотит	Stp	стефанит
Blg	биллингслейит	Hb	роговая обманка	Stz	штютцит
Brn	бурнонит	Hs	гессит	Tcf	канфилдит-Те
Bt	биотит	Ilm	ильменит	Td	тетраэдрит
Bul	буланжерит	Ky	кианит	Tr	тремолит
Car	гр. карбонатов	Lo	лёллингит	Ttn	титанит
Cc	кальцит	Mar	миаргирит	Tur	турмалин
Chl	гр. хлорита	Mcp	маккинстриит	Uch	учукчакуаит
Cor	кордиерит	MG	горчичное золото	Ul	ульманит
Cr	халькопирит	Ms	мусковит	Ytb	ютенбогардит
Cr (Ag)	халькопирит Ag-содержащий	Mng	менегинит		

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПОЯСА КОЛМОЗЕРО — ВОРОНЬЯ

Зеленокаменный пояс Колмозеро — Воронья мезоархейского возраста приурочен к центральной части сутурной зоны, которая отделяет Мурманский кратон от Кольской провинции (рис. 1, А).

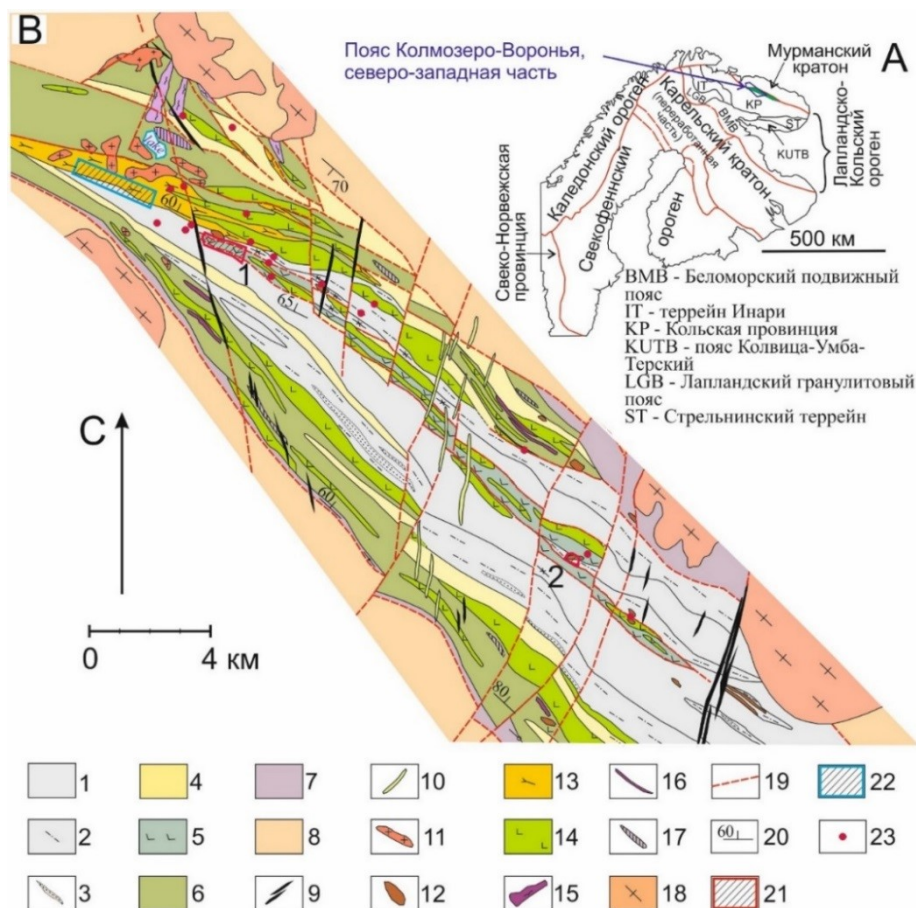


Рис. 1. Положение зеленокаменного пояса Колмозеро — Воронья на тектонической схеме Фенноскандинавского щита (по Daly et al., 2006) (А) и схематическая геологическая карта северо-западной части зеленокаменного пояса Колмозеро — Воронья (по Пакет..., 1998, с упрощениями) (В):

1–3 — поросозерская серия (LP₂?): 1 — переслаивание гранат-ставролит (кианит)-биотитовых, гранат-биотитовых, гранат-биотит-кордиеритовых и биотит-мусковитовых плагиосланцев, 2 — метапесчаники и метагравелиты с прослоями метатуфов и туфолавобрекчий кисло-среднего состава, 3 — полимиктовые конгломераты; 4–7 — колмозерская серия: 4 — вороньетундровская свита (LP₂): порфириды, альбитофиры, андезитовые порфириды и туфолавы кислого и среднего состава, лептиты, 5 — оленинская толща — метавулканы основного состава, габброиды (LP₂?), 6 — метавулканы полмостундровской свиты (LP₂): плагиоамфиболиты по метабазальтам, 7 — метаосадочные породы лязозерской свиты: биотитовые,

двуслюдяные, гранат-биотитовые плагиогнейсы (LP₂); 8 — гнейсо-плагиограниты Мурманского блока и Кольско-Норвежского домена (AR); 9 — дайки долеритов, оливковых долеритов и долеритовых порфиритов, пикритовых порфиритов (PR₃–PZ[?]); 10 — дайки мелкозернистых долеритов, габбро-перидотитов, оливинсодержащих габбро (PR₁?); 11 — турмалиновые и плагиомикроклиновые граниты (LP₃–PR₁); 12 — комплекс малых интрузий габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитного состава (LP₂), 13 — гранит-порфиры, кварц-мусковитовые и мусковит-андалузитовые метасоматиты по ним (LP₂), 14 — метагаббро, габброамфиболиты, комагматичные амфиболитам-метабаазальтам полмостундровской свиты и оленинской толщи (LP₂); 15 — метаперидотиты, метапироксениты и серпентиниты по ним (LP₂?); 16 — хлорит-тремолит-актинолитовые сланцы по ультраосновным породам (LP₂?); 17 — базит-ультрабазитовые образования коматиитовой формации (по Вревский, 1989); 18 — массивы гнейсо-плагиогранитов, гнейсогранодиоритов (LP₃–PR₁?); 19 — разрывные нарушения; 20 — элементы залегания пород; 21 — участки месторождений золота: 1 — Оленинское, 2 — Няльм-1; 22 — участок медно-молибден-порфирового рудопроявления Пеллапахк; 23 — пункты минерализации золота

Протяженность зеленокаменного пояса составляет около 140 км при ширине 10–12 км. На юго-востоке пояс граничит с Кейвским террейном.

Строение пояса рассматривается как моноклиналь чешуйчато-надвигового строения с признаками океанического и островодужного магматизма (Никитин, 1980; Минц и др., 1996). Геохронологические данные свидетельствуют о мезоархейском возрасте процессов вулканизма, осадконакопления и интрузивного магматизма (Пушкарев и др., 1978; Kudryashov et al., 2001; Кудряшов и др., 2013).

Наиболее подробно история формирования пояса Колмозеро — Воронья рассмотрена в (Глубинное..., 2010). Основные этапы развития орогенного пояса следующие: формирование островодужной системы в период от 2,87 до 2,83 млрд лет, затем, после паузы продолжительностью около 50 млн лет, аккреция островных дуг к окраине Мурманского континента и формирование аккреционного орогена в период 2,78–2,76 млрд лет. Возможный коллапс орогена с внедрением посторогенных (анорогенных?) интрузий в центральной и юго-восточной частях пояса произошел 2,74–2,72 млрд лет назад. Общая продолжительность формирования пояса составила порядка 150 млн лет (Глубинное..., 2010).

Метаморфизованные вулканогенно-осадочные комплексы пояса представлены метавулканитами коматиит-толеитовой и базальт-андезит-дацитовой серий, а также метаосадочными породами — метапелитами и метапесчаниками. Согласно принятой стратиграфической схеме (Государственная..., 2008), они отнесены к колмозерской и поросозерской сериям. Колмозерская серия включает лявозерскую толщу метаосадочных пород (биотитовых гнейсов), полмостундровскую свиту метавулканических пород основного состава коматиит-толеитовой серии и вороньтундровскую свиту метавулканитов среднекислого состава. Поросозерская серия сложена метаосадочными толщами биотитовых плагиогнейсов с гранатом, ставролитом, кианитом или андалузитом. Суммарная мощность разреза пород колмозерской серии 1300 м, поросозерской серии — 500–700 м (Государственная..., 2008).

В северо-западной части пояса, в его осевой зоне, располагается толща амфиболитов хребта Оленьего (рис. 1, В), включающая магнезиальные и

коматиитовые метабазалты, многочисленные силлы габброамфиболитов и измененных ультраосновных пород. Контакты амфиболитов с вмещающими породами тектонические, поэтому положение данной толщи в разрезе зеленокаменного пояса не определено однозначно. Нередко оленинскую толщу сопоставляют с породами полмостундровской свиты (Вревский, 1989), поскольку между слагающими их амфиболитами практически нет отличий, и связывают центральное положение толщи с тектоническими подвижками (авторы придерживаются именно этой точки зрения) либо выделяют в отдельную оленинскую свиту, завершающую стратиграфический разрез (Гавриленко и др., 2002), либо вообще изымают данную толщу из стратиграфического разреза и рассматривают слагающие ее породы как интрузивные (Белолипецкий и др., 1980).

Интрузивные образования в северо-западной части пояса Колмозеро — Воронья представлены:

- массивами перидотитов, пироксенитов и габбро, комагматичными вулканитам коматиит-толеитовой серии;

- массивами гранит-порфиров, комплексом малых интрузий и силлами габбродиоритов — диоритов — гранодиорит-порфиров; возраст этих пород составляет 2828 ± 8 млн лет (Кудряшов и др., 2015а);

- позднекинематическими интрузиями плаггиомикроклиновых и турмалиновых гранитов: U-Pb-возраст циркона из турмалиновых гранитов составил 2451 ± 60 млн лет (Кудряшов и др., 2018);

- жилами турмалиновых и редкометалльных пегматитов; возраст редкометалльных пегматитов, установленный U-Pb-методом по микролиту из месторождения Васин-Мыльк, равен 2454 ± 8 млн лет (Кудряшов и др., 2015b), т. е. в пределах погрешности определения совпадает с возрастом турмалиновых гранитов (Кудряшов и др., 2018);

- несколькими генерациями даек долеритов, формировавшихся предположительно от палеопротерозоя до палеозоя.

Наиболее крупный массив гранит-порфиров размером $\sim 1,5 \times 8$ км находится у северного подножия горы Пеллапахк (рис. 1, В). В южной части этого массива, в зоне интенсивного метасоматического преобразования пород на границе с глиноземистыми сланцами поросозерской серии, расположено медно-молибден-порфировое рудопроявление Пеллапахк. К юго-востоку от зоны разлома Грибное — Лешая (субмеридиональный разлом к западу от Оленинского, рис. 1, В) породы кислого состава, относящиеся к данному комплексу, образуют силлоподобные тела гранит- и гранодиорит-порфиров, а породы среднего и среднекислого состава (габбродиориты — диориты — гранодиорит-порфиры) встречаются в виде небольших (обычно первые сотни метров по длинной оси), нередко дифференцированных интрузий. Такое изменение характера выходов интрузивных образований единого комплекса указывает на различный уровень эрозийного среза геологических блоков к западу и востоку от зоны разлома. Вмещающими породами для них служат как амфиболиты, так и глиноземистые сланцы. С породами этого комплекса в пределах структуры ассоциирует ряд проявлений минерализации золота.

История регионального метаморфизма зеленокаменного пояса Колмозеро — Воронья включает два этапа (Прияткина, Дагелайский, 1965; Беляев и др., 1977 и др.). Метаморфизм раннего этапа протекал в условиях

низкотемпературной субфации амфиболитовой фации пониженного давления андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Рассчитанные средние P-T-параметры метаморфизма составляют: температура около 600 °С и давление 3–4 кбар (Другова и др., 1982). Эти метаморфические преобразования изофациальны процессам метаморфизма и гранитизации в Мурманском домене, что, возможно, свидетельствует о коллизионной природе метаморфизма (Мицц и др., 1996). Возраст регионального метаморфизма раннего этапа оценивается в 2,77–2,68 млрд лет (Беляев, Петров, 2002).

На регрессивной стадии раннего этапа метаморфизма интенсивное развитие получили процессы регионального кислотного выщелачивания и сопряженного с ним железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза (Белолипецкий и др., 1987). Размещение метасоматитов контролируется тектоническими нарушениями сдвигового характера северо-западного простирания, секущими под острым углом 5–10 ° стратифицированные толщи пояса (Роненсон и др., 1979; Ройзенман и др., 1980; Рождественская, 1980). Протяженность зон метасоматитов составляет преимущественно 2–3 км, редко до 10 км, при мощности до 500 м (на горе Пеллапахк). Минеральные ассоциации метасоматитов указывают на близкие к пику метаморфизма значения температуры и давления (в среднем 550 °С и 3,3 кбар) (Другова и др., 1982). Отмечено, что плагиомикроклиновые граниты не воздействуют на региональные метасоматиты, а пегматиты их прорывают, поэтому время формирования региональных метасоматитов определяется промежутком после внедрения гранитов, но до формирования пегматитов (Другова и др., 1982). Для безрудных ставролит-кордиеритовых метасоматитов по глиноземистым сланцам поросозерской серии по циркону получен U-Pb-возраст 2629 ± 64 млн лет (SHRIMP-II) (Астафьев, Воинова, 2011), что хорошо согласуется с возрастом пегматитов (Кудряшов и др., 2015b) и турмалиновых гранитов (Кудряшов и др., 2018).

Поздний этап метаморфизма характеризуется пониженными по сравнению с ранним этапом температурами — в среднем 530 °С — и повышенными значениями давления — ~ 5,5 кбар (Другова и др., 1982). Время позднего этапа метаморфизма оценивается преимущественно K-Ar-определениями изотопного возраста мусковита в 1,9–1,8 млрд лет (Морозова и др., 1979). В рассматриваемом северо-западном фрагменте пояса он лишь частично уничтожил ассоциации раннего этапа метаморфизма. В породах, претерпевших метаморфизм кианит-силлиманитового типа, выявлены следующие изменения: развитие параморфоз кианита по андалузиту, частичная перекристаллизация слюд, изменение состава во внешних каймах порфириобласт граната и замещение кордиерита мелкозернистым агрегатом ставролита и хлорита (Другова и др., 1982; Петров и др., 1984).

В северо-западной части пояса Колмозеро — Воронья выделено три основные системы разрывных нарушений (Никитин, Гавриленко, 2001; Гавриленко и др., 2002; Галкин, 2006) (рис. 2). Первая — это разломы глубокого заложения северо-западного направления, по которым породы зеленокаменного пояса граничат с гранито-гнейсами Мурманского и гнейсами Центрально-Кольского блоков.

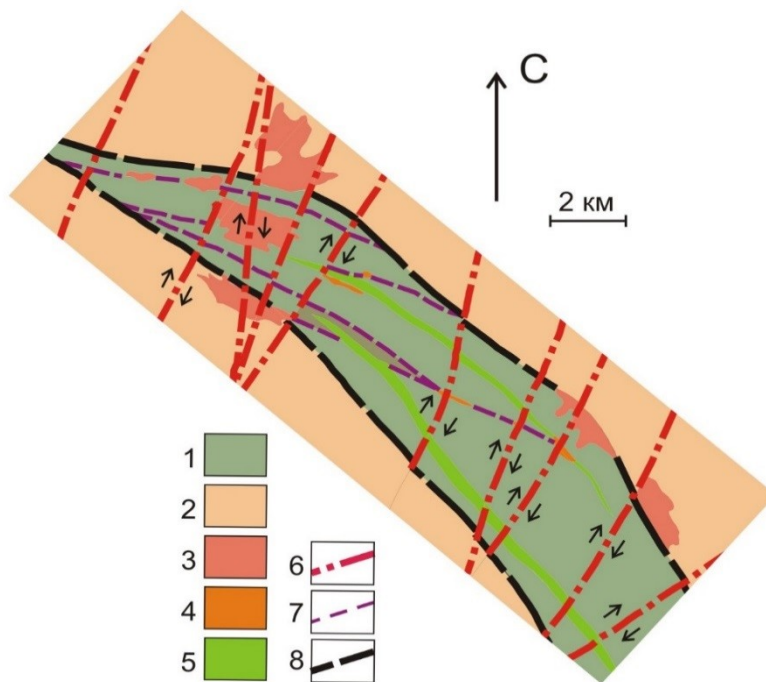


Рис. 2. Структурная схема северо-западной части пояса Колмозеро — Воронья (по Никитин, Гавриленко, 2001 и Галкин, 2006, с дополнениями авторов):
 1 — породы колмозерской и поросозерской серий; 2 — гнейсы и гранито-гнейсы Мурманского и Центрально-Кольского блоков; 3 — граниты и гранодиориты; 4 — комплекс габбродиоритов — диоритов — гранодиорит-порфиров; 5 — метагаббро-амфиболиты; 6 — поперечные разломы; 7 — сдвиговые зоны; 8 — краевые разломы

Вторая система разломов — тектонические нарушения сдвигового типа северо-западного (до субширотного) направления (рис. 2). Эти сдвиговые нарушения могут разделять толщи вулканогенно-осадочных пород либо секут стратиграфические границы под острым углом 5–15°. Протяженность сдвигов от 1–2 до десятков километров. Именно эти сдвиговые нарушения контролируют размещение зон региональных метасоматитов (Роненсон и др., 1979; Рождественская, 1980; Ройзенман и др., 1980; Глебовицкий, Бушмин, 1983).

Третья система — это разломы взбросо-сдвигового характера преимущественно северо-восточного, реже субмеридионального до северо-северо-западного направлений, которые делят пояс Колмозеро — Воронья на ряд крупных блоков, смещенных друг относительно друга на десятки — сотни метров, до первых километров. Зоны разломов нередко прослеживаются сериями даек габбродолеритов предположительно протерозойского возраста. Одно из таких нарушений, зона субмеридионального разлома Грибное — Лешая, проходит в нескольких сотнях метров к западу от месторождения Оленинского (рис. 1), отделяя его от рудопроявления Пеллапахк.

В северо-западном фрагменте пояса известен ряд месторождений и рудопроявлений редкометалльных (Li-Cs) пегматитов, два малых месторождения золота — Оленинское и Няльм-1, а также золотосодержащее

медно-молибден-порфировое рудопроявление Пеллапахк, десятки пунктов минерализации золота и сопутствующих металлов (Ag, As, Cu, Zn, Pb, Mo), контрастные геохимические аномалии золота, мышьяка, меди, цинка, молибдена. Все это позволяет рассматривать данную площадь как Вороньтундровский полиметалльный полигенетический рудный узел. Абсолютное большинство признаков золоторудной минерализации сосредоточено непосредственно в зоне амфиболитов хребта Оленьего либо на ее северо-западном и юго-восточном продолжениях (рис. 1). Кроме того, отдельные проявления отмечены в северо-восточном интенсивно тектонизированном крыле зеленокаменного пояса (рис. 1).

Медно-молибден-порфировое рудопроявление *Пеллапахк* расположено в 2 км к северо-западу от Оленийского месторождения (рис. 1, 3).

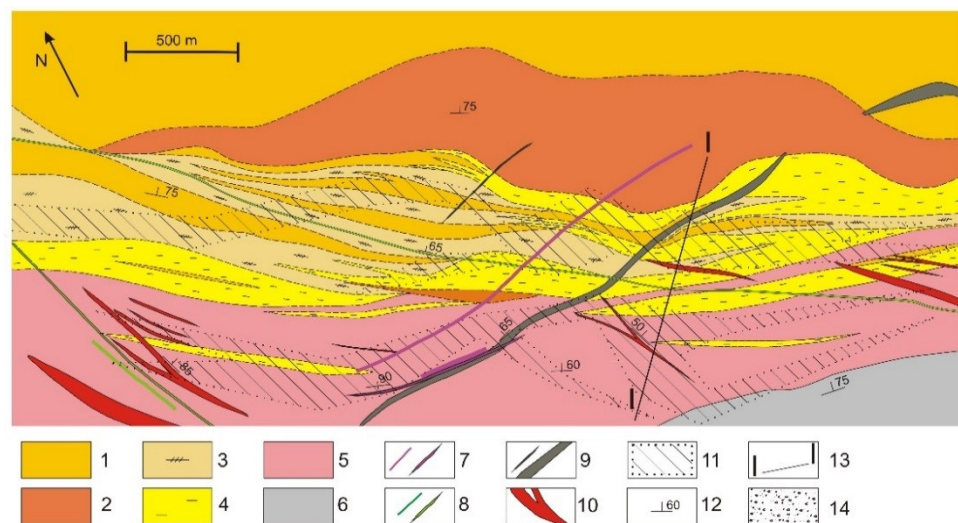


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Cu-Mo рудопроявления Пеллапахк:

1, 2 — пеллапахкский комплекс габбро-диорит-плагиигранитный: 1 — кварцевые порфиры, плагиопорфиры, гранит-порфиры, 2 — перемежающиеся кварцевые порфиры, амфиболиты, биотит-амфиболовые и биотитовые плагииосланцы неясного генезиса; 3–5 — метасоматиты по гранит- и гранодиорит-порфирам: 3 — кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые, 4 — кварц-мусковитовые и мусковит-кварцевые, 5 — кианит (андалузит)-мусковит-кварцевые; 6 — жедрит-кордиеритовые метасоматиты по глиноземистым сланцам поросозерской серии; 7 — палеозойский (?) дайковый комплекс пикритовых порфиритов и щелочных пикритов; 8, 9 — протерозойский (?) дайковый комплекс: 8 — долериты, 9 — пироксениты; 10 — жилы гранитных пегматитов; 11 — границы продуктивного штокверка с Cu-Mo минерализацией; 12 — элементы залегания (сланцеватость, контакты жил и даек); 13 — линия разреза; 14 — четвертичные отложения (на разрезе)

Вмещающими медно-молибденовое оруденение породами являются метасоматически измененные гранит-порфиры, которые подверглись кислотному выщелачиванию кварц-мусковитовой фации метасоматоза и преобразованы в микроклин-кварцевые, кианит-мусковит-кварцевые, андалузит-мусковит-кварцевые, мусковит-кварцевые метасоматиты (рис. 3, 4) (Калинин, Галкин, 2012).

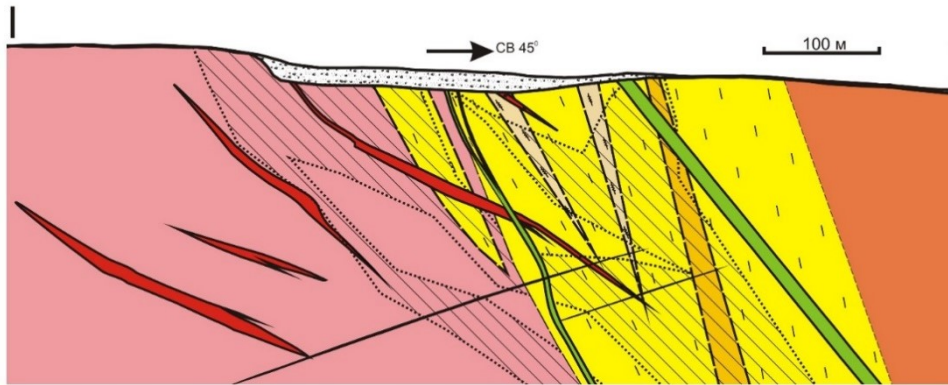


Рис. 4. Разрез через продуктивную зону рудопроявления Пеллапахк. Условные обозначения — см. рис. 3

Штокверковая рудная зона прослежена на 1,5 км при мощности 350–600 м. В пределах штокверковой зоны выделяются две линзы: северная располагается в зоне развития кварц-микроклиновых и микроклин-кварцевых метасоматитов по гранит-порфирам, южная — в пределах полосы развития кианит (андалузит)-мусковитовых кварцитов (рис. 3, 4).

Содержание Мо в рудах варьирует от 0,01 до 0,11 % (среднее 0,028 %), содержание меди от 0,1 до 0,7 % (среднее 0,154 %). Запасы руды составляют 132 млн т, что существенно ниже среднего для порфировых месторождений мира, запасы условного молибдена месторождения 79,2 тыс. т (Калинин, Галкин, 2012).

Содержание сульфидной минерализации в породах штокверковой рудной зоны составляет 1–2 об. %, редко до 10 %. Содержание золота в сульфидном концентрате 2,5 г/т (в пересчете на содержание в породе в целом это примерно 0,08 г/т), серебра — 200 г/т (Геология..., 2002). Микрозондовыми исследованиями сульфидных минералов золото определено в составе пирита до 300 г/т и халькопирита до 140 г/т, серебро — в пирите до 700 г/т, в галените до 7800 г/т (Недра..., 2003).

На месторождении золота *Няльм-1* минерализованная зона связана с двумя линейными штокверками карбонат-кварцевых прожилков мощностью до 15 м, ориентированными параллельно удлинению интрузивного тела (рис. 5).

Мощность прожилков обычно составляет первые миллиметры, редко до 1 см и более, прожилки разноориентированные, ветвящиеся. Сульфидная минерализация в породах комплекса габбродиоритов — диоритов — гранодиорит-порфиров обычно составляет менее 1 об. %, а в кальцит-актинолит-биотитовых метасоматитах и кварцевых прожилках повышается до 3 об. % породы. Среди сульфидов резко преобладает пирротин, в котором отмечаются вроски халькопирита, пирита, редко сфалерита и пламенеvidного пентландита, а также арсенопирит и кобальтин. Из минералов класса оксидов установлены рутил и ильменит.

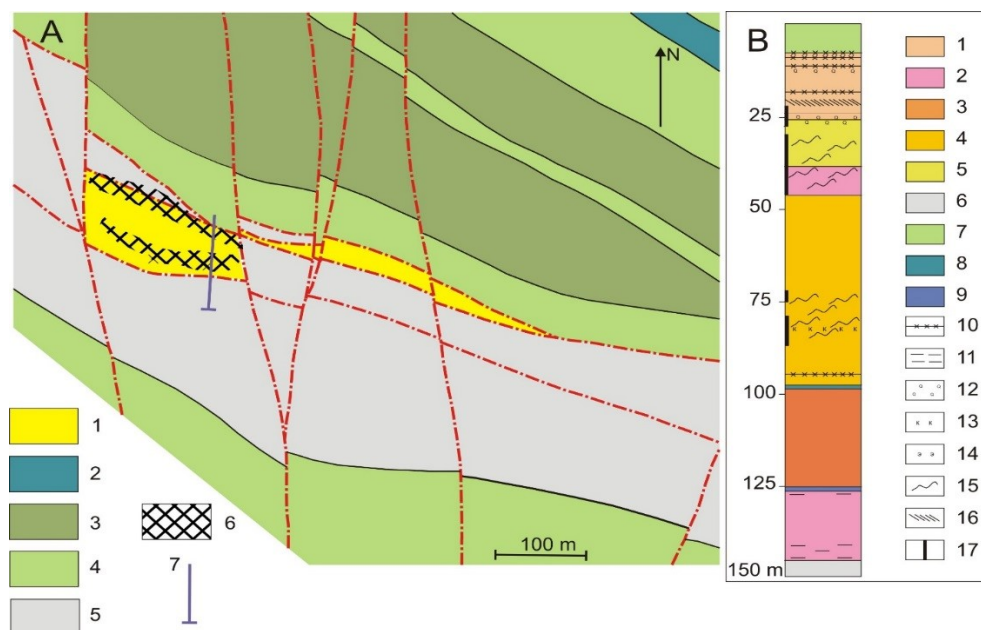


Рис. 5. Схема геологического строения участка месторождения Няльм-1 (по данным Ovosa..., 2007, с упрощениями) (A), разрез по одной из скважин, пересекающей обе минерализованные зоны (по Калинин, Бакаев, 2017) (B). Условные обозначения к рис. 5, A: 1 — малые интрузии комплекса габбродиоритов — диоритов — гранодиорит-порфиров; 2 — метапироксениты и метаперидотиты; 3 — метагаббро; 4 — метаосадочные породы поросозерской серии: высокоглиноземистые сланцы, углеродистые сланцы; 5 — амфиболиты хребта Оленьего (оленинская толща); 6 — штокверк карбонат-кварцевых прожилков; 7 — проложение разреза (рис. 5, B) по скважине компании «Блэк Фокс». Условные обозначения к рис. 5, B: 1 — плагиогранит-порфиры; 2 — гранит-порфиры; 3 — гранодиорит с сегрегациями биотита; 4 — диорит с сегрегациями биотита; 5 — габбродиорит; 6 — углеродистые мусковитовые и кианит-мусковитовые сланцы; 7 — роговообманковые амфиболиты; 8 — дайки пикритов; 9 — перидотиты; 10 — зоны дробления и милонитизации; 11 — зоны рассланцевания; 12 — окварцевание; 13 — карбонатизация; 14 — эпидотизация; 15 — кварцевое прожилкование; 16 — березитизация; 17 — участки керна с видимым золотом

Видимое золото обнаружено только в пределах прожилков практически во всех зонах прожилкования. Размер золотин до 0,7 мм. Зерна золота идиоморфные, изолированные в кварце, располагаются чаще всего в центральной части прожилков, реже — в их эндоконтактовой зоне; сростания с сульфидами не характерны. Золото высокопробное (870–920) (Недра..., 2003; Калинин и др., 2010).

С учетом геологической позиции месторождения Няльм-1, его геохимических и минералогических характеристик, данный золоторудный объект отнесен к орогеническому типу месторождений (Kalinin et al., 2019b; Калинин, 2018; Калинин, Бакаев, 2017).

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОЛЕНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Оленинское приурочено к северо-западному выклиниванию толщи амфиболитов хребта Оленьего: на участке месторождения мощность толщи амфиболитов резко уменьшается с 500 до 200 и менее метров (рис. 1, 6). Амфиболиты хребта Оленьего — это тонкозернистые породы, состоящие на 80–90 об. % из актинолитовой роговой обманки и на 10–20 % из среднего плагиоклаза (рис. 7); акцессорные минералы — ильменит и титанит. Среди амфиболитов отмечаются согласные простиранию толщи тела габбродолеритов и лейкократовых габбро, а также маломощные прослои или линзы метапироксенитов и метаперидотитов.

С южной стороны толща амфиболитов граничит с андалузит-биотитовыми плагиосланцами поросозерской серии, с севера — с толщей переслаивания амфиболитов, кордиерит-биотитовых и андалузит-биотитовых плагиосланцев, частью с порфиробластическим гранатом и ставролитом (рис. 7). Падение пород к северо-востоку под углом 65–80 °. Контакты толщи амфиболитов с андалузит-биотитовыми плагиосланцами тектонические, что проявилось в трещиноватости и рассланцевании пород в зоне контакта.

Геологическая структура рудопроявления существенно осложнена согласными телами (силлами) гранит-порфиров, залегающими как среди амфиболитов, так и среди глиноземистых плагиосланцев, мощность силлов от 0,1 до 5–6 м (рис. 6, 8, 9). Гранит-порфиры — породы с тонкозернистой основной тканью мусковит-биотит-плагиоклаз-кварцевого состава с редкими вкрапленниками кварца размером 0,1–0,5 мм (рис. 7). Эти породы комагматичны комплексу малых интрузий габбродиоритов — диоритов — гранодиоритов, две интрузии этого комплекса пород установлены в толще плагиосланцев в непосредственной близости от месторождения, южнее и севернее его.

На участке месторождения выделены две основные системы разрывных нарушений (Галкин, 2006). Первая — это разломы северо-западного направления, которые ограничивают толщу амфиболитов, контролируют размещение интрузий основного и ультраосновного составов, а также зоны метасоматического преобразования пород (рис. 6). На Оленинском месторождении преобладают продольные левосторонние сколовые трещины, субсогласные директивному простиранию пород пояса Колмозеро — Воронья в целом (Галкин, 2002, 2006).

Вторая система — поперечные нарушения северо-восточного направления, которые разбивают толщу амфиболитов на блоки, сдвинутые относительно друг друга на расстояние до 20–30 м по горизонтали. Эти нарушения контролируют размещение пегматитовых жил.

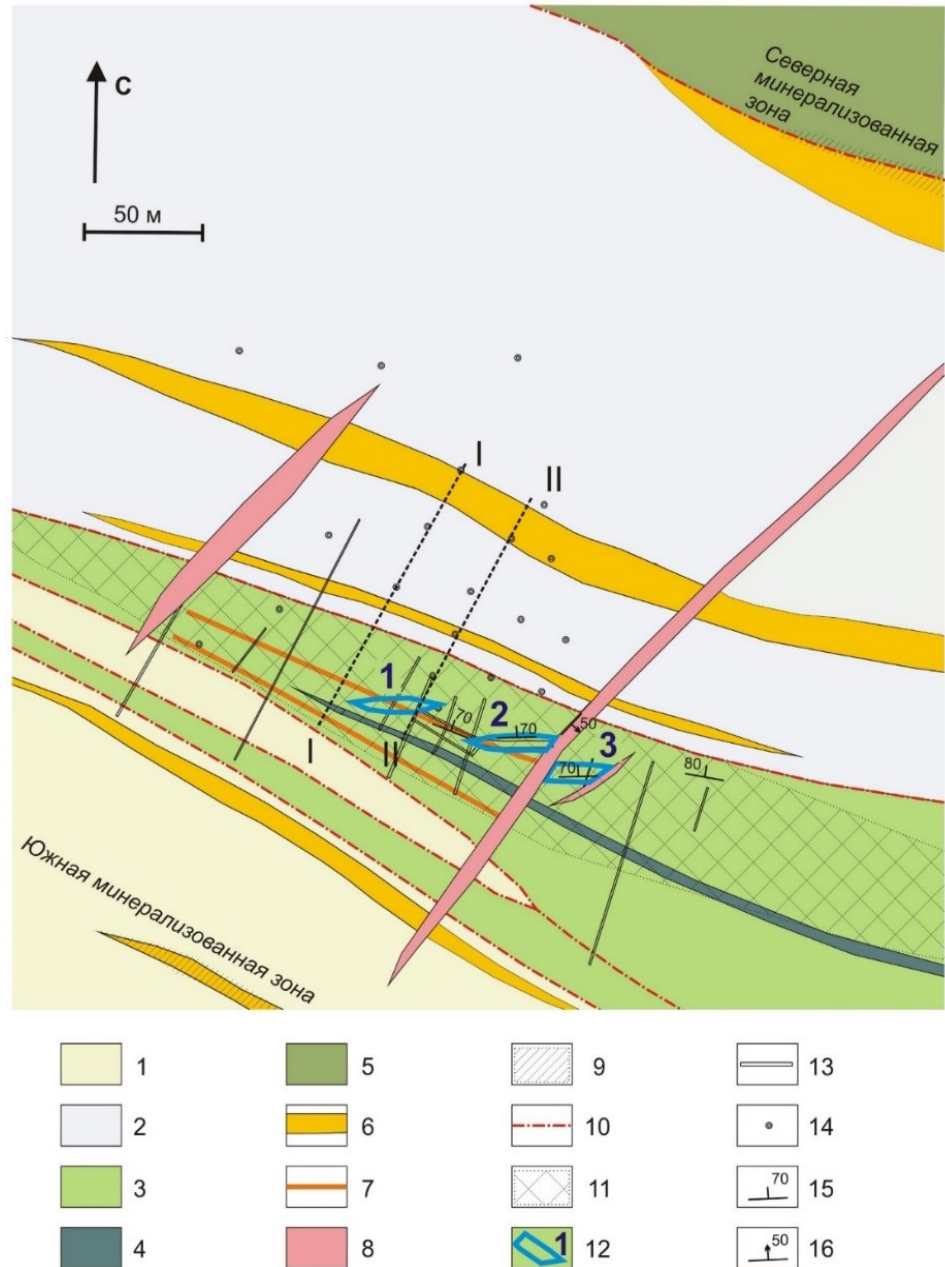


Рис. 6. Схематическая геологическая карта района месторождения Оленинского: 1 — глиноземистые (андалузит-биотитовые, гранат-ставролит-биотитовые и др.) плагиосланцы поросозерской серии; 2 — толща чередования глиноземистых плагиосланцев и амфиболитов; 3 — амфиболиты хребта Оленьего; 4 — метаперидотиты; 5 — метагаббро; 6 — гранит- и гранодиорит-порфиры; 7 — то же, дайковые тела вне масштаба; 8 — пегматитовые жилы; 9 — Северная и Южная минерализованные зоны; 10 — сдвиговые дислокации; 11 — зона диопсидизации и биотитизации амфиболитов; 12 — участки развития турмалин-арсенопирит-кварцевых, альбит-мусковит-кварцевых и кварцевых метасоматитов; 13, 14 — горные выработки: 13 — каналы, 14 — скважины; 15, 16 — элементы залегания: 15 — сланцеватость, 16 — контакт пегматитовой жилы

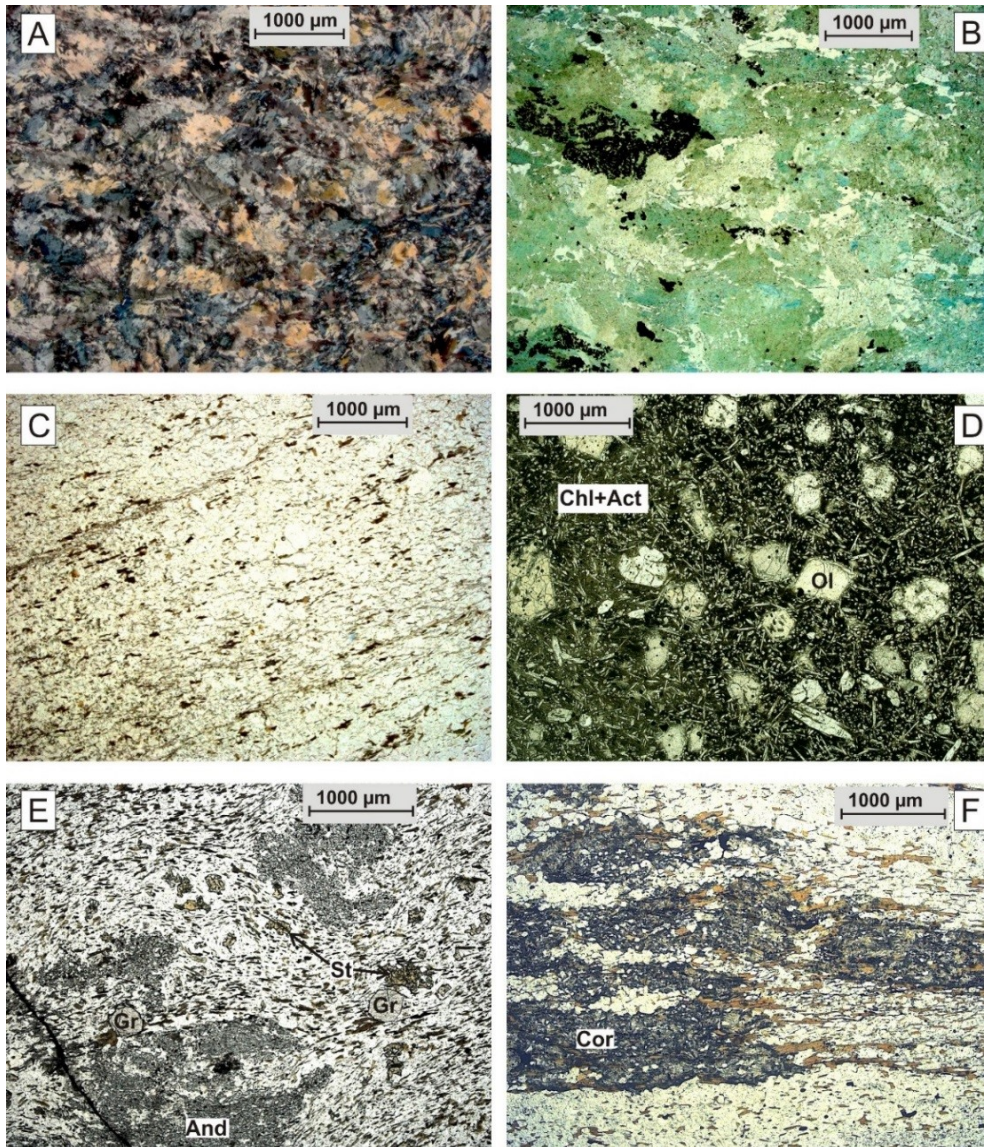


Рис. 7. Слабоизмененные породы месторождения Оленинского. Фотографии шлифов: *A, B* — амфиболит хребта Оленьего: *A* — без анализатора, *B* — с анализатором; *C* — мусковит-биотитовый гнейс по плагиогранит-порфиру; *D* — перidotит; *E* — андалузит-гранат-биотитовый плагиосланец со ставролитом; *F* — кордиерит-биотитовый плагиосланец

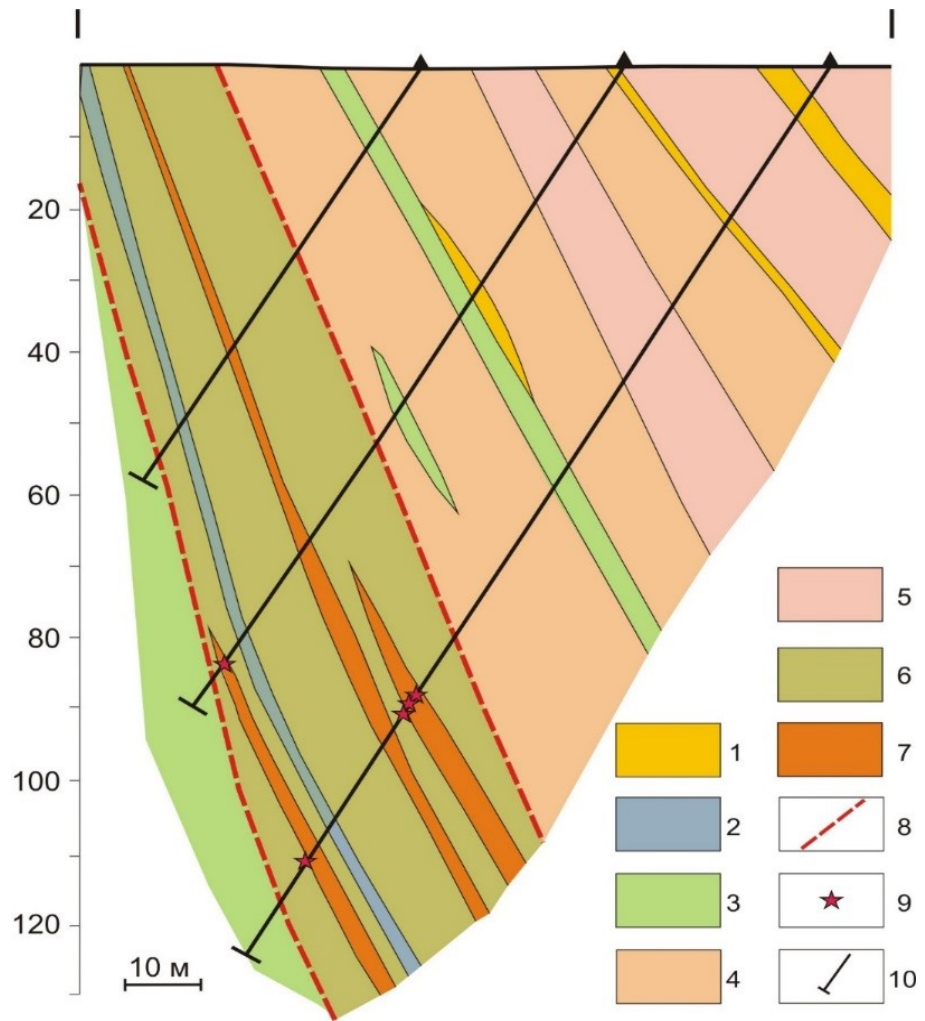


Рис. 8. Схематический разрез через основную минерализованную зону месторождения Оленинского по линии I–I:

1 — силлы гранит-порфиров; 2 — метапироксенит; 3 — амфиболит хребта Оленьего; 4 — биотитовый гнейс; 5 — андалузит-биотитовый гнейс с гранатом и ставролитом; 6 — метасоматиты по гранит-порфирам; 7 — метасоматиты по амфиболиту; 8 — разрывные нарушения; 9 — находки видимого золота; 10 — скважины

Гранитные пегматиты — самые поздние породы на участке месторождения. Жилы гранитных пегматитов секут все метаморфические породы (рис. 6), включая их метасоматически измененные разновидности, несущие минерализацию золота. Мощность жил составляет до 15 м, наиболее значительные из них прослеживаются по простиранию в северо-северо-восточном направлении на несколько сотен метров.

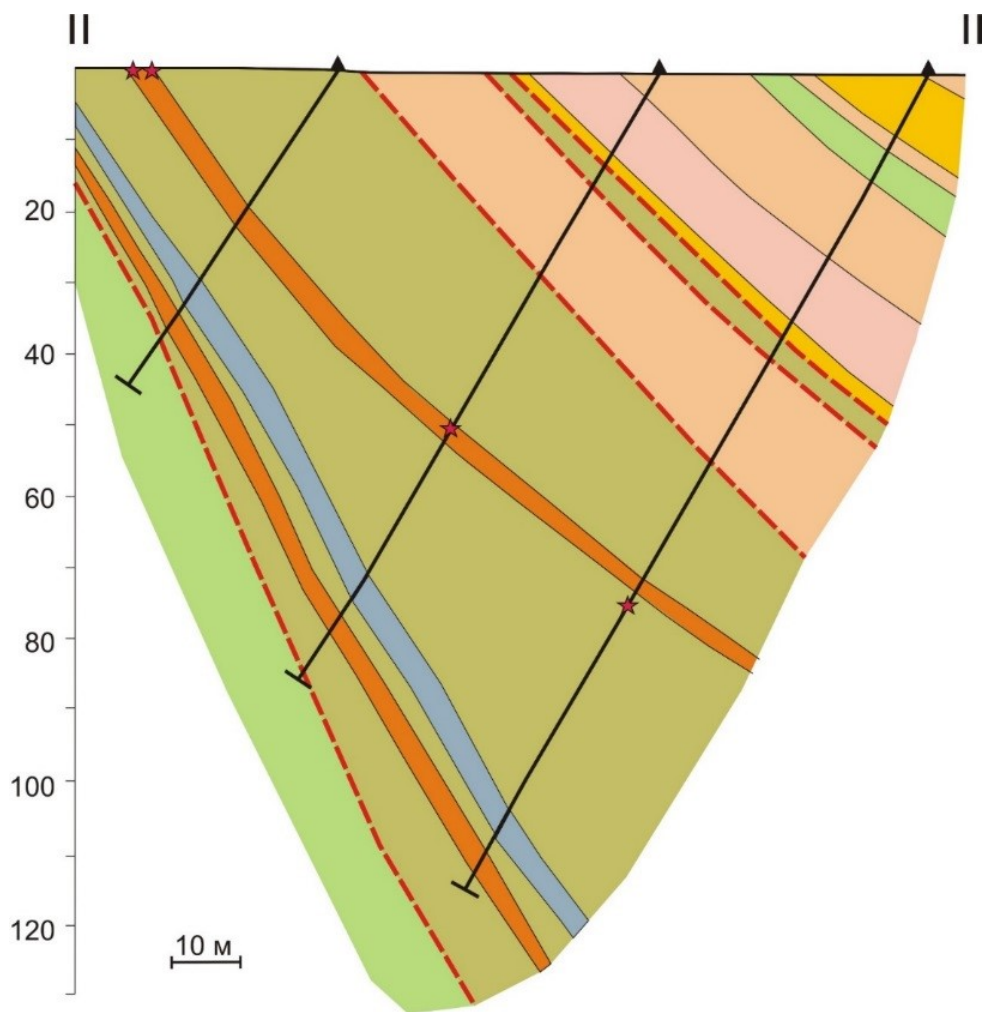


Рис. 9. Схематический разрез через основную минерализованную зону месторождения Оленинского по линии II–II. Условные обозначения — см. рис. 8

2.1. Метасоматические преобразования пород

Все породы месторождения, за исключением гранитных пегматитов, претерпели метасоматические преобразования разной степени интенсивности. Общая мощность зоны метасоматического изменения достигает примерно 50 м (рис. 6). Она прослеживается на несколько сотен метров согласно простиранию толщи амфиболитов, при этом интенсивность метасоматических преобразований снижается от центра проявления в северо-западном и юго-восточном направлениях.

Положение зон наиболее интенсивного метасоматического преобразования пород на участке определяется сдвиговой тектоникой, при которой образуются левосторонние сколовые трещины северо-западного направления. Известно, что со сдвиговыми дислокациями связано появление

мостиковых структур растяжения, механизм формирования которых неоднократно описывался в литературе (Gamond, 1987; Nemčok et al., 2002; Колодяжный, 2012). В таких структурах образуются зоны разуплотнения, проницаемые для метасоматических растворов / флюидов, либо даже приоткрываются полости, заполняемые жильным материалом (рис. 10, А).

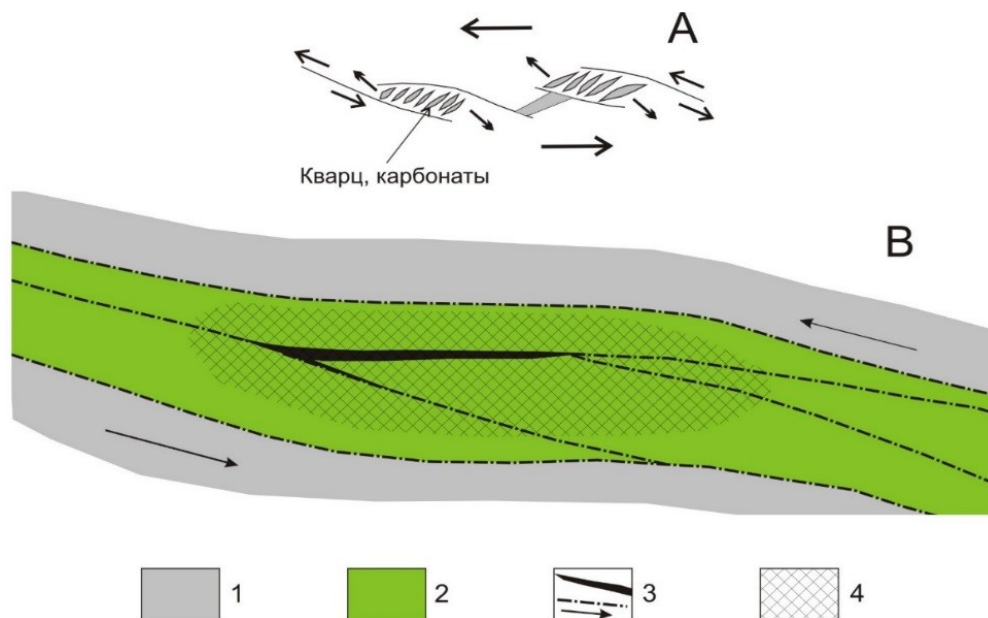


Рис. 10. Принципиальная схема образования мостиковых структур растяжения (по Gamond, 1987, с упрощениями и изменениями) (А) и структурно-кинематическая схема месторождения Оленинского (по Галкин, 2006) (В):

1 — высокоглиноземистые сланцы поросозерской серии; 2 — амфиболиты хребта Оленьего; 3 — главные и второстепенные разрывные нарушения; направление сдвига; 4 — зона развития минерализации золота

Пластина амфиболитов хребта Оленьего расположена в зоне левого сдвига (рис. 10, В). При сдвиговых дислокациях в пределах участка развития диопсидизированных и биотитизированных амфиболитов сформировалась группа эшелонированных линзовидных тел полнопроявленных¹ альбит-мусковит-кварцевых, турмалин-арсенопирит-кварцевых и кварцевых метасоматитов (рис. 6, 10, В). Мощность таких линз не превышает 3–4 м. Как хорошо видно в пройденных на Оленинском месторождении канавах (рис. 11, 12), оси зон полнопроявленных метасоматитов и сланцеватость пород в этих зонах располагаются под углом 10–15 ° к генеральному простиранию толщи амфиболитов.

¹ Использована терминология согласно (Плюшев и др., 1981): слабопроявленные метасоматиты — до 20 об. % новообразованных минералов, сильнопроявленные — от 20 до 80 об. % новообразований, полнопроявленные — свыше 80 об. % новообразованных минералов.



Рис. 11. Траншея, вскрывающая по простиранию линзу 2 месторождения Оленинского, вид с запада:
 1 — контакт пегматитовой жилы; 2 — контакты силла гранит-порфиров; 3 — участок развития мусковит-альбит-кварцевых и кварцевых оруденелых метасоматитов



Рис. 12. Траншея, вскрывающая по простиранию линзу 2 месторождения Оленинского, вид с востока. Условные обозначения — см. рис. 11

Ранние метасоматические образования — это развивающиеся по амфиболитам различные диопсидсодержащие метасоматиты: цоизит-диопсидовые, эпидот-диопсидовые, карбонат-цоизит-диопсидовые, реже гранат-эпидот-диопсидовые (гранат представлен обогащенным кальцием альмандином) (рис. 13, табл. 1). Ниже все упомянутые разновидности именуются общим термином «диопсидовые метасоматиты».

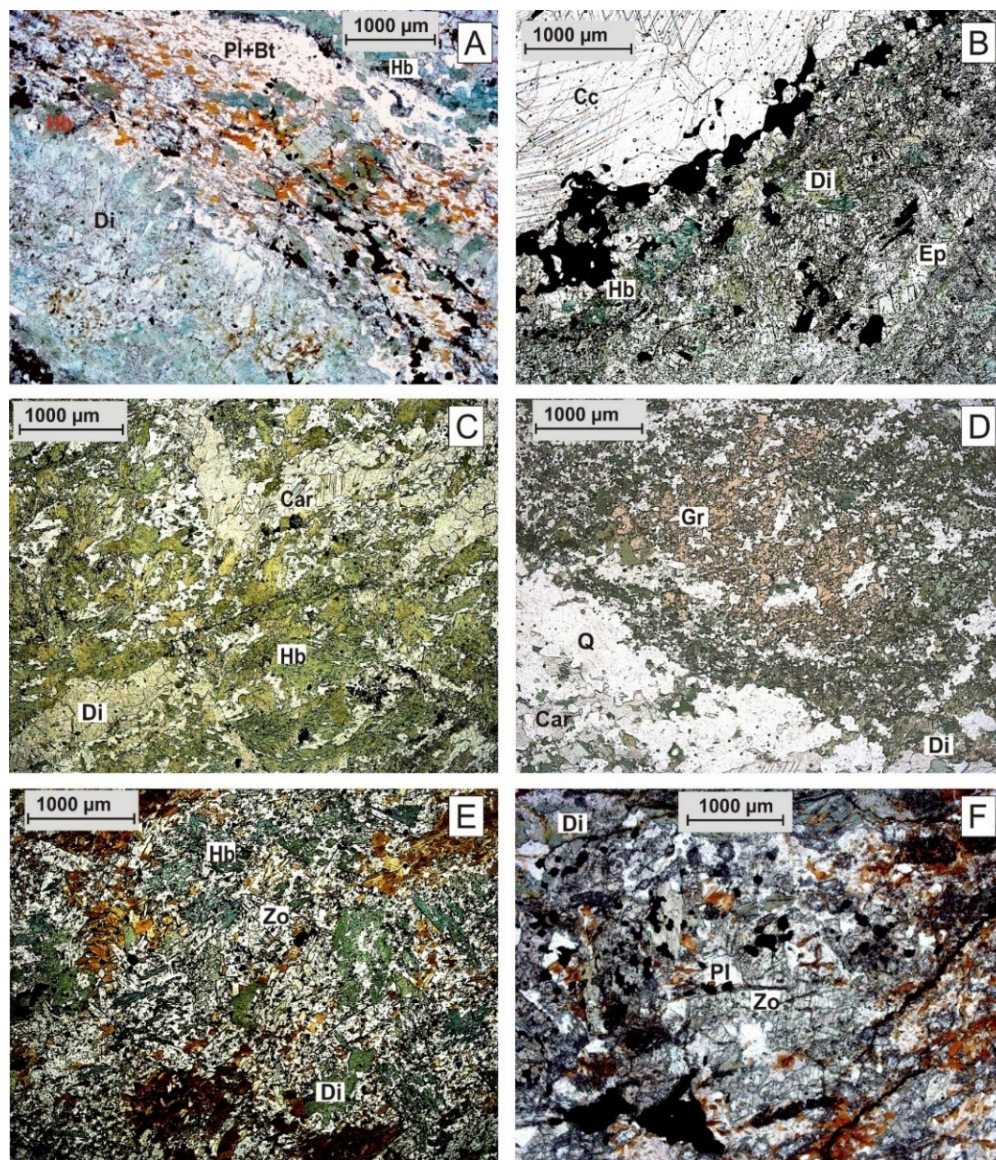


Рис. 13. Диопсидовые метасоматиты месторождения Оленинского. Фотографии шлифов (без анализатора):

A — полосчатый диопсидовый метасоматит; *B* — карбонат-эпидот-диопсидовый метасоматит; *C* — диопсидовый метасоматит с бутылко-зеленой роговой обманкой; *D* — гранат-диопсидовый метасоматит; *E, F* — биотит-цоизит-диопсидовый метасоматит

Таблица 1

Породообразующие минералы метасоматических пород Оленинского месторождения

Метасоматиты	Исходный субстрат	Минералы	
		новообразованные	унаследованные
Диопсидовые	Амфиболиты	Di Act Ep(Zo) Cc Gr	Hb Pl
Биотитовые	Амфиболиты и диопсидовые метасоматиты	Bt	Hb Pl Di Ep(Zo)
Биотит-плагиоклаз-кварцевые	Биотитовые и диопсидовые метасоматиты	Bt Ms Q	Pl
Мусковит-альбит-кварцевые	Гранит-порфиры	Ms Ab Q Tur	Bt
Турмалин-арсенопирит-кварцевые	Амфиболиты, биотитовые и диопсидовые метасоматиты	Q Tur	Act-Tr Di Ep
	Гранит-порфиры	Q Tur	Ms
Кварцевые	Мусковит-альбит-кварцевые метасоматиты	Q	Ab Tur

Диопсид замещает, главным образом, роговую обманку, а эпидот или цоизит развиваются по плагиоклазу. Оставшаяся в составе породы роговая обманка приобретает бутылочно-зеленый цвет (рис. 13, С). Карбонат представлен кальцитом (рис. 13, В). Диопсидовые метасоматиты содержат до 3 об. % титанита, в качестве аксессуарного минерала появляется шеелит. В результате формируются мелко-, среднезернистые массивные породы с порфиروبластическим диопсидом, иногда зональным (рис. 14), либо полосчатые породы с чередующимися полосами крупнозернистого диопсида и среднезернистого амфибол-эпидот-плагиоклазового агрегата (рис. 13, А, F).

Диопсидизация амфиболитов не сопровождается существенным изменением содержания петрогенных элементов (табл. 2, рис. 15), за исключением привноса серы. Идет перераспределение элементов между минеральными фазами. Железо из силикатной формы частично переходит в сульфидную. За счет снижения содержания силикатного железа магнезиальность новообразованных амфибола и диопсида повышается (рис. 14), хотя содержание магния в породе остается практически на прежнем уровне.

В составе исходных амфиболитов амфибол представлен в основном актинолитовой роговой обманкой, в небольших количествах присутствует антофиллит. В диопсидовых метасоматитах роговая обманка во внешних частях зерен замещается более магнезиальным амфиболом — актинолитом (табл. 3).

Состав плагиоклаза в диопсидовых метасоматитах изменяется в сторону повышения альбитовой составляющей, и за счет высвободившихся при этом кальция и алюминия образуются эпидот, содержащий ~ 4 мас. % Fe_2O_3 , или цоизит (десятые доли % Fe_2O_3) (табл. 3, рис. 13, E, F).

Биотитовые метасоматиты развиваются как по исходным амфиболитам (рис. 13, 16, А–С), так и по диопсидовым метасоматитам (рис. 13). Биотит

замещает, в первую очередь, роговую обманку, в меньшей степени плагиоклаз, еще реже затрагивая диопсид и эпидот (рис. 16). Содержание биотита в измененных породах обычно составляет 15–20 об. %, распределен новообразованный биотит чаще всего неравномерно: образуются обогащенные биотитом полосы либо «гнезда» (рис. 13, 16). При полном замещении роговой обманки образуются биотит-плагиоклаз-кварцевые породы с эпидотом или цоизитом (рис. 16, D).

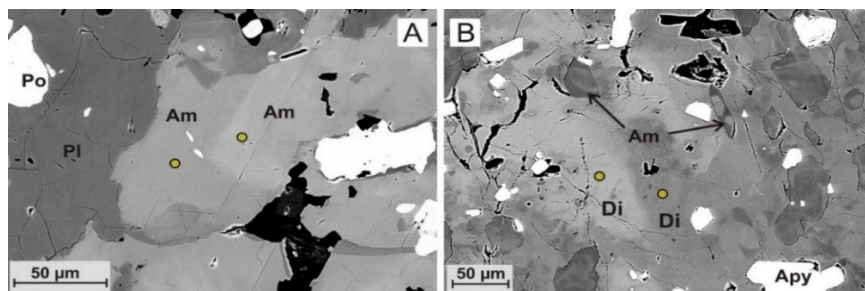


Рис. 14. Неоднородность химического состава амфибола (A) и диопсида (B), связанная с повышением магниальности (более темные зоны) во внешних частях зерен. Изображения в обратно рассеянных электронах с точками микронзондового анализа минералов (табл. 3)

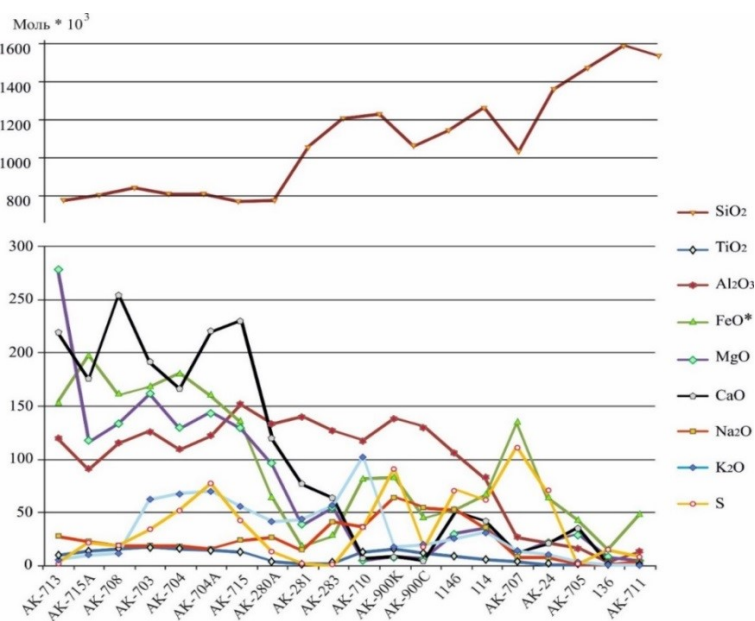


Рис. 15. Изменение содержания петрогенных элементов при развитии метасоматитов (в молях):

AK-713, AK-715A и AK-708 — слабоизмененные амфиболиты хребта Оленьего; AK-703, AK-704, AK-704A, AK-715 — диопсидовые метасоматиты, частью биотитизированные; AK-280A, AK-281, AK-283 — биотит-плагиоклаз-кварцевая порода; AK-710, 1146, 114, AK-900K, AK-900C — альбит-мусковит-кварцевый метасоматит; AK-707, AK-24, AK-705, 136 — турмалин-арсенопирит-кварцевый метасоматит; AK-711 — кварцевый метасоматит. Значения K_2O умножены на 5

Таблица 2

Химический состав горных пород месторождения Оленинского

№ пробы	AK-713	AK-715A*	AK-708	AK-703	AK-704*	AK-704A	AK-715	AK-280a	AK-281	AK-283
SiO ₂	47,20	48,75	51,19	49,24	49,13	46,90	47,12	64,18	73,01	74,51
TiO ₂	0,75	1,10	1,21	1,37	1,20	1,17	0,98	0,29	0,16	0,15
Al ₂ O ₃	12,20	9,16	11,61	12,89	11,08	12,31	15,39	13,58	14,29	12,91
Fe ₂ O ₃	0,84		1,76	1,68		2,60	3,39	2,09	0,46	0,60
FeO	10,64		10,81	11,35		10,38	8,30	3,73	1,09	1,72
FeO*		14,73			13,49					
MnO	0,23	0,219	0,21	0,22	0,24	0,25	0,27	0,09	0,03	0,04
MgO	11,20	4,65	5,37	6,49	5,17	5,82	5,18	3,82	1,48	2,18
CaO	12,33	9,80	14,31	10,71	9,34	12,32	12,93	6,66	4,29	3,53
Na ₂ O	1,68	1,37	1,14	1,13	1,15	0,98	1,44	1,66	0,82	2,54
K ₂ O	0,10	0,18	0,21	1,17	1,28	1,33	1,04	0,78	0,82	1,05
H ₂ O ⁻	0,08	9,00	0,04	0,14	5,35	0,39	0,03	0,36	0,29	0,00
H ₂ O ⁺	2,42	0,07	1,06	1,57	0,09	1,69	1,14	1,98	1,24	0,89
S	0,07	0,68	0,60	1,08	1,67	2,46	1,37	0,42	0,06	0,00
P ₂ O ₅	0,05	H/a	0,10	0,08	H/a	0,11	0,06	0,04	0,04	0,05
CO ₂	< 0,10	H/a	< 0,10	< 0,10	H/a	< 0,10	0,11	0,15	0,11	0,11
F	0,019	H/a	0,016	0,098	H/a	0,057	0,01	0,038	0,034	0,029
Cl	0,009	H/a	0,009	0,009	H/a	0,009	0,01	H/a	H/a	H/a
Сумма	99,85	99,71	99,66	99,34	99,19	98,84	98,81	99,87	98,22	100,30
Ag	0,26	1,2	1,46	2,3	3,0	18,05	1,68	H/a	H/a	H/a
Au	0,016	1,1	0,009	0,49	0,06	1,27	1,04	H/a	H/a	H/a

№ пробы	АК-710	1146	114	АК-900С	АК-707	АК-24	АК-705	136	АК-711*	АК-706	ВП-10
SiO ₂	64,22	69,11	76,52	65,58	62,38	82,27	89,12	96,06	92,74	71,56	69,53
TiO ₂	0,97	0,68	0,44	0,89	0,28	0,11	0,05	0,00	0,07	0,34	0,23
Al ₂ O ₃	11,91	10,64	8,22	13,22	2,71	2,11	1,62	0,24	0,90	14,69	16,20
Fe ₂ O ₃	1,62	4,90	1,51	2,32	7,99	5,31	0,00	0,26		0,00	0,48
FeO	5,18	1,78	4,14	2,20	6,39	2,47	3,01	0,93		2,38	1,36
FeO*									2,89		
MnO	0,02	0,03	0,04	0,01	0,02	0,03	0,05	0,01	0,02	0,03	0,03
MgO	0,19	1,22	1,41	0,24	0,43	0,86	1,17	0,29	0,14	1,18	1,18
CaO	0,39	2,83	2,35	0,30	0,65	1,14	2,02	0,12	0,15	2,50	1,74
Na ₂ O	2,28	3,24	2,14	3,33	0,49	0,44	0,11	0,04	0,21	4,89	6,28
K ₂ O	1,94	0,47	0,60	1,82	0,26	0,19	0,07	0,01	0,08	1,01	1,56
H ₂ O ⁻	0,44	0,24	0,29	0,44	0,67	0,22	0,00	0,00	1,61	0,11	0,00
H ₂ O ⁺	2,60	0,67	1,15	7,31	3,86	0,28	0,28	0,21	< 0,02	0,73	0,83
S	1,15	2,26	1,95	0,54	3,57	2,20	0,04	0,48	0,66	0,07	0,01
P ₂ O ₅	0,42	0,00	0,01	0,49	0,46	0,13	0,03	0,00	Н/а	0,07	0,06
CO ₂	< 0,10	0,00	0,06	< 0,10	< 0,10	0,02	< 0,10	0,00	Н/а	< 0,10	0,00
F	0,014	0,000	0,019	0,015	0,010	0,018	0,011	0,002	Н/а	0,017	0,000
Cl	0,013	Н/а	Н/а	0,01	0,010	Н/а	0,007	Н/а	Н/а	0,011	Н/а
Сумма	93,38**	98,08**	100,86	98,74**	90,19**	97,80**	97,60**	98,65**	99,47	99,62	99,51
Ag	20,72	Н/а	Н/а	Н/а	96,56	Н/а	0,086	Н/а	67,2	0,8	Н/а
Au	3,29	Н/а	Н/а	Н/а	3,16	Н/а	< 0,004	Н/а	46,3	< 0,004	Н/а

Примечание. Тип породы — см. подпись к рис. 15; Н/а — здесь и далее: элемент не анализировался; FeO* — суммарное железо без разделения на окисное Fe₂O₃ и закисное FeO. Сульфидное железо в результатах анализа входит в Fe₂O₃; * у номеров проб помечены анализы, выполненные в ИГЕМ РАН, остальные — в ГИ ФИЦ КНЦ РАН; ** — дефицит суммы связан с высоким содержанием в породе мышьяка (арсенопиритовая минерализация).

Химический состав породообразующих минералов метасоматитов Оленинского месторождения

№ пробы	AK-715A		AK-715		2026		AK-704A		AK-705	AK-702	AK-24	AK-704A		AK-715	AK-705
	Hb	Ant	Hb	Hb	Hb	Act	Act	Act	Act	Hb	Tr	Di	Di	Di	Di
Na ₂ O	1,28	0,00	0,91	1,37	0,80	0,00	0,23	0,36	0,62	1,02	0,32	0,00	0,15	0,14	0,12
K ₂ O	0,26	0,00	1,07	1,04	0,58	0,03	0,17	0,38	0,44	0,31	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	11,17	0,89	11,73	11,62	11,69	12,45	12,60	12,58	12,19	11,41	12,44	23,99	22,23	23,33	23,89
MgO	9,70	12,70	8,54	8,26	10,35	14,63	14,19	12,26	14,23	9,12	19,20	9,33	11,26	9,90	12,87
FeO	18,28	28,00	18,91	19,22	18,42	14,05	15,16	15,52	13,01	13,85	5,58	13,87	12,27	12,95	8,91
MnO	0,27	0,97	0,45	0,40	0,38	0,36	0,48	0,47	0,30	0,46	0,48	0,89	0,62	0,64	0,42
Al ₂ O ₃	9,69	0,60	10,43	12,28	8,68	1,61	1,74	5,01	5,14	15,43	3,57	0,25	1,65	0,49	0,36
SiO ₂	46,08	52,06	43,79	42,23	46,17	54,86	53,27	51,55	51,13	43,00	55,89	51,99	51,05	51,77	53,25
TiO ₂	0,47	0,04	0,77	0,95	0,62	0,00	0,04	0,18	0,24	0,33	0,20	0,00	0,00	0,07	0,00
V ₂ O ₃	0,14	0,00	0,13	0,16	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,15	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	H/a	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
ZnO	0,00	0,05	0,00	H/a	H/a	H/a	0,06	0,06	H/a	H/a	H/a	0,00	0,00	0,00	H/a
Сумма	97,33	95,31	96,86	97,57	97,73	98,00	97,94	98,45	97,30	95,23	97,72	100,31	99,23	99,34	99,82
<i>Коэффициенты кристаллохимических формул минералов</i>															
Na	0,374	0,000	0,271	0,409	0,233	0,000	0,066	0,102	0,176	0,298	0,086	0,000	0,011	0,010	0,009
K	0,050	0,000	0,209	0,203	0,111	0,006	0,032	0,071	0,082	0,060	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,801	0,147	1,929	1,908	1,883	1,920	1,971	1,964	1,907	1,838	1,851	0,986	0,913	0,963	0,961
Mg	2,176	2,914	1,954	1,888	2,322	3,140	3,087	2,664	3,098	2,044	3,975	0,533	0,644	0,569	0,720
Fe	2,302	3,605	2,429	2,465	2,318	1,692	1,850	1,892	1,588	1,742	0,649	0,445	0,393	0,417	0,280
Mn	0,035	0,126	0,059	0,052	0,048	0,044	0,059	0,058	0,037	0,059	0,056	0,029	0,020	0,021	0,013
Al _{VI}	0,707	0,109	0,700	0,803	0,553	0,17	0,076	0,394	0,374	1,238	0,368	0,006	0,032	0,018	0,016
Al _{IV}	1,011	0,000	1,187	1,415	0,985	0,104	0,223	0,467	0,510	1,497	0,217	0,005	0,043	0,004	0,000
Si	6,936	8,015	6,724	6,475	6,945	7,896	7,773	7,513	7,464	6,466	7,763	1,995	1,957	1,994	2,000
Ti	0,053	0,004	0,089	0,110	0,070	0,000	0,004	0,020	0,026	0,037	0,020	0,000	0,000	0,002	0,000
V	0,017	0,000	0,016	0,019	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,036	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,018	0,005	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,002	0,000
Zn	0,000	0,006	0,000				0,006	0,006				0,000	0,000	0,000	
Mg / (Mg + Fe)	0,486	0,447	0,446	0,434	0,500	0,650	0,625	0,585	0,661	0,540	0,860	0,545	0,621	0,577	0,720

№ пробы	AK-702	AK-705	2026		AK-704A	R-37-3	AK-710	AK-702	AK-710
Минерал	Ep	Zo	Ttn		Ms			H-Bt	Ab
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,64	0,64	0,00	11,24
K ₂ O	0,00	0,00	H/a	H/a	10,65	10,26	10,72	1,95	0,03
CaO	23,81	24,56	28,33	28,27	0,08	0,03	0,00	0,11	1,31
MgO	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,60	0,38	14,92	H/a
FeO	4,06	0,70	0,25	0,29	0,14	0,84	0,87	19,27	0,00
MnO	0,02	0,05	0,00	0,00	0,53	0,00	0,00	0,18	H/a
Al ₂ O ₃	27,14	30,26	1,36	1,19	36,60	34,94	36,39	17,06	19,79
SiO ₂	37,85	39,47	30,58	30,41	48,39	46,69	47,22	31,00	67,58
TiO ₂	0,08	0,00	39,29	39,51	0,00	0,82	0,27	0,80	H/a
V ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,09	0,11	H/a
Cr ₂ O ₃	H/a	0,00	0,00	0,00	0,00	0,61	0,42	H/a	H/a
Y ₂ O ₃	H/a	H/a	0,13	0,28	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a
SO ₄	0,21	0,09	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	0,25	H/a
Сумма	93,16	95,29	99,94	99,94	96,37	95,57	97,01	85,64	99,94
<i>Коэффициенты кристаллохимических формул минералов</i>									
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,084	0,082	0,000	0,985
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,903	0,886	0,913	0,205	0,002
Ca	1,982	1,975	0,990	0,989	0,005	0,002	0,000	0,010	0,063
Mg	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,060	0,038	1,835	
Fe	0,237	0,044	0,007	0,008	0,008	0,047	0,049	1,330	0,000
Mn	0,001	0,003	0,000	0,000	0,030	0,000	0,000	0,013	
Al _{VI}	2,432	2,641			2,082	1,991	2,027		
Al _{IV}	0,054	0,036	0,052	0,046	0,784	0,797	0,835	0,830	1,054
Si	2,941	2,964	0,997	0,993	3,216	3,161	3,151	2,558	3,055
Ti	0,005	0,000	0,964	0,971	0,000	0,042	0,014	0,049	
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,005	0,007	
Cr		0,000	0,000	0,000	0,000	0,033	0,022		
Y			0,002	0,005					
S	0,010	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	

Примечание. Коэффициенты кристаллохимических формул рассчитаны для амфиболов на 23 атома кислорода, для диопсида — на 6, для эпидота и цоизита — на 13, для титанита — на 5, для слюд — на 11 и для альбита — на 8. Al_{IV} и Al_{VI} — алюминий в четверной и шестерной координациях соответственно.

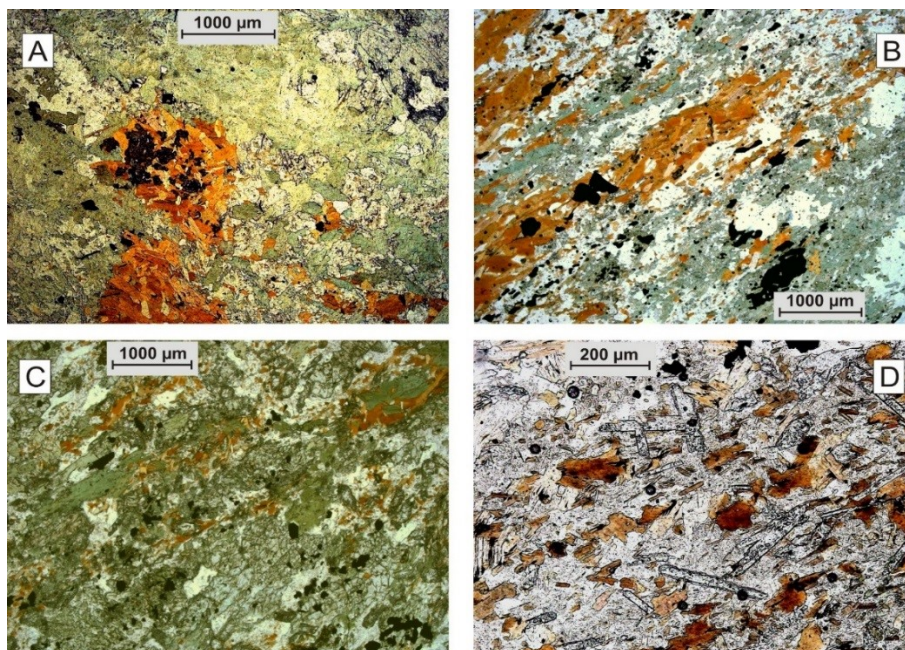


Рис. 16. Биотитизированные амфиболиты (А–С) и биотит-плагиоклазовый метасоматит с цоизитом (D). Фотографии шлифов (без анализатора)

Биотитизированные амфиболиты, по сравнению с исходными амфиболитами и диопсидовыми метасоматитами, обогащены калием (табл. 2, рис. 15), редкими щелочами, барием и несовместимыми малыми элементами (табл. 4, рис. 17). Такие геохимические характеристики породы можно объяснить формированием метасоматитов под воздействием флюидов, связанных с внедрением кислых пород (силлов гранит-порфиров) либо более поздних интрузий гранитоидов, тех, что служили магматическим источником для редкометалльных пегматитов.

Развитие мусковит-альбит-кварцевых, турмалин-арсенопирит-кварцевых и собственно кварцевых метасоматитов фации кислотного выщелачивания происходит не по всей площади месторождения, а контролируется упомянутыми выше линзовидными телами протяженностью в десятки метров и мощностью до нескольких метров, секущими под острым углом толщу амфиболитов, но не выходящими за ее пределы (рис. 11, 12).

Наибольшее разнообразие метасоматитов (биотит-плагиоклаз-кварцевые, альбит-мусковит-кварцевые, турмалин-арсенопирит-кварцевые, кварцевые) установлено в пределах линзы 2, где амфиболиты вмещают силл гранит-порфиров (рис. 6, 11, 12, 18).

Мусковит-альбит-кварцевые метасоматиты мелкозернистые, со сланцеватой текстурой, цвет породы зеленоватый либо серый (рис. 19). Турмалин-арсенопирит-кварцевые метасоматиты преимущественно мелкозернистые, нередко полосчатые за счет неравномерного распределения турмалина и рудных минералов. Собственно кварцевые метасоматиты среднезернистые, массивные.

Содержание малых элементов в породах и рудах месторождения Оленинского по данным ICP MS анализа, г/т

№ пробы	ВП-42	АК-713	АК-13	АК-704*	АК-715*	АК-24	АК-25	АК-712*	АК-711*	ВП-43	АК-706
Li	1,5	109,4	100,5	287,46	145,4	11,6	43,5	113,0	21,1	16	174,2
Be	0,2	0,1	0,3	0,74	1,2	0,1	0,3	0,6	0,1	0,7	0,9
Sc	42	28	46,9	41,48	30,6	6,4	24,8	36,8	4,6	2,4	1,9
Ti	3697,9	2815,4	6592,8	H/a	H/a	574,1	3122,8	H/a	H/a	1206	1534
V	205,2	182,7	346,7	387,21	297,9	45,5	197,5	377,1	20,2	22	24,7
Cr	412,6	642,5	126,9	42,01	116,8	2491,4	862,3	194,5	871,1	399,6	281,3
Mn	2239,8	1229,9	2620,3	H/a	H/a	303,6	160,4	H/a	H/a	1698,2	281,6
Co	55,3	36,6	48,8	48,46	68,5	21,3	2,7	40,2	6,6	4,5	5,2
Ni	159	75	45	50,06	160,4	92,1	12,9	30,9	59,3	17,5	28,7
Cu	33,4	58,9	62	147,81	133,8	320,7	77,8	413,7	78,6	19,1	11,7
Zn	56	41,9	77,4	120,11	93,1	93,9	24,8	96,7	213,5	110,5	20,3
Ga	10,9	9,8	17,3	17,95	18,7	2,7	14,9	16,7	1,6	19,2	24
Ge	1,9	1,3	2,2	H/a	H/a	3,1	2,3	H/a	H/a	1,4	1,6
As	H/a	160,2	H/a	6202,93	9796,1	H/a	H/a	46072,7	2497,6	H/a	29,4
Se	H/a	0,3	H/a	2,09	1,9	H/a	H/a	< ПО	< ПО	H/a	H/a
Rb	2,9	2,3	6,3	101,17	70,4	9,5	50,3	83,7	3,5	56,4	48,1
Sr	1116,4	97,6	138,6	164,25	192,2	24,1	62,5	122,8	6,8	117,4	151
Y	13,1	8,1	28,4	29,03	20,2	2,2	9,8	24,1	0,9	13,8	3,2
Zr	20,7	9	44,2	61,28	57,8	37,6	56,7	77,1	3,3	127,2	101,2
Nb	2	0,8	3	3,18	2,5	0,6	1,5	3,1	0,2	6,6	1,5
Mo	0,3	0,4	0,9	0,52	0,8	4,4	1,2	0,5	5,3	2,3	1,3
Ag	0,1	0,3	1,4	2,97	1,2	357,6	25,7	13,3	67,2	0,5	1
Cd	H/a	0,1	H/a	0,24	0,2	H/a	H/a	0,5	1,1	H/a	0,1
Sn	1,1	0,5	1,5	5,00	1,6	1,2	0,6	1,8	1,1	1,1	0,6
Sb	0,8	0,8	0,9	3,29	3,0	367	74,2	48,5	4,1	0,3	2,1
Cs	1,1	4	2,5	71,12	29,4	1,9	4,4	9,2	1,4	13,5	9,7
Ba	57,9	19,4	50,8	335,60	403,1	18,7	97,7	145,6	6,2	394,7	187,1

№ пробы	ВП-42	АК-713	АК-13	АК-704*	АК-715*	АК-24	АК-25	АК-712*	АК-711*	ВП-43	АК-706
La	4,6	1,2	3,5	3,63	4,23	0,50	1,50	2,83	0,38	35,80	9,00
Ce	11,2	3,3	11,1	10,19	10,04	1,10	3,80	7,47	0,86	74,80	14,00
Pr	1,5	0,5	1,8	1,63	1,43	0,10	0,60	1,14	0,11	8,90	1,80
Nd	6,8	2,5	9,1	8,65	7,01	0,80	2,80	5,72	0,45	33,10	6,20
Sm	2,1	0,9	3,2	3,01	2,16	0,30	0,80	2,05	0,11	6,50	1,10
Eu	0,7	0,3	1,2	0,92	0,84	0,10	0,20	0,57	0,04	1,60	0,30
Gd	2,4	1,2	4,5	4,03	2,85	0,40	0,80	3,00	0,13	4,50	1,00
Tb	0,4	0,2	0,8	0,70	0,50	0,10	0,10	0,55	0,02	0,50	0,10
Dy	2,7	1,4	5,3	4,78	3,48	0,50	0,90	3,98	0,14	3,10	0,50
Ho	0,6	0,3	1,1	1,00	0,74	0,10	0,20	0,87	0,03	0,60	0,10
Er	1,6	0,9	3,5	2,95	2,20	0,30	0,70	2,64	0,09	1,50	0,30
Tm	0,2	0,1	0,5	0,44	0,32	0,00	0,10	0,40	0,02	0,20	0,00
Yb	1,4	0,9	3,4	2,87	2,12	0,30	0,70	2,66	0,09	1,60	0,30
Lu	0,2	0,1	0,5	0,42	0,31	0,00	0,10	0,40	0,01	0,20	0,00
Hf	0,7	0,3	1,5	2,03	1,8	0,1	0,7	2,5	0,1	3,9	2
Ta	0,3	0,1	0,2	0,21	0,2	0,1	0,2	0,2	0,0	0,5	0,2
W	Н/а	0,5	Н/а	27,02	4,9	Н/а	Н/а	64,4	4,7	Н/а	3,3
Pb	7,1	1,1	11,8	9,03	11,1	9120,8	166,3	273,4	19,9	88,1	9,7
Bi	Н/а	0,1	Н/а	0,49	0,2	Н/а	Н/а	0,2	0,0	Н/а	Н/а
Th	0,7	0,1	0,5	0,28	0,3	0,1	0,2	0,3	0,1	9,4	3,4

Примечание. ВП-42 — метаперидотит; АК-713 — амфиболит хребта Оленьего; АК-13, АК-704, АК-715 — диопсидовые и биотитовые метасоматиты по амфиболиту; АК-24 — турмалин-арсенопирит-кварцевый метасоматит, АК-25, АК-712 — альбит-мусковит-кварцевый метасоматит; АК-711 — кварцевый метасоматит; ВП-43, АК-706 — гранит-порфир; * у номеров проб помечены анализы, выполненные в ИГЕМ РАН, остальные — в Институте геологии и геохимии УрО РАН.

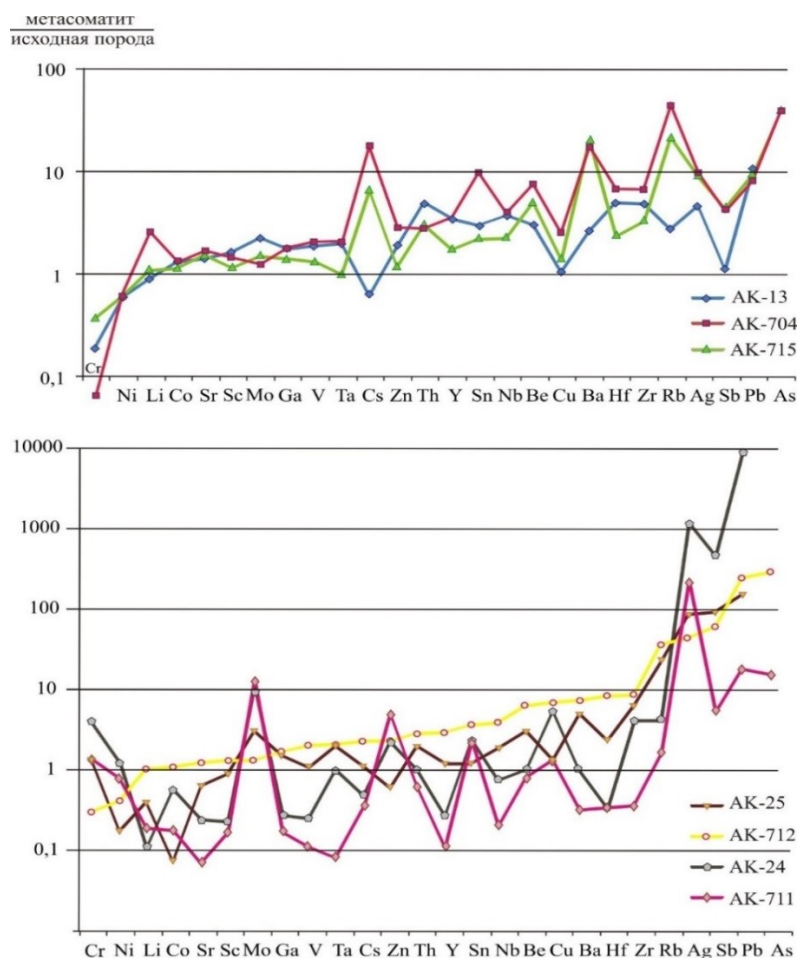


Рис. 17. Изменение содержания малых элементов при развитии метасоматитов. Значения пронормированы по содержанию элементов в пробе слабоизмененных амфиболитов АК-713. Тип породы — см. примечание к табл. 3

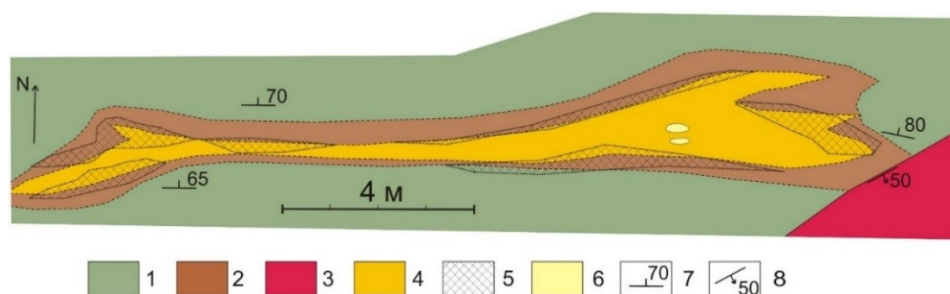


Рис. 18. Схема зональности метасоматических пород в линзе 2 месторождения Оленинского по результатам документации полотна канавы 509:

1 — слабоизмененные и диопсидизированные амфиболиты; 2 — биотитизированные амфиболиты и биотит-плагноклаз-кварцевые породы; 3 — пегматиты; 4 — мусковит-альбит-кварцевые метасоматиты; 5 — турмалин-арсенопирит-кварцевые метасоматиты; 6 — кварцевые метасоматиты; 7 — сланцеватость пород; 8 — контакт пегматитовой жилы

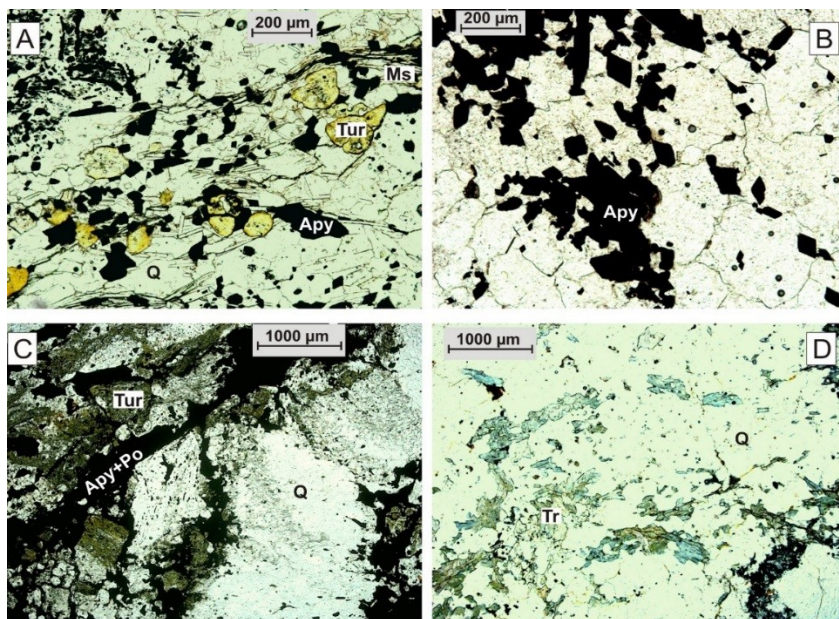


Рис. 19. Турмалин-арсенопирит-кварцевые и альбит-мусковит-кварцевые метасоматиты: *A* — мусковит-альбит-кварцевые; *B* — арсенопирит-кварцевые; *C* — турмалин-арсенопирит-кварцевые (рудные минералы — пирротин и арсенопирит); *D* — реликтовый амфибол в турмалин-арсенопирит-кварцевом метасоматите. Фотографии шлифов (без анализатора)

Сходные с линзой 2 зоны интенсивного метасоматического изменения пород на контакте амфиболитов с sillами гранит-порфиров установлены также в скважинах на разрезах I–I и II–II (рис. 8, 9).

В линзах 1 и 3, вскрытых канавами, гранит-порфиры отсутствуют. Центральные зоны этих линз сложены турмалин-арсенопирит-кварцевыми (свыше 80 мас. % SiO_2) метасоматитами с пирротин-арсенопиритовой минерализацией (до 15 %). Мощность зон турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов до 1 м. Во внешних зонах развиваются биотитовые и диопсидовые метасоматиты по амфиболитам.

В мусковит-альбит-кварцевых метасоматитах, по сравнению с амфиболитами, диопсидовыми и биотитовыми метасоматитами, повышается содержание щелочных металлов калия (мусковит) и натрия (альбит), а также кремнезема (кварц) (табл. 2, рис. 15). Содержание кальция, магния, алюминия и титана существенно снижается. Содержание железа варьирует и отражает содержание сульфидной минерализации в породе. Малые элементы, характерные для биотитовых метасоматитов, при развитии мусковит-альбит-кварцевых и турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов выносятся (табл. 4, рис. 17). Обогащены мусковит-альбит-кварцевые метасоматиты по отношению к диопсидовым и биотитовым метасоматитам мышьяком, сурьмой, серебром, свинцом (табл. 4, рис. 17). Примесь хрома определяет зеленоватый цвет породы, но там, где в мусковит-кварцевых метасоматитах появляется тонкочешуйчатый графит, порода имеет не зеленоватую, а светло-серую до темно-серой окраску.

В турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах основные петрогенные элементы — кремнезем (до 96 мас. %) и железо, соотношение названных элементов варьирует в зависимости от содержания арсенопиритовой минерализации. Содержание остальных петрогенных элементов не превышает первых процентов. В данном типе пород отмечено максимально высокое на месторождении содержание золота и серебра, а также мышьяка, сурьмы, свинца, таллия.

Формировались турмалин-арсенопирит-кварцевые метасоматиты как по диопсидизированным амфиболитам, так и по гранит-порфирам и мусковит-альбит-кварцевым метасоматитам (рис. 18). Те метасоматиты, которые развивались по гранит-порфирам и мусковит-альбит-кварцевым метасоматитам, содержат отдельные чешуйки мусковита. В турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах, развивающихся по измененным амфиболитам, по трещинам между зернами кварца отмечаются редкие мелкие кристаллы перекристаллизованного амфибола (рис. 19, *D*), реже присутствуют реликтовые участки диопсидовых метасоматитов либо измененного амфиболита с хлоритом и эпидотом.

Амфибол в составе турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов отличается наиболее высокими значениями магнезиальности, его состав доходит до тремолита. Аналогичная тенденция характерна и для состава диопсида: с увеличением степени изменения пород магнезиальность возрастает и максимальные значения достигаются в реликтовом диопсиде в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах (табл. 3). Как было отмечено выше, это обусловлено перераспределением железа из силикатной формы в сульфидную.

Несмотря на то, что при развитии мусковит-альбит-кварцевых и турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов происходит интенсивный вынос целого ряда петрогенных и некоторых малых элементов (табл. 4), характер нормированного по хондритам спектра редкоземельных элементов наследуется метасоматитами от исходных пород (рис. 20).

Амфиболиты и метасоматиты по ним демонстрируют спектр без явно выраженных минимумов и максимумов, в то время как метасоматиты по гранит-порфирам обогащены редкоземельными элементами цериевой группы (рис. 20).

Все метасоматические породы (особенно турмалин-арсенопирит-кварцевые и альбит-мусковит-кварцевые) обогащены турмалином — шерлом: в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах шерл составляет до 20–25 % породы. Это говорит о большой роли летучих при метасоматических процессах и о вероятной роли гранитоидов как источника метасоматических флюидов / растворов, хотя нельзя отрицать и возможное воздействие пегматитов.

Завершающим этапом метасоматического преобразования пород является развитие кварцевых метасоматитов, которые установлены только в линзе 2 (рис. 18). Кварцевые метасоматиты образуют эллипсоидальные обособления среди альбит-мусковит-кварцевых метасоматитов размером до 30 см по длинной и до 15 см по малой осям, границы таких обособлений резкие. Это среднезернистая порода (размер зерен до 1 мм), состоящая почти на 100 % из кварца при весьма незначительной доле (доли процента) рудных минералов и турмалина в интерстициях. Спектр малых элементов в кварцевых метасоматитах близок к тому, что мы видим в турмалин-арсенопирит-кварцевых породах, но содержание цветных металлов, сурьмы и серебра здесь значительно ниже (табл. 4, рис. 17).

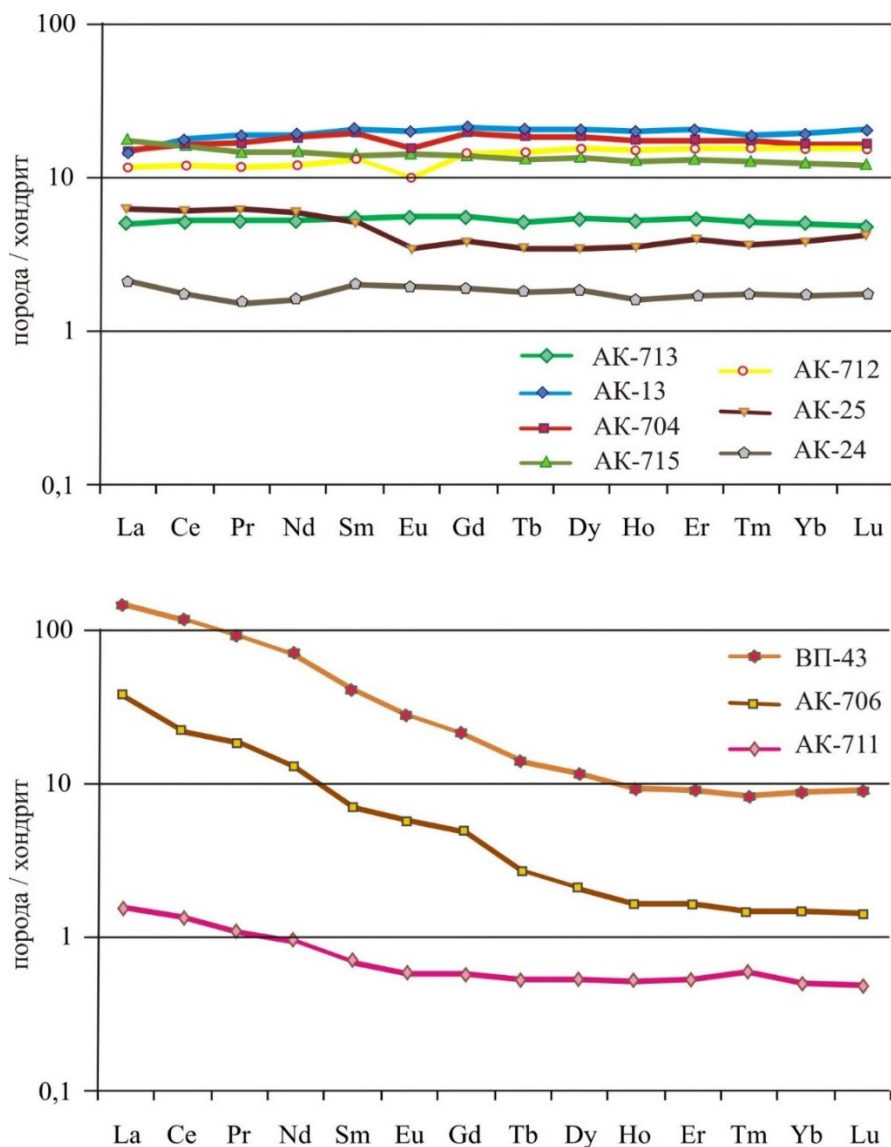


Рис. 20. Нормированный по хондритам (Sun, McDonough, 1989) спектр редкоземельных элементов в породах месторождения Оленинского. Вверху — спектры РЗЭ в метасоматитах по амфиболитам, внизу — спектры РЗЭ в гранит-порфирах и метасоматитах по ним. Тип породы — см. примечание к табл. 4

2.2. Рудная минерализация в измененных породах

Минеральный состав оруденения на Оленинском месторождении отличается исключительным разнообразием: здесь установлено свыше пятидесяти минеральных видов самородных металлов, сульфидов и сульфосолей, а также теллуридов, арсенидов, антимонидов (табл. 5).

Исходные слабоизмененные амфиболиты содержат редкую вкрапленную ильменит-пирротиную минерализацию на уровне десятых долей процента.

Распространенность рудных минералов (самородные металлы, сульфиды и их аналоги)
в различных типах пород месторождения Оленинского

Минеральный вид	Исходные амфиболиты	Оруденелые метасоматические породы				
		не связанные с силлами гранит-порфиров		по гранит-порфирам и вмещающим их амфиболитам		
		эпидот-диопсидовые и биотитовые	турмалин-арсенопирит-кварцевые	мусковит-альбит-кварцевые	турмалин-арсенопирит-кварцевые	кварцевые
1	2	3	4	5	6	7
Пирротин	+++	++++	++++	++++	+++	+++
Халькопирит	++	+++	+++	+++	++	+
Пентландит	+	+				
Пирит					++	++
Марказит (первичный)					++	
Сфалерит	+	++	+++	+++	++++	++
Галенит		++	++	++	++++	++
Молибденит						++
<i>Борнит</i>					+	
<i>Ковеллин</i>					+	
Гринокит					++	
<i>Акантит</i>					+++	++
<i>Ютенбогардит</i>					+++	+++
<i>Маккинстриит</i>					+	
Арсенопирит		++++	++++	++++	++++	++++

Продолжение таблицы 5

1	2	3	4	5	6	7
Лёллингит		+++	+++			+
Герсдорфит		+			+	
Сафлорит		+				
Никелин		+				
Гудмундит					+++	
Ульманит					++	
Нисбит					+	
Брейтгауштит					+	
Дискразит					+++	
Ауростибит					+	
Фрейбергит					++++	++
Полибазит					+	+
Буланжерит					+++	
Фалькманит					+++	
Семсеит					+++	
Менегинит					++	
Бурнонит					++	
Овихиит					++	
Диафорит					+++	
Рамдорит					++	
Учукчакуаит					++	
Физелиит					++	
Пираргирит					+++	
Стефанит					++	

Окончание таблицы 5

1	2	3	4	5	6	7
Миаргирит					+	
Биллингслейит					+	
Дервиллит					+	
Прустит					+	
Гессит					++	++
Штютцит					+	
Кервеллеит					+	
Калаверит					+	
Петцит					+	
Канфилдит-Те					+	
Висмут					+	
Ряд Au-Ag		++	++	++	+++	+++
Мышьяк					+	

Примечание. ++++ — главные рудные минералы; +++ — второстепенные; ++ — редкие; + — единичные находки (1–3 зерна). Курсивом выделены минералы, отмеченные исключительно как продукт экзогенного изменения других минералов.

Зерна пирротина размером не превышают 0,2 мм, в пирротине отмечаются редкие вроски халькопирита и пламенивидного пентландита.

Рудная минерализация в диопсидовых и биотитовых метасоматитах по амфиболитам не различается ни по содержанию рудных минералов, ни по составу. Содержание сульфидов в породе 1–3 об. %, участками — до 5 об. %, текстура оруденения вкрапленная либо гнездовая. В составе минерализации преобладает пирротин, второстепенные минералы представлены халькопиритом, пентландитом и сфалеритом. Среди оксидов преобладают ильменит и шеелит, присутствует также магнетит.

Вкрапленность шеелита приурочена к полосам развития эпидота. Вблизи зон развития турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов в составе рудной минерализации диопсидовых и биотитовых метасоматитов появляются также арсенопирит, спорадически лёллингит, сфалерит, минералы ряда золото — серебро и очень редко галенит. Развитие этих минералов контролируется узкими зонами — полосами шириной менее 1 см.

В турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах, развивающихся по диопсидовым и биотитовым метасоматитам и не связанных с гранит-порфирами, содержание рудной минерализации повышается до 10–15 об. %. Качественный минеральный состав оруденения остается таким же, но количественно на первый план выходит арсенопирит. Из аксессуарных минералов класса оксидов здесь отмечаются рутил, замещающий ильменит, и шеелит. Текстура оруденения вкрапленная, в зонах интенсивного развития арсенопирита прожилково-вкрапленная; размер зерен сульфидных минералов, как правило, менее 1 мм.

В альбит-мусковит-кварцевых метасоматитах по гранит-порфирам содержание рудной минерализации 3–15 об. %. Главные рудные минералы — арсенопирит (резко преобладает) и пирротин, второстепенные — халькопирит и сфалерит, редко встречаются галенит и электрум. Рудные минералы класса оксидов представлены рутилом и шеелитом. Текстура оруденения вкрапленная, прожилково-вкрапленная; размер зерен сульфидных минералов менее 1 мм.

В турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах, связанных с гранит-порфирами, содержание рудных минералов от 3 до 15 об. %, главные рудные минералы — арсенопирит и пирротин. Именно в этом типе пород установлено большое разнообразие минералов золота, серебра, свинца, сурьмы и меди.

В собственно кварцевых метасоматитах содержание рудных минералов снижается до 2–3 об. %. Состав рудной минерализации также отличается от турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов. Наряду с арсенопиритом, пирротин и минералами ряда золото — серебро в кварцевых метасоматитах присутствует пирит, отмечен молибденит. Кроме того, чаще, чем в других метасоматитах, здесь встречаются теллуриды серебра — гессит и кервеллит, но галенит, в отличие от турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов, редок, практически отсутствуют сульфосоли Pb, Ag, Sb, Cu.

Минерализация золота на месторождении установлена во всех разновидностях измененных пород, хотя в каждом типе метасоматических пород она имеет свои особенности, что будет рассмотрено в последующих главах.

Минерализованная (золоторудная) зона в целом совпадает с участком развития измененных амфиболитов и гранит-порфиров и по своему внутреннему строению представляет серию сближенных рудных линз на площади 900 × 50 м. С юго-восточного фланга минерализованная зона не оконтурена, но есть

информация, что скважина, пробуренная в 1 км к юго-востоку от Оленийского по простиранию толщи, пересекла минерализованную зону со сходными характеристиками (Овоча..., 2007). Ориентировка рудной зоны соответствует общему директивному простиранию толщи амфиболитов (рис. 6), при том что отдельные линзы интенсивно минерализованных пород в ее пределах, как уже сказано выше, занимают секущее под углом 10–15 ° положение. Мощность минерализованных линз составляет до 5 м (в среднем ~ 1,5 м) при протяженности до 100 м. В обнажениях на поверхности установлено три линзы, но по результатам бурения можно полагать, что их больше. Оруденение прослежено бурением на глубину 200 м (по глубине не оконтурено), при этом отмечена тенденция увеличения содержания золота и мощности минерализованных интервалов с глубиной (Галкин, 2006).

Среднее содержание золота по месторождению составляет 7,6 г/т, ресурсы категории P_2 оценены в 10 т золота до глубины 100 м (Калинин и др., 2010). Ресурсы серебра не оценивались.

ГЛАВА 3. МИНЕРАЛОГИЯ ОРУДЕНЕНИЯ ОЛЕНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

3.1. Сульфиды

Пирротин $Fe_7S_8^2$ — наиболее распространенный рудный минерал как в слабоизмененных вмещающих породах, так и в рудоносных метасоматитах. Выделено три генерации пирротина, в количественном отношении резко преобладает пирротин-1. Это ранний минерал из сульфидов, по которому развиваются другие соединения железа (арсенопирит, марказит).

Размер выделений пирротина достигает 0,5 мм, зерна ксеноморфные (рис. 21). Некоторые зерна пирротина содержат вроски халькопирита, а пирротин из вмещающих слабоизмененных амфиболитов — вроски пламенивидного пентландита.

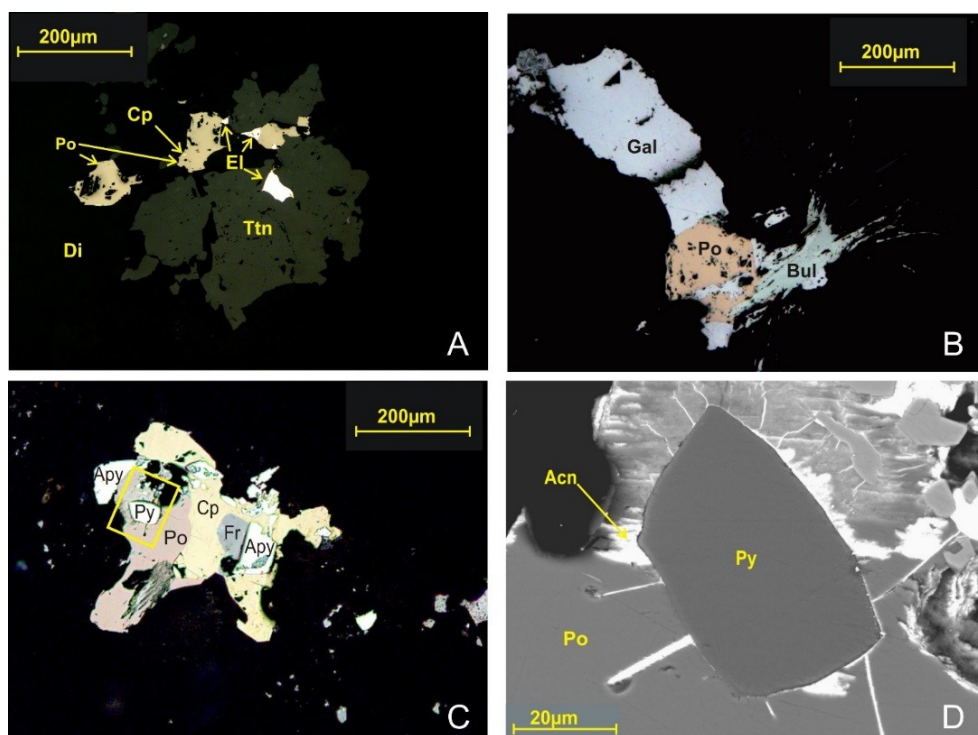


Рис. 21. Пирротин в рудах месторождения Оленинского:

A — пирротин-1 с вросками халькопирита в ассоциации с электрумом и титанитом; *B* — пирротин-2 в ассоциации с галенитом и буланжеритом; *C* — пирротин-2 с пиритом, халькопиритом, фрейбергитом и арсенопиритом; *D* — развитие акантита на контакте пирита и пирротина-2. *A–C* — фотографии аншлифов без анализатора, *D* — изображение в обратно рассеянных электронах. Здесь и далее рамкой на рисунках слева выделены участки, увеличенное изображение которых приведено на рисунках справа

² За исключением особо оговоренных случаев, формулы минералов приведены согласно (The New..., 2020).

Внутреннее строение зерен неоднородное, с пластинчатыми вростками «гексагонального» пирротина в моноклинном (в объемном отношении моноклинная фаза резко преобладает); это является результатом распада пирротинов с нецелочисленными сверхструктурами.

Пирротин-2 встречается в альбит-мусковит-кварцевых и турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах обычно в сростаниях с галенитом, фрейбергитом, реже с другими сульфосолями, размер его зерен, как правило, менее 50 мкм (рис. 21).

Пирротин-3 образует структуры тонкого сростания с минералами серебра и свинца (фрейбергитом, галенитом, пираргиритом), такие структуры рассмотрены более детально в главе 4, посвященной последовательности минералообразования, и рассматриваются как продукт сульфидного анатексиса (кристаллизации сульфидного расплава, образовавшегося при метаморфизме руд).

По химическому составу пирротины соответствуют формуле $Fe_{6,40-6,88}S_{8,00}$ (табл. I приложения 1). Содержание примесей, как правило, низкое: в пирротине-1 отмечены примеси Ni, Cu и редко Co на уровне сотых долей процента, а в пирротине-2 — примеси меди (до 0,4 %), серебра (до 0,2 %) и мышьяка (до 1,7 %). На рис. 21, D видно, как при замещении пирротина-2 пиритом избыточная примесь серебра «сбрасывается» в виде акантита.

Халькопирит $CuFeS_2$ встречается в составе минерализации часто, но это, как правило, второстепенный либо редкий минерал. Аналогично пирротину, для халькопирита также установлено три генерации. В составе минерализации вмещающих слабоизмененных амфиболитов халькопирит-1 формирует вростки в пирротине (рис. 21). В турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах халькопирит-2 образует самостоятельные выделения либо ассоциирует с пирротинном, фрейбергитом, редко с другими минералами Ag. Размер выделений преимущественно менее 0,1 мм (рис. 22).

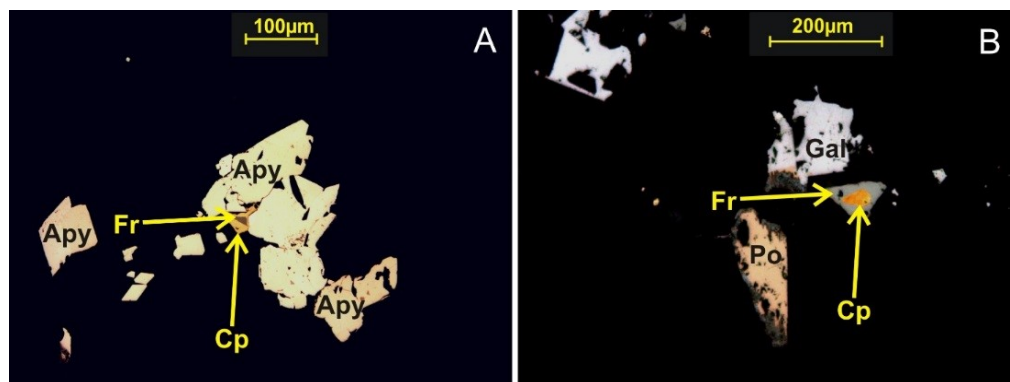


Рис. 22. Взаимоотношения халькопирита и фрейбергита:

A — развитие каймы халькопирита-2 по фрейбергиту-1; *B* — развитие каймы фрейбергита-2 по халькопириту-2. Фотографии аншлифов (без анализатора)

Третья генерация халькопирита отмечена в полиминеральных структурах кристаллизации сульфидного расплава с пирротинном, брейтгауптитом, галенитом, фрейбергитом и другими минералами сурьмы и серебра.

Ранний халькопирит по составу близок к стехиометрическому, из примесей в нем отмечен только никель (сотые доли %) (табл. II приложения 1). Халькопирит-2 содержит примесь серебра от сотых долей процента до более 20 мас. % (фаза, близкая к ленаиту), причем халькопирит с содержанием серебра более 1 мас. % крайне неустойчив на воздухе (рис. 23) и может быть изучен только в свежееизготовленном аншлифе из материала керна скважин, а затем разлагается в течение нескольких дней, при этом появляется акантит. Также серебросодержащий халькопирит неустойчив под лучом зонда (резко возрастает содержание серебра), и анализ минерала с высоким содержанием серебра крайне затруднен.

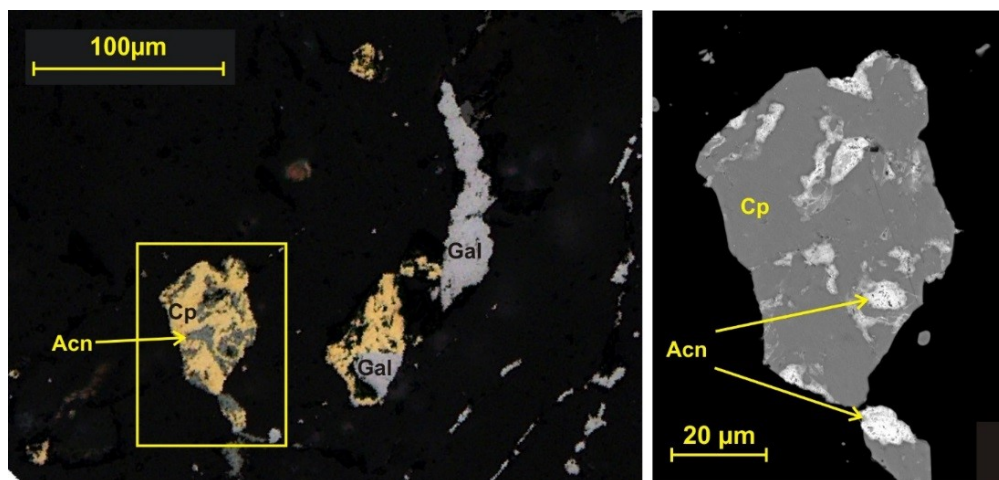


Рис. 23. Серебросодержащий халькопирит. Слева — фотография аншлифа (без анализатора), справа — изображение в обратно рассеянных электронах. Фото справа сделано раньше, чем фото слева, поэтому площадь, занимаемая акантитом на правом фото, меньше

Сфалерит ZnS в слабоизмененных амфиболитах редок, отмечается в виде вростков в пирротине-1 преимущественно вместе с халькопиритом. В минерализованных альбит-мусковит-кварцевых и турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах содержание минерала существенно возрастает, достигая 10–20 об. % рудной массы, размер зерен увеличивается до 2 и более миллиметров. Это сфалерит второй генерации (рис. 24), в сростаниях с ним нередко отмечается электрум с содержанием золота 30–40 мас. %.

Содержание железа в сфалерите-2 из турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов составляет от 7,3 до 9,1 мас. % (табл. II приложения 1). Установлены примеси Cd до 0,5 %, Sb и As — сотые доли %. Сфалерит из кварцевых метасоматитов (обр. АК-900 в табл. II приложения 1) из включения в арсенопирите отличается высоким содержанием Cd (5,8 %), Cu (2,2 %), Mn (1,4 %), As (1,2%) при незначительно пониженном содержании Fe (5,7 %).

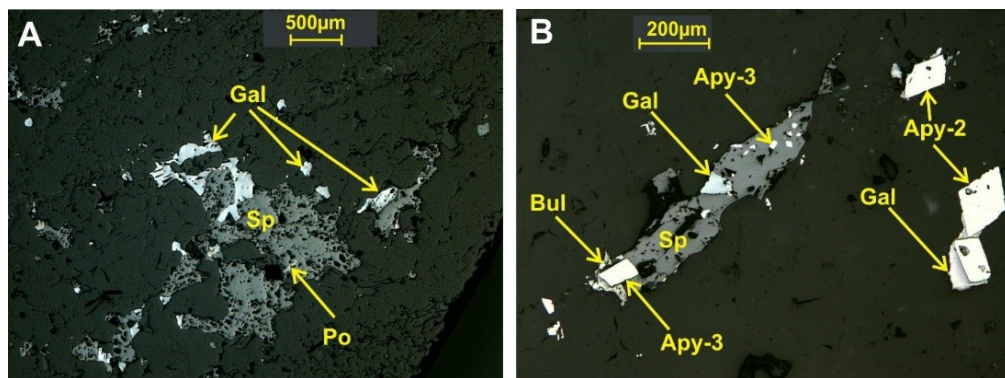


Рис. 24. Сфалерит в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах: *A* — в ассоциации с галенитом; *B* — в ассоциации с галенитом и буланжеритом, замещается арсенопиритом-2 и 3. Фотографии аншлифов (без анализатора)

Галенит PbS — один из основных рудных минералов в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах. В других типах измененных пород галенит редок.

Распределен галенит в породе неравномерно, им обогащены отдельные зоны (полосы), размер зерен может достигать 1 мм, но чаще менее 0,1 мм, зерна ксеноморфные. Галенит образует сростания с арсенопиритом-2, фрейбергитом, пирротином-2 (рис. 25). По галениту развиваются (образуют включения в нем либо каймы) сульфосоли свинца — буланжерит, диафорит и др., а также арсенопирит поздних генераций.

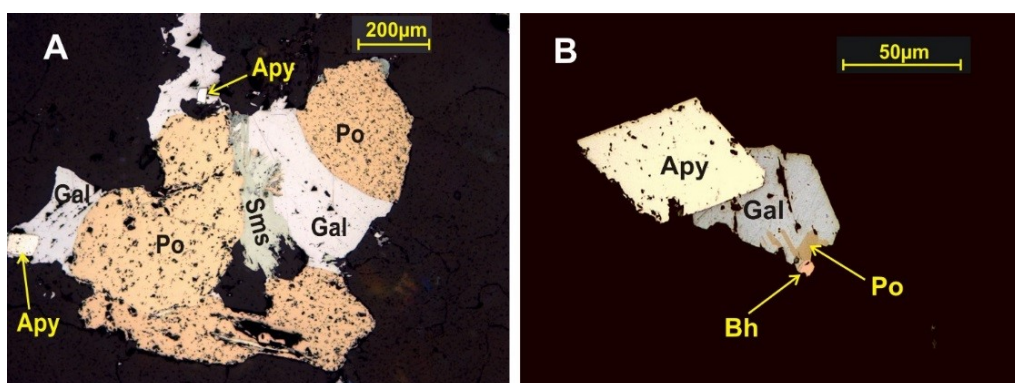


Рис. 25. Галенит в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах: *A* — в ассоциации с пирротинном-2 и семсеитом; *B* — в ассоциации с пирротинном-2 и брейтгауптитом, замещается арсенопиритом-2. Фотографии аншлифов (без анализатора)

Отмечен галенит также в составе полиминеральных структур кристаллизации сульфидного расплава вместе с пирротинном-3, фрейбергитом и другими минералами сурьмы и серебра (галенит-2).

Состав галенита близок к стехиометрическому, установлены примеси серебра до 1 %, меди, железа, сурьмы, мышьяка — сотые доли % (табл. III приложения 1). Состав примесных элементов зависит от ассоциации галенита

с другими рудными минералами: железо установлено в галените в сростании с пирротинном и арсенопиритом, медь — в галените с фрейбергитом, мышьяк — в галените с арсенопиритом. Учитывая значительные размеры зерен галенита, можно считать, что это результат диффузии элементов-примесей из минералов, находящихся в сростании с галенитом, а не результат захвата лучом зонда вмещающих фаз.

Молибденит MoS_2 выявлен в составе проб, отобранных из диспергированного материала кварцевых метасоматитов. Размер зерен молибденита до 0,3 мм, форма неправильная, сростания с другими минералами не отмечены.

Молибденит по составу отличается от молибденита расположенного неподалеку медно-молибденового рудопроявления Пеллапахк (Белолипецкий и др., 1987; Калинин, Савченко, 2019) весьма высоким содержанием селена (6–12 мас. %) и наличием примеси рения до 0,35 мас. % (табл. II приложения 1). Кроме указанных элементов, выявлены незначительные примеси железа и никеля (сотые доли %). Молибденит с такими же особенностями химического состава был описан нами ранее на Озерном рудопроявлении в поясе Салла — Куоляярви (Калинин и др., 2013). На Оленинском месторождении селенсодержащий молибденит — единственная фаза с высокой концентрацией селена.

Гриноцит CdS — весьма редкий минерал в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах. Встречен в виде микровключений в галените и пираргирите (рис. 26), а также в составе полиминеральных тонких сростаний в структурах кристаллизации сульфидного расплава. В последних гринокит образует мелкие неправильные, округлые или призматические зерна размером менее 10 мкм в ассоциации с англезитом, пираргиритом, с другими сульфосолями, а также с халькопиритом. Размер выделений не позволяет выполнить микрозондовый анализ гринокита, оценка состава при помощи энергодисперсионного спектрометра показывает наличие примесей цинка, свинца, железа, меди, серебра, олова (первые проценты) (табл. IV приложения 1).

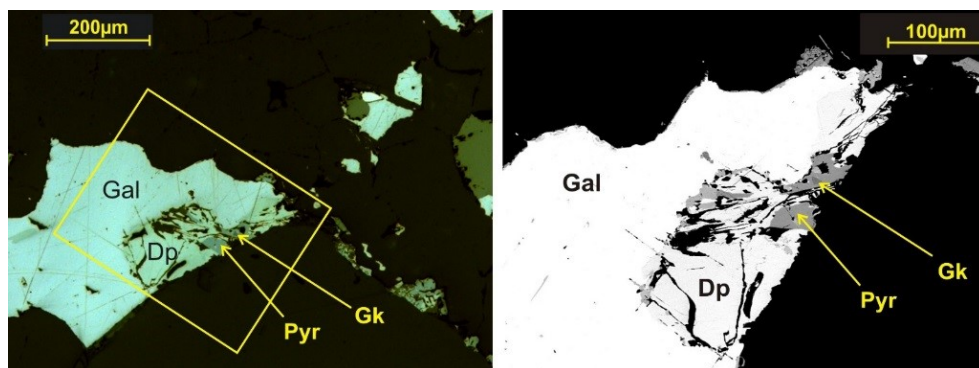


Рис. 26. Включение гринокита в пираргирите, развивающемся по диафориту и галениту. Слева — фото шлифа (без анализатора), справа — изображение в обратно рассеянных электронах

Пирит FeS_2 — один из наиболее поздних минералов в минерализованных метасоматических породах. Отмечен в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах, где он весьма редок, и в кварцевых метасоматитах, в которых является второстепенным рудным минералом. Образует гипидиоморфные зерна размером до 0,2 мм, замещающие более ранние сульфиды вместе с арсенопиритом наиболее поздней генерации (рис. 21, C, D).

Состав пирита близок к стехиометрическому. В пирите из турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов отмечено высокое содержание примеси мышьяка — 2,5 мас. % (табл. I приложения 1). Для пирита кварцевых метасоматитов элементы-примеси не характерны.

Марказит FeS_2 редко является первичным минералом (рис. 27), чаще он замещает пирротин (дисульфидизация пирротина), замещение идет в краевых частях зерен, реже по всей массе зерна пирротина. В развивающемся при этом минерале отношение железа к сере варьирует от 1/1,25 до 1/1,50, не достигая стехиометрического отношения $\frac{1}{2}$ (табл. I приложения 1). В новообразованной фазе хорошо проявлена отдельность, минерал отличают яркие цветовые эффекты желтого цвета (рис. 27).

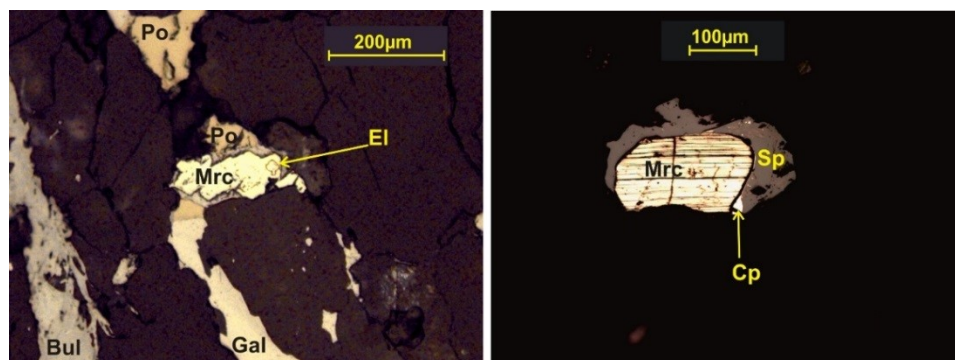


Рис. 27. Марказит в рудах месторождения Оленинского. Слева — первичный марказит с включениями электрума в ассоциации с пирротином и галенитом, справа — вторичный марказит, замещающий пирротин-2 в сростании с халькопиритом и сфалеритом. Фото аншлифа (без анализатора)

В одном из зерен марказита из кварцевых метасоматитов (размер зерна около 0,2 мм) установлена примесь таллия от 2 до 32 мас. %, таллием обогащена внешняя зона зерна марказита (рис. 28) (Калинин, Савченко, 2019).

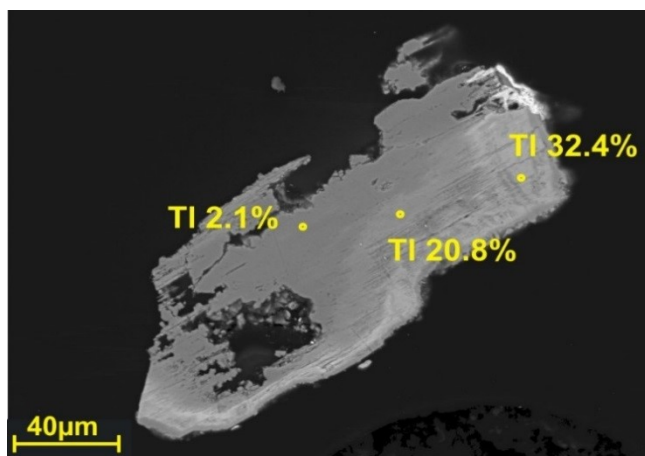


Рис. 28. Таллийсодержащий вторичный марказит с результатами микронзондового анализа на таллий. Изображение в обратно рассеянных электронах

Борнит Cu_3FeS_4 весьма редок, отмечен по границе пирротина и халькопирита в виде тонкой каймы шириной в несколько микрон.

Ковеллин CuS развивается во внешней части зерен медьсодержащих минералов (халькопирита, фрейбергита), кроме того, отмечен в краевой части одного из зерен электрума.

Сульфиды серебра и золота — акантит, ютенбогардит и маккинстриит — наиболее поздние по времени формирования низкотемпературные сульфидные минералы рудопроявления.

Акантит Ag_2S распространен наиболее широко из них, он замещает ранние сульфиды (пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит), сульфосоли, дискразит и электрум, образуя тонкие каймы вокруг зерен названных минералов (рис. 29). Реже акантит отмечается в составе полиминеральных сростков с сульфидами и теллуридами либо образует самостоятельные ксеноморфные зерна размером в десятые доли миллиметра.

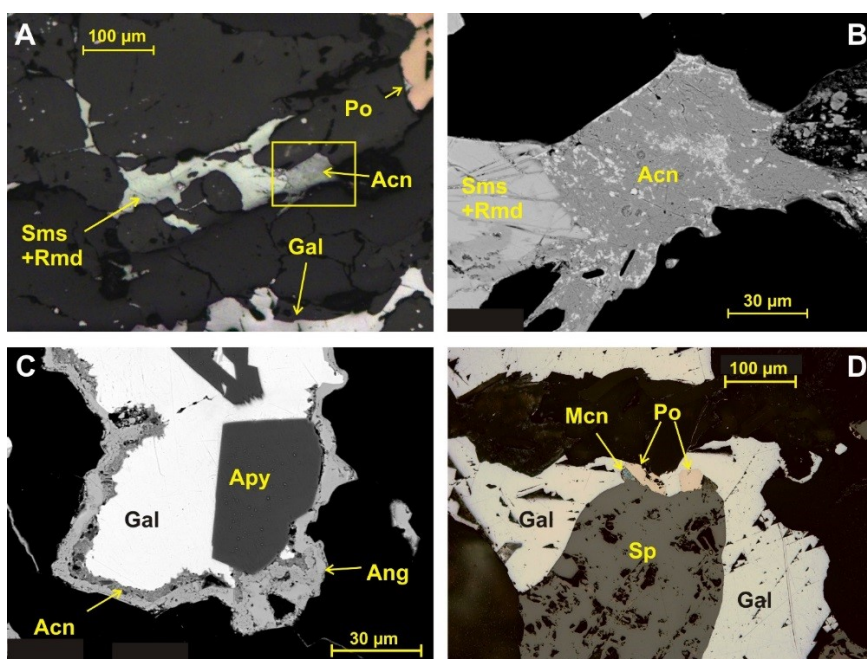


Рис. 29. Сульфиды серебра в рудах Оленинского месторождения:

A, B — акантит в краевой части зерна семсеита с вростками рамдорита; *C* — кайма акантита и англезита вокруг зерна галенита и арсенопирита; *D* — маккинстриит на границе зерен галенита, пирротина и сфалерита. *A* и *D* — фотографии аншлифов (без анализатора), *B* и *C* — изображения в обратно рассеянных электронах

При замещении дискразита акантитом образуются серии субпараллельных цепочек микровыделений акантита (см. рис. 45, *A*). Состав акантита варьирует в широких пределах — от $Ag_{1,2}S$ до $Ag_{2,0}S$ (табл. V приложения 1) — и, как правило, характеризуется дефицитом металла, что может быть связано с особенностями микрозондового анализа соединений Ag (содержание серебра и сурьмы быстро меняется под воздействием луча зонда) и, кроме того, с замещением серебра двухвалентными металлами. В качестве примесей

в акантите нередко присутствуют элементы минералов, им замещаемых; в частности, Au и Sb присутствуют в акантите, развивающемся по золотосодержащему дискразиту, Te отмечен в акантите из срастания с кервеллеитом, Fe и Cu — в акантите, замещающем пирротин. Типичным примесным элементом в акантитах рудопроявления является сурьма, содержание Sb весьма непостоянно даже в пределах одного зерна, вплоть до преобладания Sb над S (Калинин и др., 2017).

Маккинстриит $Ag_5Cu_3S_4$ установлен на границе зерен галенита, сфалерита и пирротина в виде треугольной формы выделения размером около 10 мкм (рис. 29, D). Минерал светло-серого цвета, быстро окисляется на воздухе. По соотношению серебра и меди маккинстриит Оленинского рудопроявления попадает в свойственные для маккинстриитов пределы (Kolitsch, 2010), отличительной чертой его состава является высокое содержание примесей сурьмы (6,09 мас. %) и золота (1,56 мас. %) (табл. V приложения 1).

Ютенбогардит Ag_3AuS_2 чаще всего развивается в виде кайм шириной в несколько микрон вокруг зерен электрума, вплоть до полного замещения последнего (рис. 30).

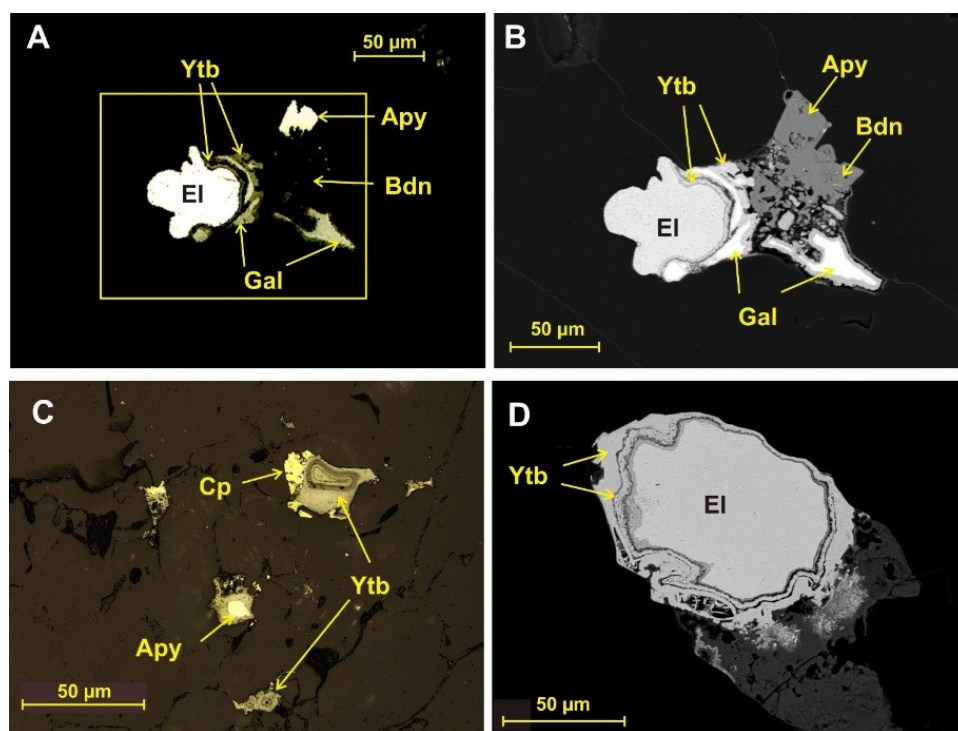


Рис. 30. Ютенбогардит, развивающийся по зернам электрума: A, B и D — каймы ютенбогардита вокруг зерен электрума (на D кайма двойная); C — полное замещение ютенбогардитом электрума. A и C — фотографии шлифов (без анализатора), B и D — изображения в обратно рассеянных электронах

Полученный с помощью микронзонда состав ютенбогардита обычно отличается от стехиометрического повышенным отношением суммы катионов к сере, что можно объяснить присутствием в ютенбогардите эмульсионной

вкрапленности электрума. Отношение серебра к золоту в минерале также несколько выше стехиометрического — 3/1. Из элементов-примесей в ютенбогардтите обычно присутствует незначительная примесь железа, отмечен также никель (табл. V приложения 1).

Кроме того, ютенбогардтит установлен в концентрически зональных минеральных образованиях вместе с хлоридами серебра и золота. Такие образования обнаружены в зоне дезинтеграции руд и описаны ниже, в разделе, посвященном самородным металлам и горчичному золоту.

3.2. Сульфоарсениды и арсениды

Арсенопирит $FeAsS$ — главный минерал в составе оруденения месторождения Оленинского наряду с пирротинном. Содержание арсенопирита изменяется от сотых долей процента в слабоизмененных амфиболитах, в диопсидовых и биотитовых метасоматитах, до 10–15 об. % в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах. Арсенопирит тонкий, размер кристаллов обычно не превышает 0,3 мм, редко достигает 0,8 мм. Распределение арсенопирита в породе неравномерное, чаще полосами, «струями», цепочками мелких кристаллов.

Выделяется три генерации арсенопирита, различающиеся взаимоотношением с другими рудными минералами и по химическому составу (табл. VI приложения 1).

Арсенопирит-1 встречается во всех измененных породах месторождения, он образует дипирамидальные кристаллы в сростаниях с пирротинном-1 и халькопиритом-1, замещая их. Арсенопирит-1 содержит включения лёллингита и электрума в центральной части зерен (рис. 31), что более подробно описано в разделе 3.7.

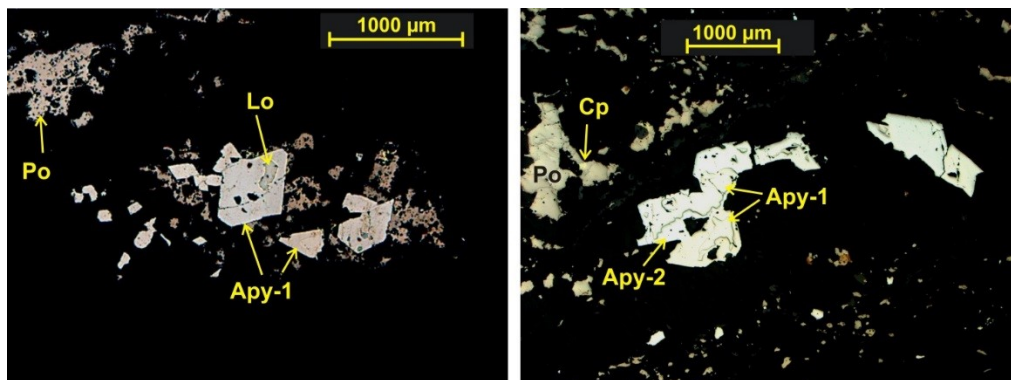


Рис. 31. Включение лёллингита и электрума в арсенопирите ранней генерации (слева), развитие арсенопирита-2 по арсенопириту-1 (справа). Фотографии аншлифов (без анализатора)

Арсенопирит-2 отмечается в альбит-мусковит-кварцевых и турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах, встречается в виде игольчатых и призматических кристаллов в кварце (рис. 32), а также развивается по арсенопириту-1, замещая его во внешних частях зерен (рис. 31). Арсенопирит-2

образует сростания с галенитом, сфалеритом-2, фрейбергитом и другими сульфосолями, развиваясь по упомянутым сульфидным минералам. Для арсенопирита-2 характерны футляровидные кристаллы, часто арсенопирит-2 содержит включения галенита, пирротина, фрейбергита, реже электрума (рис. 33).

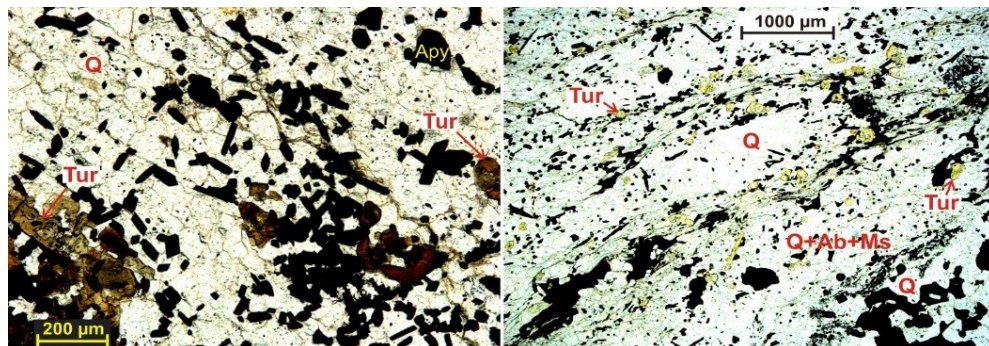


Рис. 32. Арсенопирит-2 в турмалин-арсенопирит-кварцевом (слева) и альбит-мусковит-кварцевом метасоматитах. Фотографии шлифов (без анализатора)

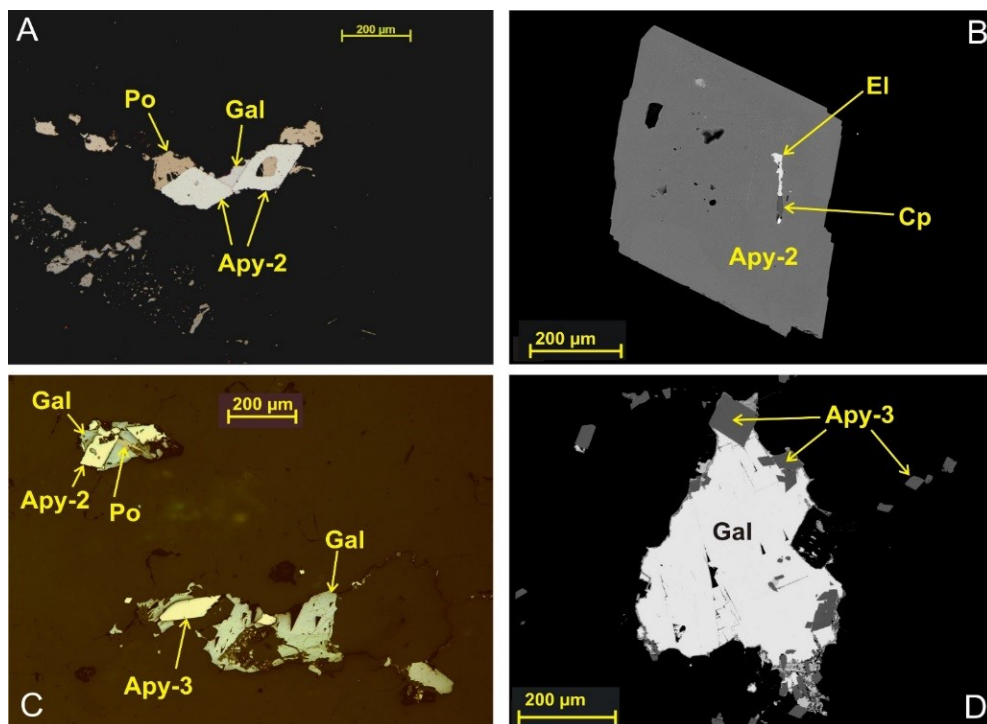


Рис. 33. Арсенопирит-2 и 3 в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах: *A* — футляровидные кристаллы арсенопирита, замещающего пирротин и галенит; *B* — включение электрума и халькопирита в арсенопирите-2; *C* — арсенопирит-2 и 3, замещающие галенит; *D* — ромбические кристаллы арсенопирита-3, развивающегося по галениту. *A* и *C* — фотографии аншлифов (без анализатора), *B* и *D* — изображения в обратно рассеянных электронах

Арсенопирит-3 — наиболее поздний, встречается только в турмалин-арсенопирит-кварцевых и кварцевых метасоматитах, образует мелкие ромбической формы кристаллы, замещающие все сульфидные минералы (кроме минералов зоны окисления), а также электрум (рис. 33, 34).

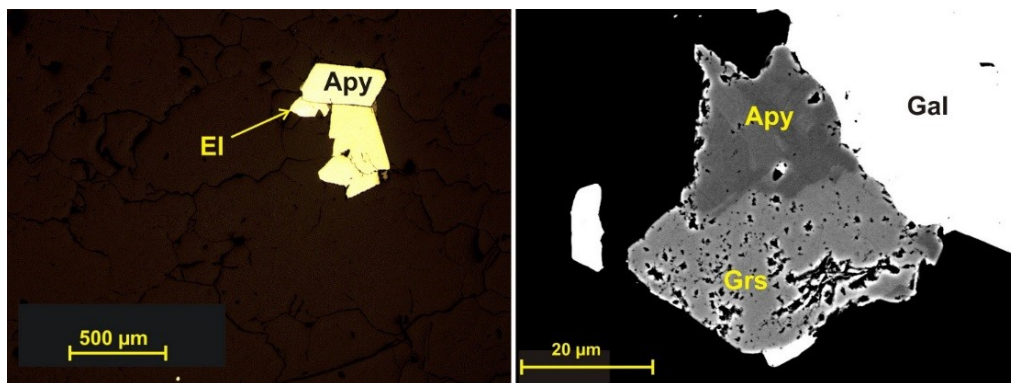


Рис. 34. Арсенопирит-3, замещающий электрум, фотография аншлифа без анализатора (слева); герсдорфит и арсенопирит, нарастающие на зерно галенита, изображение в обратно рассеянных электронах (справа)

Арсенопириты разных генераций различаются как соотношением мышьяка и серы, так и содержанием примесей. В арсенопирите-1 мышьяк преобладает над серой, содержание примесей Ni и Co может достигать целых процентов. В арсенопирите-2 соотношение мышьяка и серы близко к стехиометрическому, содержание примесей Ni и Co ниже, чем в арсенопирите-1 (максимально — десятые доли процента). В арсенопирите-3 сера преобладает над мышьяком, примеси Ni и Co не обнаружены, но присутствует примесь меди (до 0,15 мас. %) (табл. VI приложения 1).

Герсдорфит NiAsS и **кобальтин** CoAsS отмечаются на месторождении редко, преимущественно в диопсидовых и биотитовых метасоматитах, где они ассоциируют с арсенопиритом-1. В единичных случаях герсдорфит отмечен в альбит-мусковит-кварцевых и турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах в ассоциации с арсенопиритом-2, такой герсдорфит отличается пористостью строения (рис. 34). Таким образом, есть основания предполагать наличие у герсдорфита двух генераций. Размер зерен не превышает 50 мкм. В составе герсдорфита присутствуют примеси железа и кобальта, а также сурьмы (табл. VII приложения 1).

Лёллингит FeAs₂ отмечается исключительно «законсервированным» в арсенопирите — в центральной части относительно крупных (> 0,3 мм) зерен арсенопирита первой генерации в диопсидовых, биотитовых и турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах по амфиболитам (рис. 31, А, 35). Размер выделений лёллингита до 0,2 мм, форма выделений неправильная. В большинстве случаев на границе лёллингита и арсенопирита выделяется электрум (рис. 35).

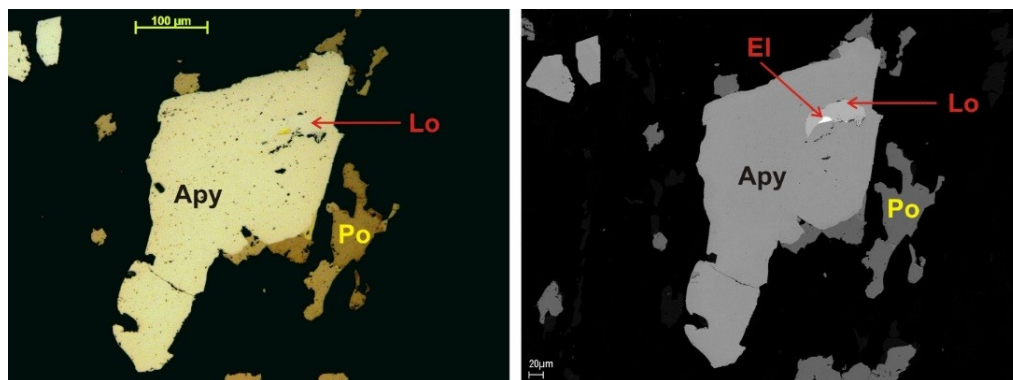


Рис. 35. Выделение электрума на границе лёллингита и арсенопирита. Слева — фотография аншлифа (без анализатора), справа — изображение в обратно рассеянных электронах

В лёллингите присутствуют примеси кобальта и никеля на уровне 1–2 мас. %, содержание этих примесей выше, чем в ассоциирующем с лёллингитом арсенопирите. Мышьяк частично замещается серой (до 2 мас. %) (табл. VII приложения 1).

Саффорит CoAs_2 — один из наиболее редких минералов на рудопроявлении, отмечен Н. Н. Галкиным (2006) в виде гипидиоморфных и округлых включений в арсенопирите-2, находящемся в сростании с галенитом, сфалеритом и дискразитом, размер включений менее 0,05 мм. В составе саффорита установлены примеси железа (3,86 %), никеля (0,53 %) и сурьмы (0,24 %), формула минерала — $(\text{Co}_{0,876} \text{Fe}_{0,147} \text{Ni}_{0,019})_{1,041} \text{As}_{2,00}$ (Галкин, 2006).

Никелин NiAs также отмечен лишь в одном образце — в окварцованных амфиболитах в виде мелких (< 0,05 мм) кристаллов-вростков в пирротине и халькопирите. В составе минерала выявлены примеси железа, кобальта и сурьмы — сотые доли % (табл. VII приложения 1) (Галкин, 2006).

3.3. Сульфоантимониды и антимониды

Гудмундит FeSbS (сурьмяный аналог арсенопирита) отмечается в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах, где это один из типичных второстепенных минералов. Часто встречается в сростаниях с галенитом, сфалеритом, дискразитом, электрумом, пирротинном-2, реже с гесситом и самородным висмутом. Образует идиоморфные ромбические, удлиненные до игольчатых кристаллы, а в сростаниях с другими минералами — гипидиоморфные зерна размером до 0,1 мм (рис. 36).

В составе гудмундита из сростания с галенитом и сфалеритом, кроме минералообразующих Fe, Sb, S, выявлены примеси никеля, серебра, свинца и висмута, причем распределение Pb и Bi в гудмундите оказалось неоднородным (табл. VII приложения 1). Рядом с этим зерном гудмундита отмечен самородный висмут. В гудмундите из сростания с галенитом и гесситом отмечено высокое содержание примеси теллура 3,6 %.

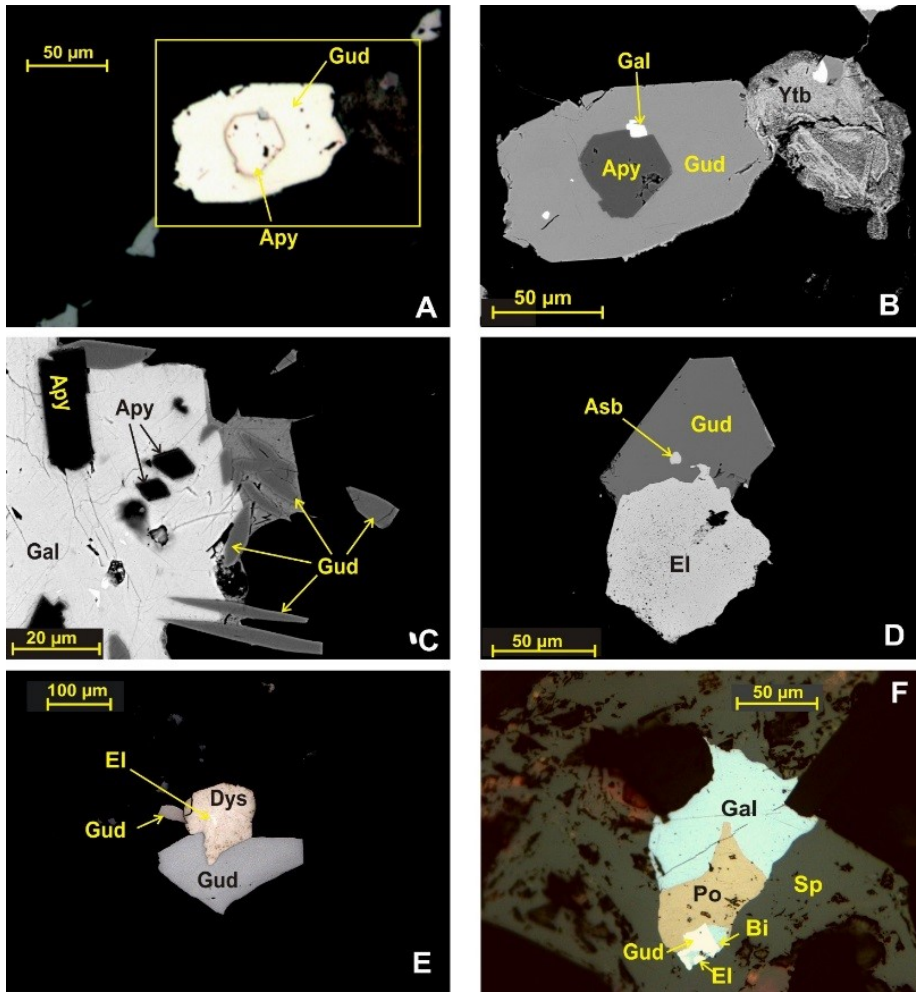


Рис. 36. Гудмундит в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах:
A и *B* — гудмундит, замещающийся арсенопиритом-3; *C* — игольчатые кристаллы гудмундита и призматические арсенопирита-3 в краевой части зерна галенита; *D* — гудмундит с включением аурустибита в сростании с электрумом; *E* — гудмундит в сростании с дискразитом и электрумом; *F* — гудмундит с пирротинном, галенитом, электрумом и самородным висмутом в составе полиминерального включения в сфалерите. *A*, *E* и *F* — фотографии аншлифов (без анализатора), *B*, *C* и *D* — изображения в обратно рассеянных электронах

Ульманит NiSbS визуально похож на гудмундит, но отличается характером выделения: он встречается чаще всего в полиминеральных тонких сростках вместе с пирротинном, галенитом, фрейбергитом в краевой части относительно крупных зерен пирротина-2 или галенита и сфалерита (рис. 37). Кроме того, ульманит был отмечен вместе с галенитом в сростаниях с арсенопиритом-2. Форма выделений ульманита неправильная, размер зерен не превышает 0,05 мм.

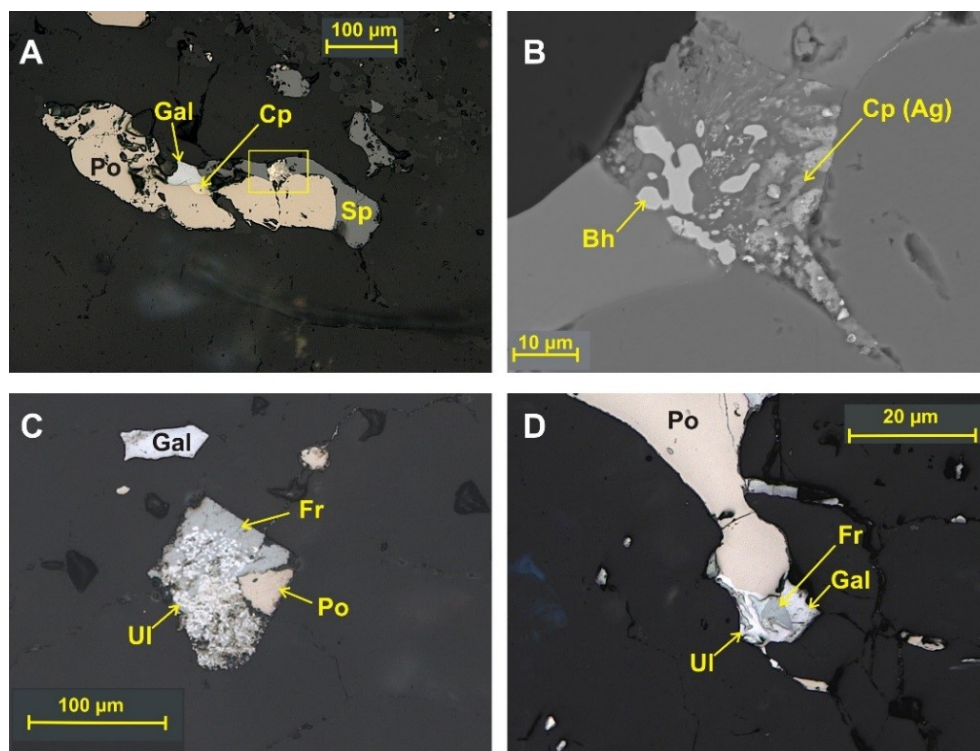


Рис. 37. Антимониды и сульфоантимониды никеля (брейтгауптит и ульманит) в рудах Оленинского месторождения:

A и *B* — брейтгауптит с серебросодержащим халькопиритом и пирротинном во включении в сфалерите; *C* — тонкое срастание ульманита с фрейбергитом; *D* — срастание ульманита с галенитом и фрейбергитом. *A*, *C*, *D* — фотографии аншлифов (без анализатора), *B* — изображение в обратно рассеянных электронах

Нисбит NiSb_2 и **брейтгауптит** NiSb , так же как и ульманит, встречаются в составе полиминеральных тонких сростков вместе с пирротинном, галенитом, фрейбергитом в краевой части зерен галенита и/или пирротина (рис. 25, 37) (см. главу 4, посвященную последовательности минералообразования). Размер зерен менее 20 мкм, от ульманита эти минералы отличаются ярко-розовым цветом.

Дискразит $\text{Ag}_{3+x}\text{Sb}_{1-x}$ ($x \sim 0,2$) — один из типичных второстепенных минералов турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов. Размер выделений дискразита достигает 1 мм, зерна ксеноморфные, реже гипидиоморфные. Встречается дискразит обычно в составе полиминеральных сростков с фрейбергитом, галенитом, сульфосолями Pb и Ag, а также с электрумом, реже с арсенопиритом и пирротинном. Отмечено замещение дискразитом электрума (рис. 38).

Особенностью состава дискразита Оленинского рудопроявления, как отмечалось нами ранее (Белолипецкий и др., 1987; Калинин, 1991), является наличие примеси золота до 17 мас. % (табл. VIII приложения 1). Физические характеристики золотосодержащего дискразита (микротвердость, спектр отражения, параметры элементарной ячейки) близки к характеристикам обычного дискразита (Белолипецкий и др., 1987; Калинин, 1991).

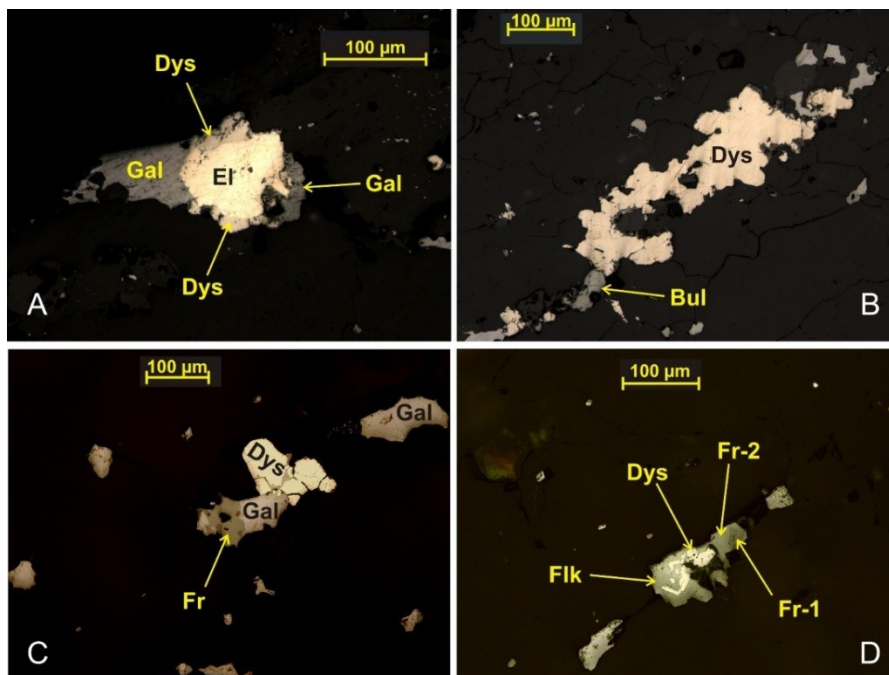


Рис. 38. Дискразит в рудах месторождения Оленинского:
A — развитие дискразита во внешней части зерна электрума в сростании с галенитом; *B*, *C*, *D* — дискразит в сростаниях с галенитом и различными сульфосолями. Фотографии аншлифов (без анализатора)

Для дискразитов характерны широкие вариации отношения $(Ag + Au) / Sb$ от 3,0 до 4,5, причем это отношение тем выше, чем выше содержание примеси золота (Калинин, 1991). Включения электрума в дискразите связаны, по всей видимости, со сбросом «излишнего» золота при развитии минерала.

Кроме золота в составе дискразитов выявлены примеси меди, свинца, редко цинка (сотые доли процента), а также серы (сотые доли процента, редко до 1 %) (табл. VIII приложения 1).

Ауростибит $AuSb_2$ весьма редок, отмечен Н. Н. Галкиным в диоксидовых метасоматитах в виде мелких включений в самородном золоте (Галкин, 2006), а нами — в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах в виде включений в гудmundите и буланжерите, которые находятся в сростании с дискразитом (рис. 36). В ауростибите установлены примеси серебра и железа (сотые доли процента) (табл. VIII приложения 1).

3.4. Сульфосоли сурьмы

*Фрейбергит*³ $(Cu, Ag)_{10}(Cu, Fe, Zn)_2Sb_4S_{13}$ — типичный второстепенный минерал в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах. Встречается в виде

³ В последнем перечне минеральных видов, утвержденном IMA в 2020 г., фрейбергит не значится как минеральный вид, но есть минерал аргентотетраэдрит с формулой $Ag_6(Cu_4Fe_2)Sb_4S_{13}$. Во избежание путаницы с терминологией в тексте сохранен прежний термин «фрейбергит» с его формулой.

ксеноморфных зерен размером до 1 мм в сростаниях с галенитом, сульфосолями свинца и серебра, дискразитом, пирротином и арсенопиритом. Фрейбергит также входит в состав полиминеральных структур кристаллизации сульфидного расплава вместе с галенитом, пирротином, антимонидами никеля.

Содержание серебра во фрейбергитах варьирует от 14 до 37 мас. %, но четко выделяется два максимума: 22–23 мас. % Ag у фрейбергита-1 и 33–34 мас. % Ag у фрейбергита-2 (рис. 39, табл. IX приложения 1), что примерно соответствует 4 и 6,5 единицам в формуле минерала.

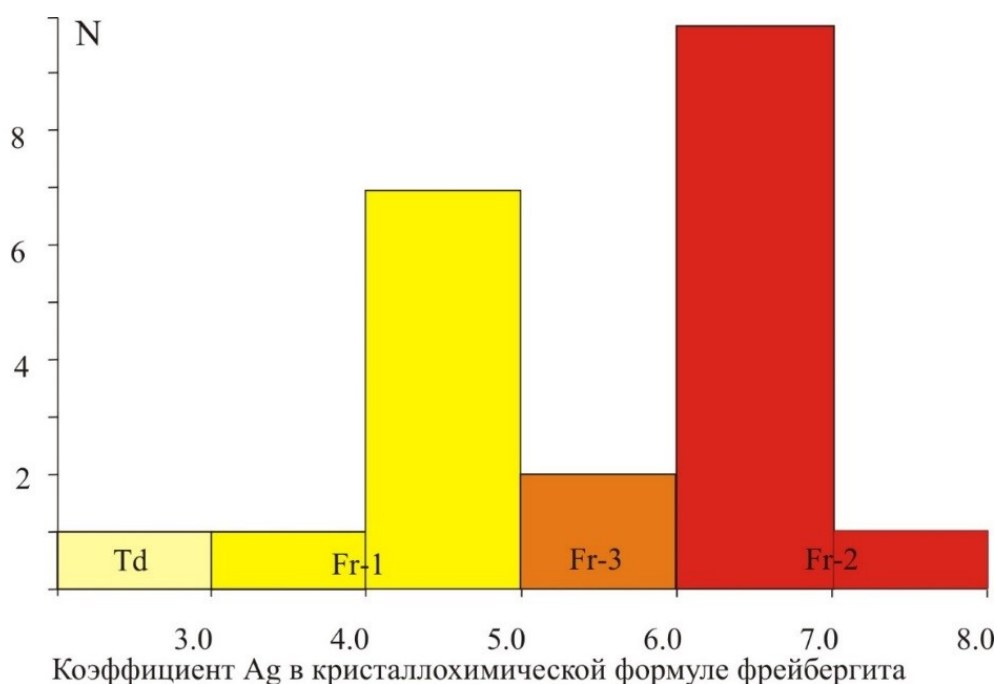


Рис. 39. Гистограмма состава фрейбергитов

Для фрейбергита-1 характерна ассоциация с галенитом и сульфосолями свинца — буланжеритом и фалькманитом, для фрейбергита-2 — с галенитом и минералами серебра — диафоритом, дискразитом, пираргиритом. В тех зернах, где присутствуют обе разновидности фрейбергитов, видно, что фрейбергит с более высоким содержанием серебра формировался позже (рис. 40, А).

В тонких структурах кристаллизации сульфидного расплава встречаются обе разновидности фрейбергита, а также фрейбергит с содержанием серебра 29–30 мас. % (фрейбергит-3), причем все три различных по составу фрейбергита могут встречаться в пределах одного зерна (рис. 40, D). Отсутствие признаков замещения фрейбергитами разного состава друг друга свидетельствует, что в ряду замещения меди серебром в составе минерала есть такие отношения Cu / Ag, при которых минерал более устойчив. Все фрейбергиты содержат примеси железа (от 2 до 5 %) и цинка (от десятых долей процента до 3 %), при этом железо преобладает над цинком. Из других примесей отмечены свинец и золото (сотые доли процента).

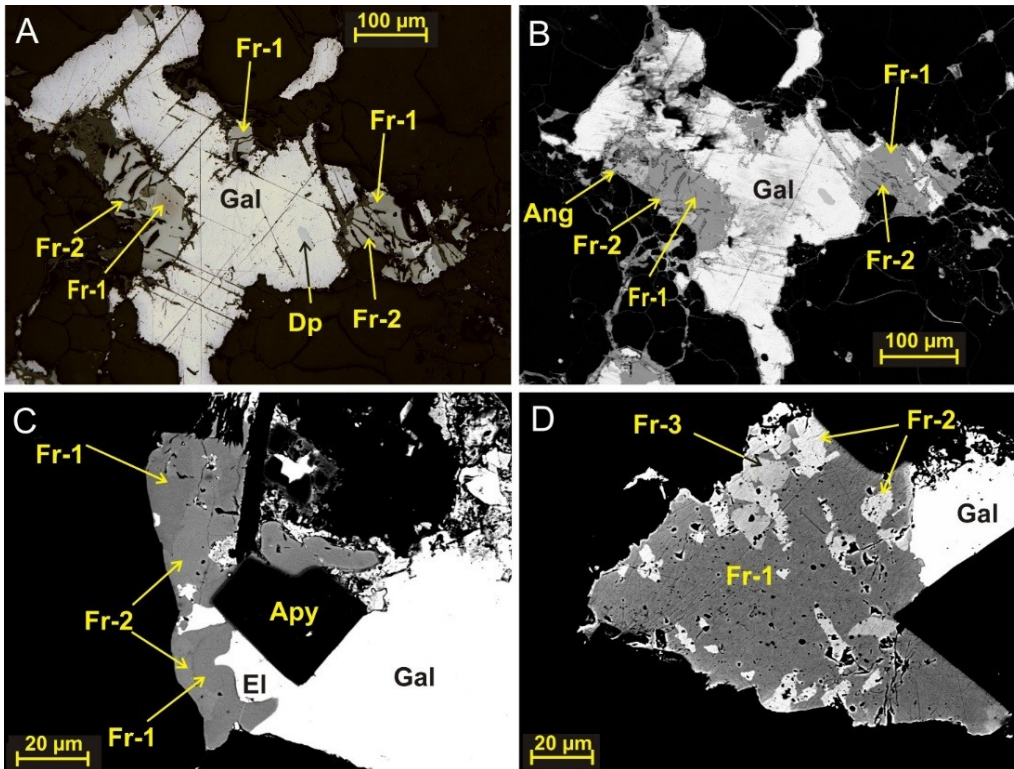


Рис. 40. Срастания фрейбергитов разного состава в рудах Оленинского месторождения: *A* — фотография аншлифа (без анализатора); *B* (то же зерно, что и на рис. 40, *A*), *C* и *D* — изображения в обратно рассеянных электронах

Из общего ряда выпадает одно зерно из срастания с галенитом и менегинитом, в котором содержание серебра наиболее низкое (14 %), цинк преобладает над железом, присутствует примесь мышьяка 3,5 %. Этот минерал следует отнести к тетраэдриту-Zn.

Полибазит $[Ag_9CuS_4] [(Ag, Cu)_6(Sb, As)_2S_7]$ упомянут в составе минерализации Оленинского рудопоявления еще в самой первой публикации об этом рудном объекте (Рожков, Жаднова, 1972), однако никаких анализов, подтверждающих диагностику минерала, до последнего времени не приведено. Нами предположительно полибазит установлен в виде полиминеральных включений вместе с электрумом, фрейбергитом, галенитом, халькопиритом в арсенопирите-2, размер включений менее 15 мкм (рис. 41).

Кроме того, полибазит был отмечен в виде тонкой каймы вокруг зерна пирротина в срастании с электрумом, при этом полибазит развивается только по пирротину. Анализ при помощи энергодисперсионного спектрометра показал наличие в минерале, кроме Cu (3–7 мас. %), примеси Fe (0,5–3 %) (табл. X приложения 1).

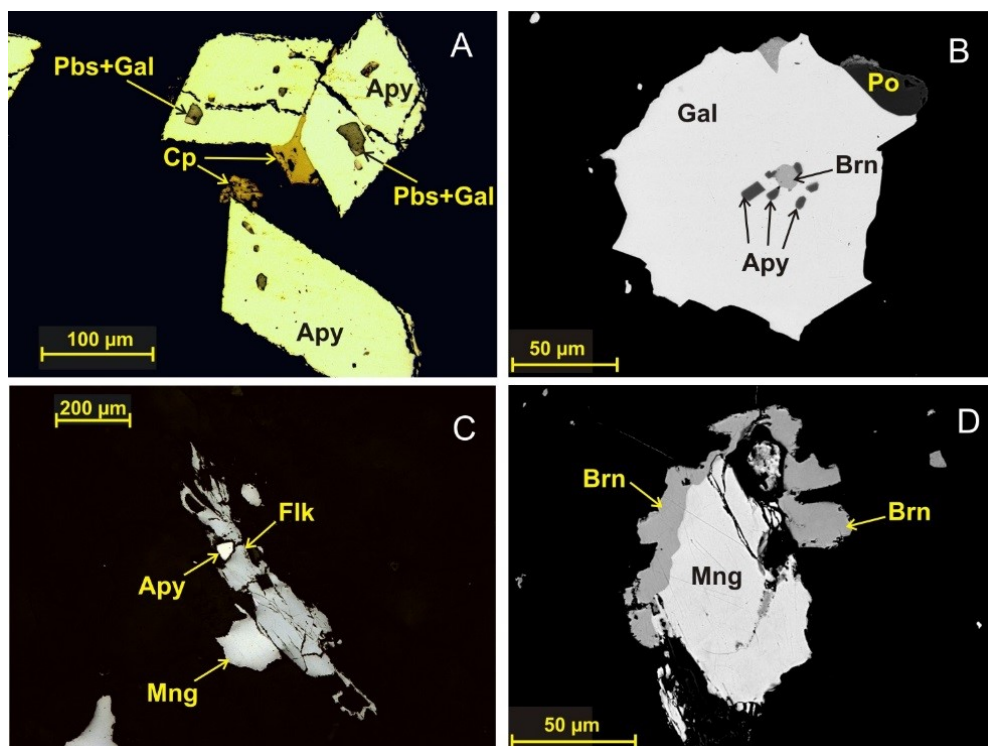


Рис. 41. Полибазит (A), бурнонит (B), менегинит (C, D) в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах. A и C — фотографии аншлифов (без анализатора), B и D — изображения в обратно рассеянных электронах

Бурнонит $PbCuSbS_3$ — также один из редких минералов месторождения. Отмечен в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах в виде каймы, развивающейся по менегиниту (это зерно проанализировано на САМЕСА, табл. XI приложения 1) или по арсенопириту-2; в свою очередь, бурнонит замещается англезитом. Кроме того, бурнонит встречается в виде включения округлой формы в галените, где по галениту и бурнониту развивается арсенопирит-3 (рис. 41, D).

Менегинит $Pb_{13}CuSb_7S_{24}$ — один из редких минералов, установленный в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах. Был отмечен в сростаниях с семсеитом, фрейбергитом и арсенопиритом-3, а также с бурнонитом (арсенопирит-3 и бурнонит — более поздние) (рис. 41).

Зерна менегинита ксеноморфные, размером до 0,4 мм. Минерал содержит незначительные примеси железа и в одном случае серебра (0,2 %) (табл. XI приложения 1).

Буланжерит $Pb_5Sb_4S_{11}$, **фалькманит** $Pb_3Sb_2S_6$ и **семсеит** $Pb_9Sb_8S_{21}$ — минералы, близкие по составу и оптическим характеристикам, но отличающиеся соотношением PbS / Sb_2S_3 , которое составляет 9/8 у семсеита, 5/4 у буланжерита и 3/2 у фалькманита. Соответственно, содержание свинца в семсеите 51–53 мас. %, в буланжерите — 54–55 % и в фалькманите — 56–57 % (табл. XII приложения 1). Для этих минералов характерны сростания, прежде всего, с галенитом, затем с другими сульфосолями, пирротинном, арсенопиритом, дискразитом.

Буланжерит встречается в виде ксеноморфных зерен мелкоблочного строения, часто развивается в виде каймы по галениту (рис. 42).

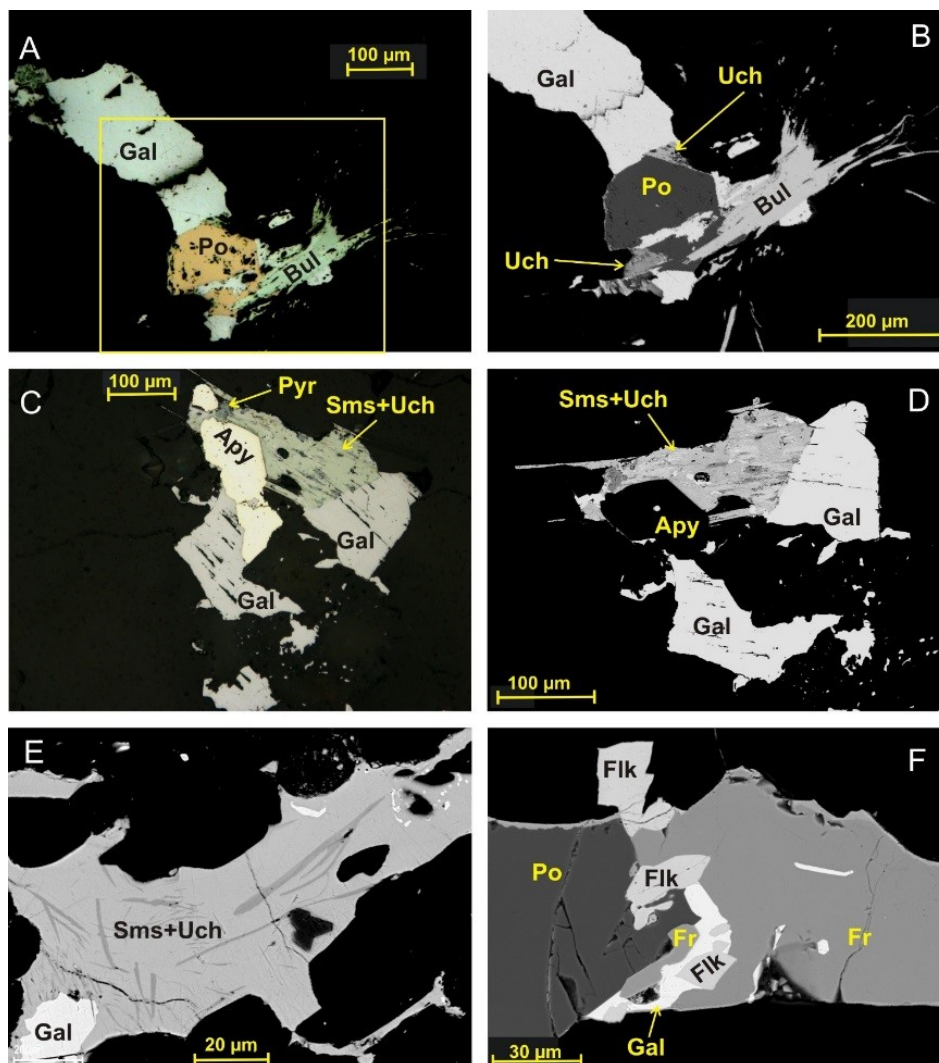


Рис. 42. Буланжерит, семсеит и фалькманит в сростаниях с галенитом и сульфосолями серебра:
A и *C* — фотографии шлифов (без анализатора); *B*, *D*, *E*, *F* — изображения в обратно рассеянных электронах

Для фалькманита и семсеита характерны пластинчатые зерна размером до 0,3 мм.

Семсеит нередко ассоциирует с минералами серебра — учукчакуаитом, рамдоритом и физелиитом, и в таком семсеите установлены примеси серебра до 0,7 %, а также Sn (до 0,16 %) (табл. XII приложения 1).

Овихиит $Ag_3Pb_{10}Sb_{11}S_{28}$ образует сростания с галенитом, фрейбергитом, буланжеритом, фалькманитом, учукчакуаитом, арсенопиритом-2 (рис. 43). Зерна овихиита удлиненные, пластинчатые, реже ксеноморфные, размером до 0,2 мм.

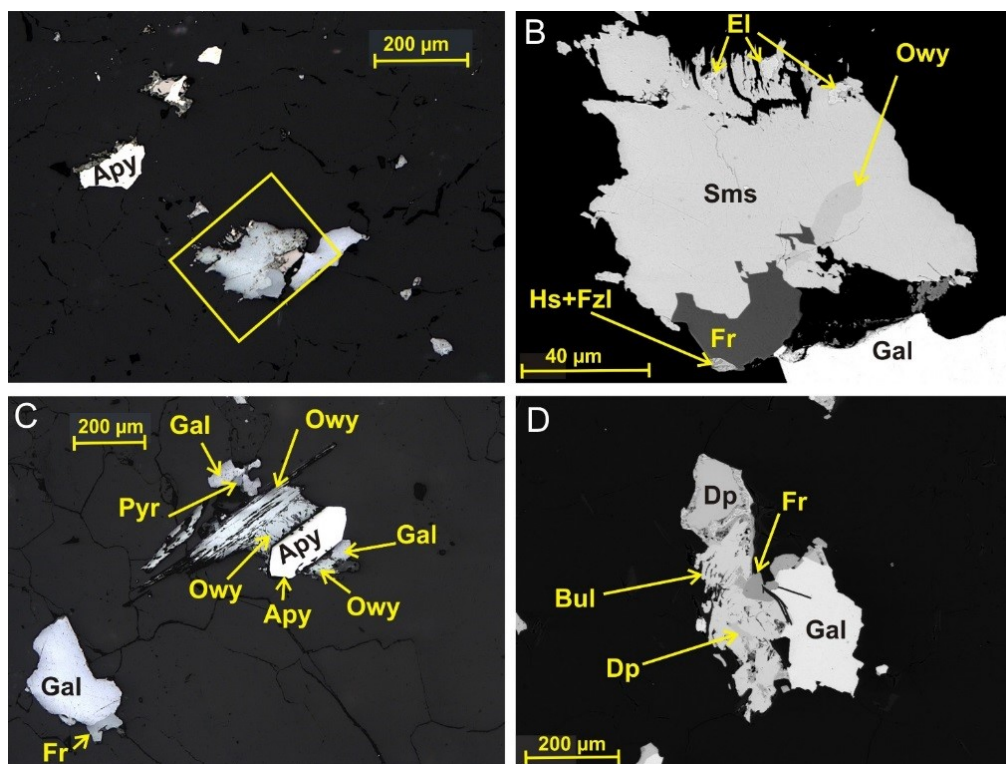


Рис. 43. Овихит (*A–C*) и диафорит (*D*) в сростаниях с галенитом и сульфосолями Pb и Ag. *A* и *C* — фотографии шлифов (без анализатора), *B* и *D* — изображения в обратно рассеянных электронах

В овихите установлены примеси меди (до 0,7 %) и железа (сотые доли процента) (табл. XI приложения 1).

Диафорит $Ag_3Pb_2Sb_3S_8$ встречается в ассоциации с галенитом и пираргиритом, реже с фрейбергитом и буланжеритом. Выделения диафорита ксеноморфные, размером до 0,2 мм, часто окружены каймой с субграфическим сростанием диафорита с пираргиритом и галенитом (рис. 43). Относительно часто встречаются включения диафорита в галените, реже в арсенопирите.

Состав диафорита отличается от стехиометрического некоторым недостатком серебра. В минерале отмечены примеси золота (до 0,3 %), меди (до 0,1 %) и железа (сотые доли %) (табл. XI приложения 1).

Рамдорит, учукчакуаит и физелиит — изоструктурные минералы группы андорита с общей формулой $AgM^{2+}Pb_3Sb_5S_{12}$, где M^{2+} — двухвалентные катионы, представленные Pb^{2+} в физелиите, Cd^{2+} в рамдорите и Mn^{2+} в учукчакуаите (Nespolo et al., 2012; Yang et al., 2011).

Двухвалентные металлы (железо, марганец и кадмий) в сумме занимают от 28 до 100 % соответствующей позиции в кристаллической решетке минералов, дефицит восполняется серебром (реже свинцом и сурьмой), и чем ниже содержание двухвалентных металлов, тем выше содержание серебра. В целом для минералов рассматриваемой группы характерен некоторый избыток металлов по отношению к сере (табл. XIII приложения 1).

Учукчакуаит $\text{Ag}(\text{Mn}, \text{Fe})\text{Pb}_3\text{Sb}_5\text{S}_{12}$ образует пластинчатые кристаллы чаще всего в сростаниях с семсеитом (рис. 44), галенитом, реже встречаются отдельные зерна в кварце.

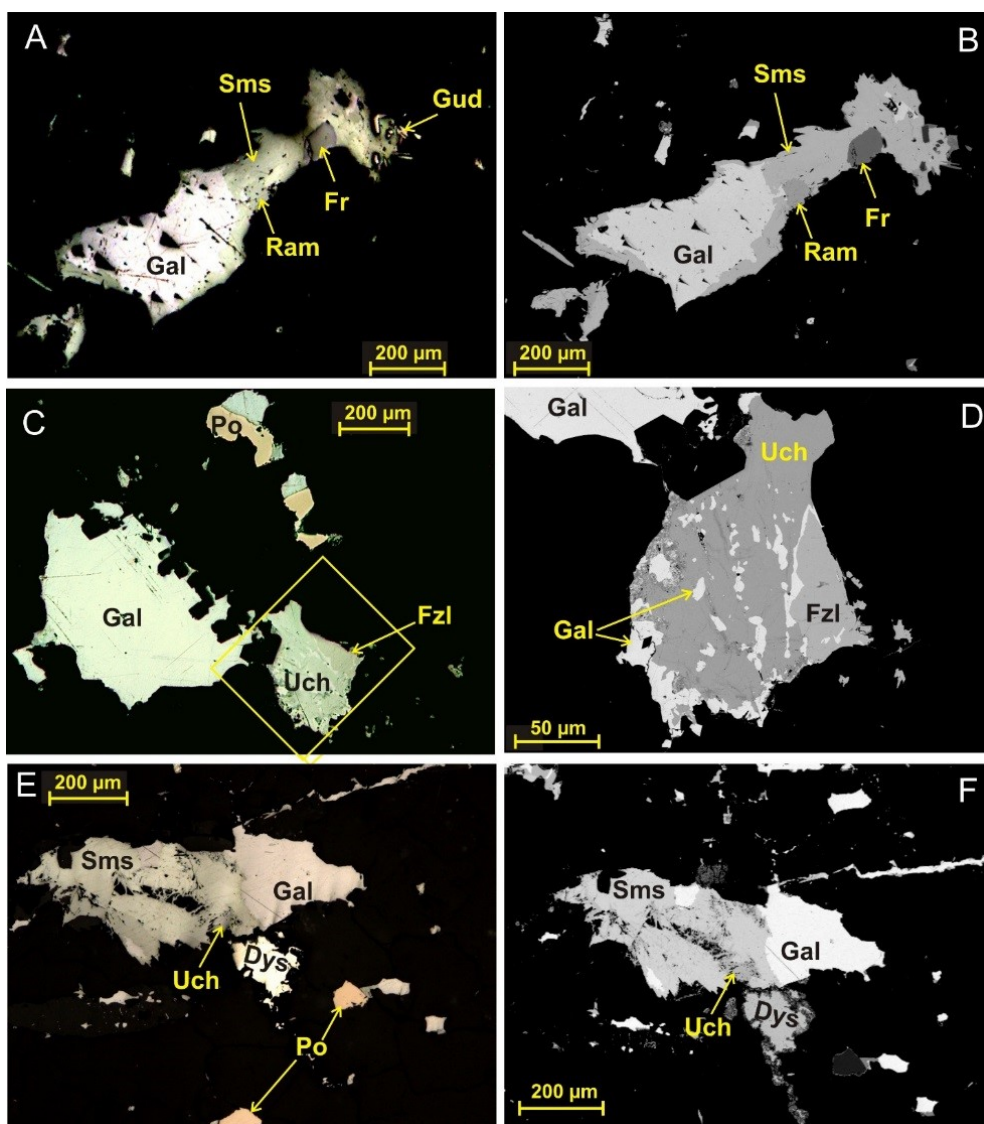


Рис. 44. Минералы группы андорита (рамдорит, учукчакуаит и физелиит) в сростаниях с галенитом, сульфосолями и дискразитом:
A, C, E — фотографии шлифов (без анализатора); *B, D* и *F* — те же зерна, что и на фото слева, изображения в обратно рассеянных электронах

В учукчакуаите в 50 % случаев основным в позиции M^{2+} является марганец, и еще в 50 % преобладает железо (Калинин и др., 2017). При этом во всех проанализированных зернах учукчакуаита содержание Fe выше, чем было известно в этом минерале ранее. Таким образом, можно говорить о новой железистой разновидности учукчакуаита.

Рамдорит $Pb_{5,9}Fe_{0,1}Mn_{0,1}In_{0,1}Cd_{0,2}Ag_{2,8}Sb_{10,8}S_{24}^4$ отмечен в виде прямоугольной или овальной формы включений в галените, размер включений не превышает 15 мкм, кроме того, встречается в сростаниях с семсеитом (рис. 44). В рамдорите кадмий лишь в одном случае выступает в качестве единственного элемента в позиции M^{2+} (табл. XIII приложения 1), еще в двух рамдоритах есть примеси Fe и Mn.

Физелиит $Ag_5Pb_{14}Sb_{21}S_{48}^5$, как и учукчакуаит, образует пластинчатые зерна в сростании с галенитом, семсеитом, фрейбергитом размером до 0,1 мм либо формирует включения в галените (рис. 44, 45). В некоторых зернах физелиита отмечена эмульсионная вкрапленность галенита. Состав физелиита отличается от стехиометрического небольшим дефицитом свинца и избытком серебра, характерно присутствие примесей Fe, Mn, Cd (табл. XIII приложения 1).

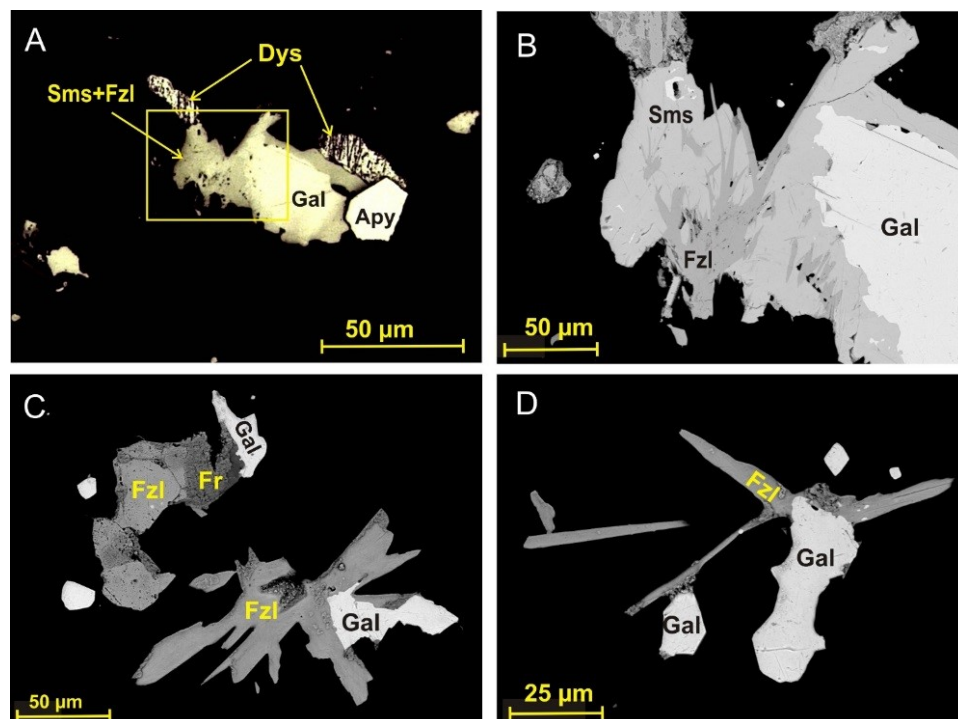


Рис. 45. Физелиит в сростании с галенитом, фрейбергитом, семсеитом:
A — фотография аншлифа (без анализатора); *B*, *C* и *D* — изображения в обратно рассеянных электронах

Пираргурит Ag_3SbS_3 — второстепенный минерал турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов. Встречается обычно в ассоциации с галенитом,

⁴ Формула рамдорита здесь приведена в соответствии с перечнем минеральных видов, утвержденным IMA в 2020 г., а не согласно упомянутым выше публикациям (Nespolo et al., 2012; Yang et al., 2011).

⁵ Формула физелиита здесь приведена в соответствии с перечнем минеральных видов, утвержденным IMA в 2020 г., а не согласно упомянутым выше публикациям (Nespolo et al., 2012; Yang et al., 2011).

сульфосолями свинца, свинца и серебра, с фрейбергитом, англезитом, реже с пирротином-2 (рис. 46).

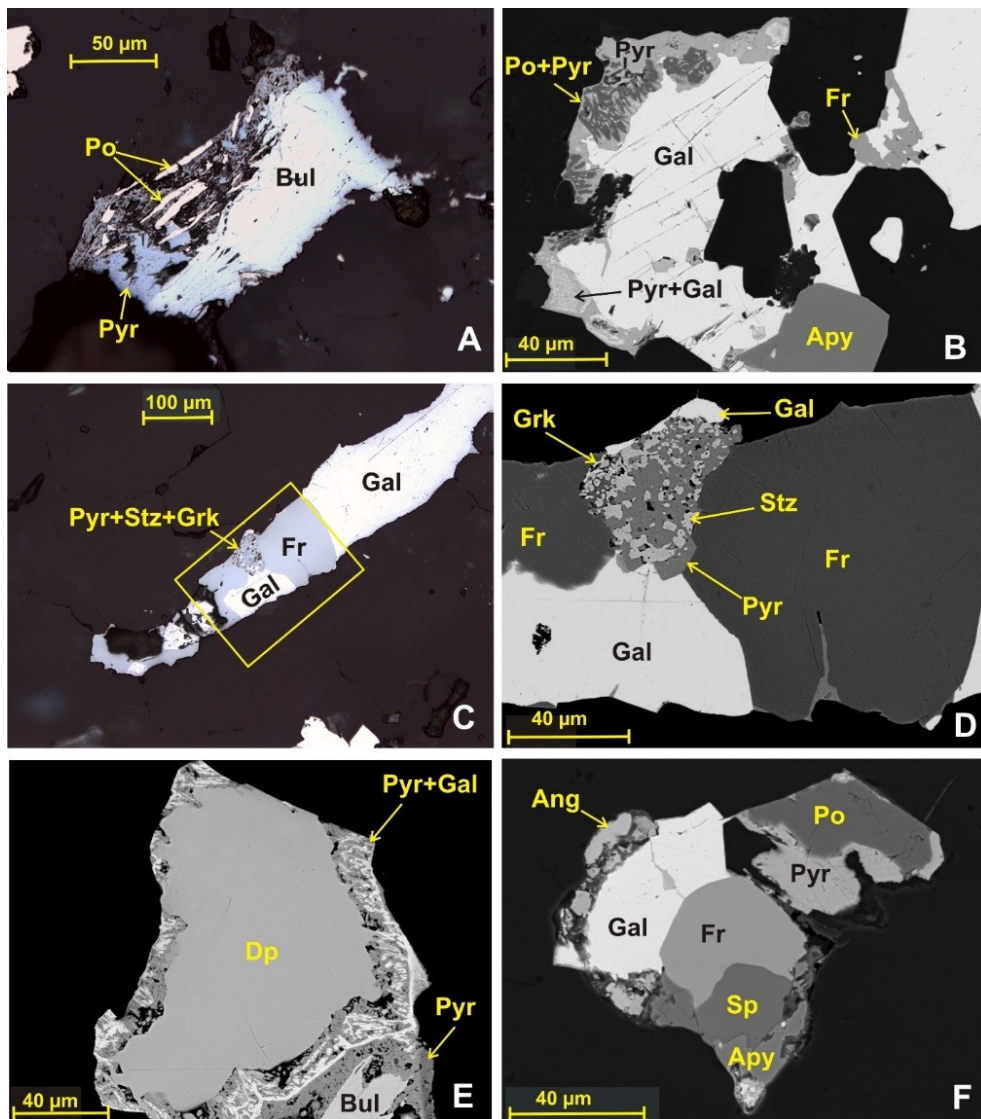


Рис. 46. Пираргирит в рудах месторождения Оленинского:
A–E — пираргирит в тонких сростаниях с галенитом, фрейбергитом, пирротином и др.; *F* — кайма пираргирита по пирротину-2. *A* и *C* — фотографии аншлифов (без анализатора), *B* и *D–F* — изображения в обратно рассеянных электронах

Пираргирит — более поздний, чем указанные минералы, и нередко обрастает сульфиды в виде каймы. Такая кайма может состоять собственно из пираргирита (рис. 46, *F*) или представлять собой тонкое сростание пираргирита с галенитом и диафоритом (такие каймы развиваются вокруг диафорита, рис. 46), пираргирита с пирротином (развивается вокруг пирротина), пираргирита с англезитом (вокруг зерен галенита).

В свою очередь, пираргирит замещается акантитом. Встречаются также отдельные ксеноморфные зерна пираргирита размером до 0,3 мм.

Стефанит Ag_5SbS_4 — минерал, близкий по составу к пираргириту и отличающийся соотношением $\text{Ag}_2\text{S} / \text{Sb}_2\text{S}_3$, которое равно 5/1 (у пираргирита это отношение составляет 3/1, у миаргирита 1/1). В рудах Оленинского месторождения стефанит редок, отмечен в виде изолированного в кварце зерна размером $\sim 15 \times 30$ мкм вблизи крупного зерна сфалерита, а также в виде каймы по галениту (рис. 47).

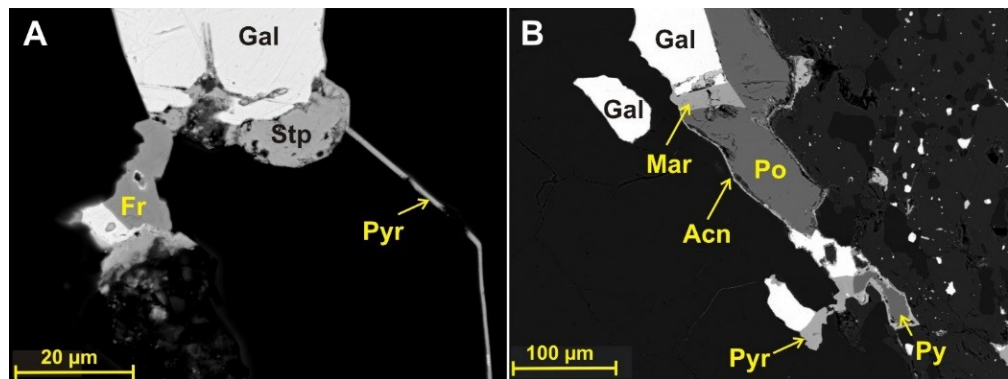


Рис. 47. Стефанит (слева) и миаргирит (справа), замещающие галенит. Изображения в обратно рассеянных электронах

Стефанит отличается от пираргирита отсутствием внутренних рефлексов и цветом. В составе минерала установлена небольшая примесь Fe (табл. XIII приложения 1).

Миаргирит AgSbS_2 установлен на границе галенита и пирротина: зерно размером $\sim 25 \times 10$ мкм, по форме близкое к пластинчатому, замещает галенит (рис. 47). Известна также кубическая высокотемпературная полиморфная модификация соединения с таким же составом — кубоаргирит. Данный минерал назван миаргиритом, поскольку он отчетливо анизотропный, хотя для точной диагностики минерального вида нужен рентгеновский анализ.

3.5. Сульфосоли мышьяка

Прустит Ag_3AsS_3 (возможно, ксантоконит, рентгеновский анализ минерала не выполнялся) — мышьяковый аналог пираргирита — в одном случае был обнаружен в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах вместе с пираргиритом, галенитом, семсеитом, пирротинном в виде неправильной формы выделения размером менее 10 мкм. В другом случае гипидиоморфное зерно прустита размером менее 100 мкм с включением гессита в ассоциации с арсенопиритом, пиритом, галенитом и акантитом установлено в кварцевых метасоматитах, где видно, что прустит замещает арсенопирит (рис. 48).

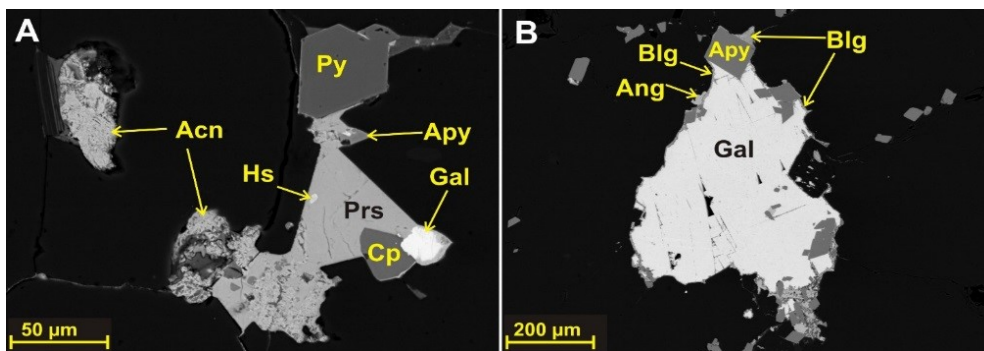


Рис. 48. Сульфосоли мышьяка в рудах Оленинского месторождения. Прустит в составе минерализации кварцевых метасоматитов (А), биллингслейит, развивающийся вместе с англезитом по галениту и арсенопириту (В). Изображения в обратно рассеянных электронах

Аналогично пираргириту, прустит неустойчив под лучом зонда, и содержание серебра в минерале оказывается завышенным (табл. X приложения 1).

Биллингслейит $Ag_7(Sb,As)S_6$ вместе с англезитом и реликтовым галенитом отмечен в каймах, окружающих арсенопирит и галенит, и по границе арсенопирита и галенита. Зерна биллингслейита размером до 15 мкм, пористые (рис. 48). Состав минерала из рудопоявления Оленинского характеризуется преобладанием мышьяка над сурьмой (As занимает 88–91 % соответствующей атомной позиции), некоторым дефицитом серы и наличием примесей свинца (5–7 %), а также меди и железа (десятые доли процента) (табл. XIII приложения 1).

Дервиллит Ag_2AsS_2 обнаружен в составе сложного полиминерального образования вместе с ютенбогардтитом, акантитом, окисными соединениями железа, серебра, мышьяка и реликтовым арсенопиритом. Дервиллит развивается в виде прерывистой каймы мощностью около 5 мкм вокруг центрального ядра, сложенного арсенопиритом и недиагностированными сульфидами железа и серебра, и, в свою очередь, окружен каймой кислородных соединений. Минерал содержит примеси меди, железа, а также сурьмы (табл. XIII приложения 1).

3.6. Теллуриды и сульфотеллуриды

Гессит Ag_2Te — редкий рудный минерал турмалин-арсенопирит-кварцевых и кварцевых метасоматитов, на Оленинском месторождении это наиболее распространенный минерал из теллуридов. Обычно гессит ассоциирует с электрумом и/или дискразитом, а также с галенитом и сульфосолями серебра — фрейбергитом, физелиитом и пираргиритом, выделяется в краевой части зерен этих минералов в виде ксеноморфных зерен преимущественно менее 10 мкм, редко до 50 мкм (рис. 49). В кварцевых метасоматитах отмечены также отдельные зерна гессита размером около 50 мкм.

Состав гессита, как правило, близок к стехиометрическому, присутствует небольшая примесь серы (до 0,4 %), а также золота, сурьмы, мышьяка, таллия (табл. V приложения 1).

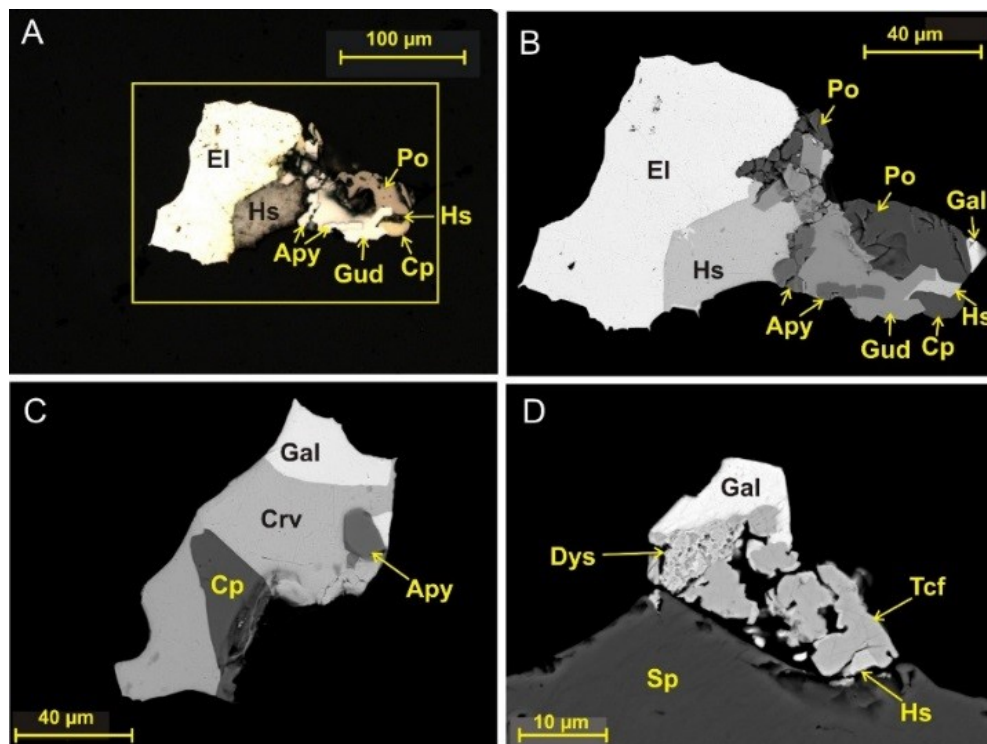


Рис. 49. Теллуриды серебра в рудах Оленинского месторождения:

A и *B* — гессит в сростании с электрумом, гудмундитом, арсенопиритом-3, халькопиритом и пирротинном; *C* — кервеллеит с халькопиритом, галенитом и арсенопиритом; *D* — канфилдит-Те («теллуроканфилдит») с гесситом, дискразитом, галенитом в краевой части зерна сфалерита. *A* — фотография аншлифа (без анализатора), *B–D* — изображения в обратно рассеянных электронах

Штютцит $Ag_{5-x}Te_3$ отмечен в виде включения в арсенопирите-2, кроме того, в составе полиминерального сростания в структуре кристаллизации сульфидного расплава вместе с пираргиритом, англезитом и гринокитом во фрейбергите (рис. 46, *C*, *D*). Размер выделений до 5 мкм, качественным анализом в штютците выявлены примеси серы, меди, железа, а также кадмия около 3 мас. % (табл. X приложения 1).

Петцит Ag_3AuTe_2 установлен в краевой части зерна электрума в составе полиминерального агрегата с гесситом и недиагностированными теллуридами серебра и висмута, размер выделения около 5 мкм.

Калаверит $AuTe_2$ также обнаружен в краевой части зерна электрума в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах на границе между зерном электрума и ковеллином, размер выделения менее 5 мкм.

Кервеллеит Ag_4TeS в виде ксеноморфного зерна размером около 0,1 мм установлен в сростании с галенитом, арсенопиритом и халькопиритом в кварцевом прожилке в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах (рис. 49). Минерал очень неустойчив под лучом зонда, происходит интенсивное перераспределение элементов, в первую очередь изменяется содержание серебра и примеси сурьмы, поэтому в табл. V приложения 1 результаты анализа

приведены к 100 %. В другом случае кервеллеит был отмечен в краевой части зерна гессита, в этом минерале качественным анализом обнаружена примесь золота.

Канфилдит-Te $Ag_8Sn(Te,S)_6$ отмечен в составе полиминерального обособления, состоящего из галенита, дискразита, гессита и богатого теллуrom канфилдита (рис. 49), в краевой части крупного зерна сфалерита. Выделение канфилдита-Te гипидиоморфное, размером около 10 мкм. Кристаллохимическая формула минерала близка к стехиометрической по соотношению элементов, но в анионной части теллур преобладает над серой (табл. X приложения 1). Диагностика минерала подтверждена рамановской спектроскопией (А. В. Чернявский, устное сообщение, 2017).

3.7. Самородные металлы

Висмут — относительно редкий минерал в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах. Отмечается чаще всего на границе гудмундита и галенита, реже пирротина и галенита, образует мелкие (3–10 мкм) гипидиоморфные выделения (рис. 36, 50, *A, B*), примеси в составе этого висмута отсутствуют. Кроме того, самородный висмут был отмечен во включении в электруме, этот висмут содержит примесь Sb свыше 2 мас. % (табл. X приложения 1).

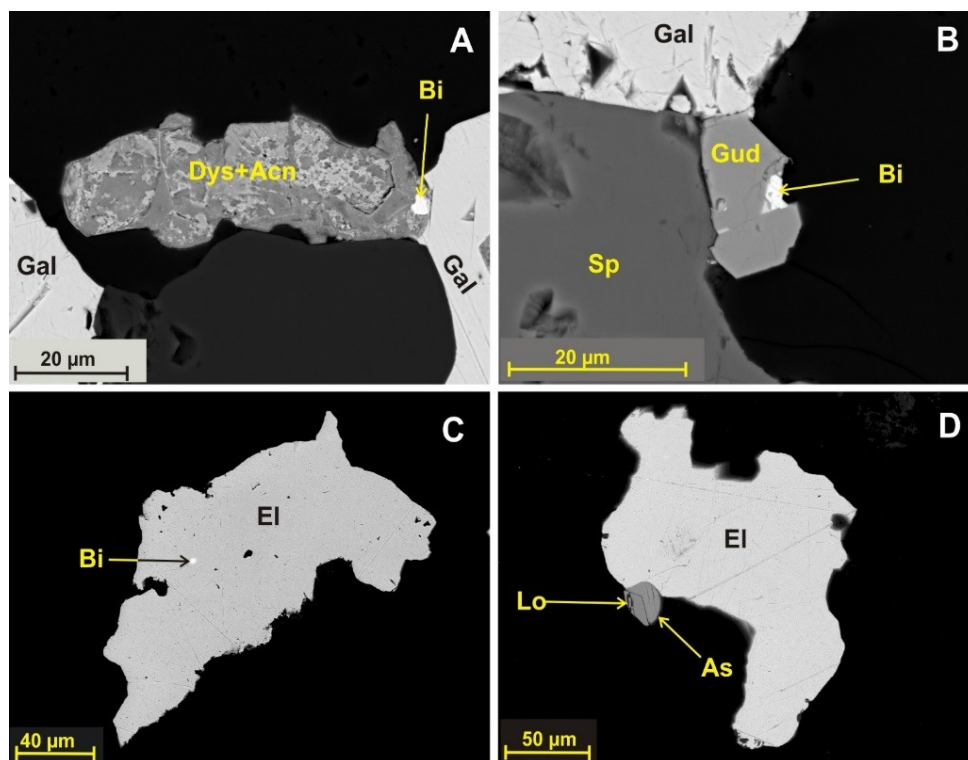


Рис. 50. Самородный висмут (*A–C*) и мышьяк (*D*) в рудах Оленинского месторождения. Изображения в обратно рассеянных электронах

Самородный мышьяк обнаружен в краевой части зерна электрума (рис. 50, *D*). Размер выделения самородного мышьяка около 15 мкм, форма зерна округлая, но с вростком лёллингита ромбической формы. В составе минерала установлены примеси сурьмы (2,5 %), серы и железа (десятые доли процента).

Минералы ряда золото — серебро по составу формируют практически полный ряд от самородного серебра до высокопробного (950) золота⁶.

Можно различить пять химико-морфологических типов минералов ряда по форме выделения, характеру сростания с другими минералами и химическому составу.

Первый тип — высокосеребристый электрум (25,5–31,3 мас. % Au) — встречается в диоксидовых и биотитовых метасоматитах в ассоциации с лёллингитом и арсенопиритом (рис. 35, 51). Выделения электрума приурочены непосредственно к границе лёллингита и замещающего его арсенопирита. Размер выделений золотистого серебра достигает 0,2 мм.

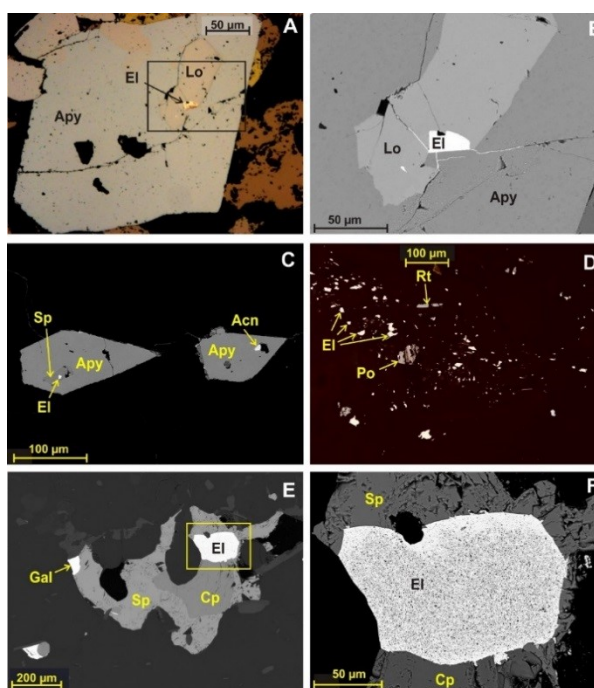


Рис. 51. Самородные металлы ряда Au — Ag:

A и *B* — электрум-1 на границе лёллингита и арсенопирита; *C* — включения электрума-2 в арсенопирите-2; *D* — мелкие зерна электрума-2 вместе с пирротином в реликте хлоритизированного амфиболита в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах; *E-F* — электрум-2 с халькопиритом и сфалеритом; *F* — микровключения кварца в электруме-2. *A* и *D* — фото шлифов (без анализатора), *B*, *C*, *E*, *F* — изображения в обратно рассеянных электронах

⁶ При характеристике состава самородных металлов ряда золото — серебро использована терминология по (Boyle, 1979): высокопробное золото — пробность 1000–700 ‰, электрум — 700–250 ‰, кюстелит 250–100 ‰, самородное серебро — 100–0 ‰ (массовых промилле).

Пластичный электрум «отжимается» из включения по микротрещинам в арсенопирите и лёллингите (рис. 51, *A, B*), иногда достигает краев кристалла, образуя «конусы выноса» на границе с силикатами (Калинин, 2018; Калинин и др., 2017).

Второй тип — электрум с содержанием Au 33–77 мас. % — отмечается в полиминеральных агрегатах вместе с гудмундитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, дискразитом, сурьмяными сульфосолями серебра и свинца.

Размер выделений достигает 0,25 мм (рис. 51, *E, F*). Судя по взаимоотношениям электрума второго типа с другими минералами, он формировался близкоодновременно со сфалеритом и галенитом, но до дискразита, поскольку отмечено замещение зерен электрума дискразитом и арсенопиритом-3 (рис. 34, 38).

Третий тип — включения электрума в дискразите, это неправильной формы выделения размером до 0,1 мм в центральной части зерен дискразита (рис. 36). В проанализированном выделении электрума этого типа содержание золота составило 38 мас. %, в то время как во вмещающем его дискразите 12 % Au. Появление включений золота в дискразите, скорее всего, обусловлено ограниченной изоморфной емкостью дискразита по отношению к золоту.

Четвертый тип — переотложенное золото средней (электрум) и высокой пробы (до 87–95 % Au) — отмечается в окварцованных амфиболитах в межзерновом пространстве кварца и силикатов, иногда в срастаниях с пирротином (рис. 21) и арсенопиритом. Преобладающий размер зерен до 0,1 мм, но может достигать 4 мм. Это преимущественно зерна неправильной формы, встречаются также октаэдрические и кубоктаэдрические кристаллы (Галкин, 2006).

Пятый тип — самородное серебро (до 7 мас. % примеси Au) в зоне окисления серебросодержащих руд, этот минерал был описан нами ранее (Белолипецкий и др., 1987; Калинин, 1991). Размер выделений серебра не превышает десяти микрон.

Первый и четвертый типы интерметаллидов ряда Ag — Au распространены в пределах всего рудопроявления, второй, третий и пятый типы характерны только для тех участков, где развивается сурьмяно-серебряная минерализация.

Выделенные типы интерметаллических соединений золота и серебра отличаются по отношению золота к серебру, которое повышается от первого типа (высокосеребристый электрум) к четвертому (средне- и высокопробное золото). Для зерен электрума второго типа характерен наиболее широкий интервал содержаний благородных металлов, при этом нередко отмечается зональность в распределении серебра, сурьмы и золота. Чаше серебром и сурьмой обогащены внешние зоны зерен, хотя отмечалось и обратное соотношение, а также «микропрожилки» обогащенной Au фазы в относительно бедной золотом (рис. 52). Что касается примесей, то во всех проанализированных зернах электрума разных типов наиболее существенной примесью является сурьма, содержание которой составляет от десятых долей процента до 2,5 мас. % (в зернах золота четвертого типа сурьма не определялась). Кроме сурьмы в виде примесей отмечены железо, мышьяк, редко медь и сера (сотые доли процента, редко до 1 %) (табл. XIV, XV приложения 1).

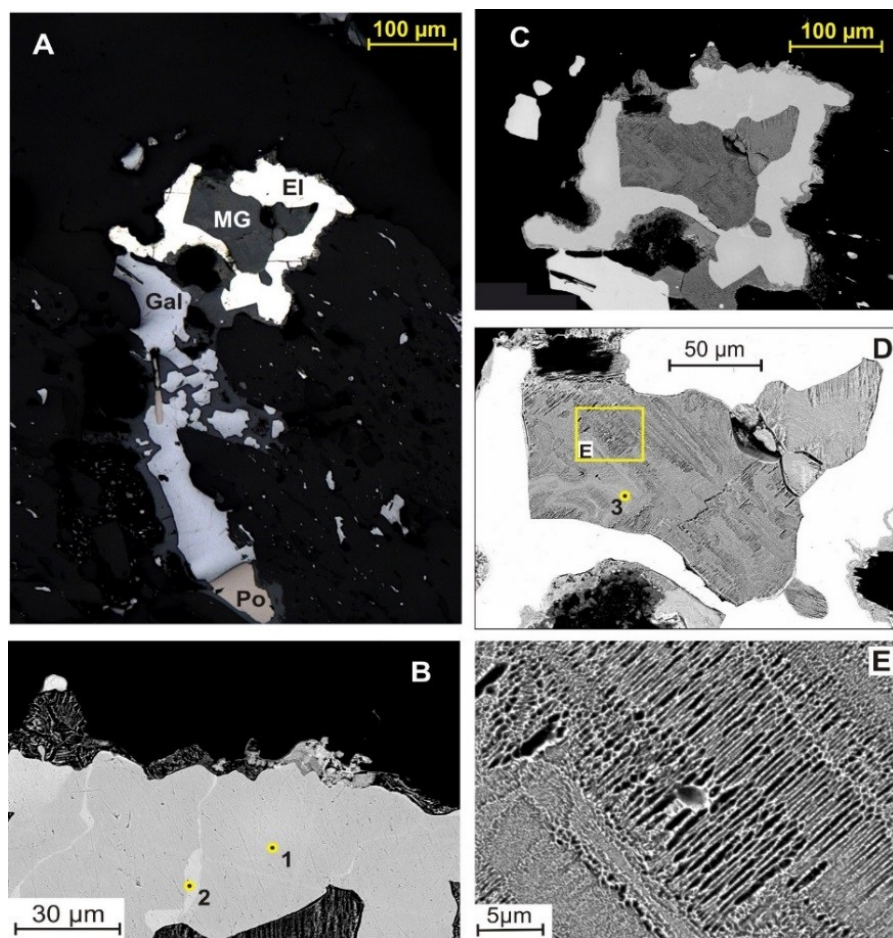


Рис. 52. Горчичное золото в центральной части зерна электрума:
A — фото аншлифа (без анализатора); *B–E* — изображения в обратно рассеянных электронах: *B* — неоднородность состава электрума, свидетельствующая о перераспределении Au и Ag после рудоотложения, *C* — то же зерно электрума и горчичного золота, центральная часть, *D* и *E* — ячеестое блочное строение горчичного золота при разном увеличении. Указаны точки анализа вещества, результаты анализа приведены в табл. XVI, XVII приложения 1

Отдельно следует рассмотреть так называемое горчичное золото, которое представляет собой тонкое срастание электрума с другими, часто не содержащими золото, фазами.

Горчичное золото формируется в зоне гипергенеза золоторудных месторождений при окислении и разложении содержащих золото минералов — теллуридов, антимонидов, реже интерметаллидов. Оно представляет собой ажурную тончайшую решетку из частиц (глобул) золота с порами исключительно мелкого размера (нередко менее 1 мкм), заполненными чаще всего кислородными соединениями Fe, Te, Pb, Cu, Au, Ag, Sb, Hg (Кудаева, Андреева, 2014; Гамянин и др., 1987; Okrugin et al., 2014). То есть горчичное золото — это многофазное гетерогенное минеральное образование. Свое название оно получило благодаря цвету, варьирующему от желто-коричневого

до кирпично-красного, который обусловлен заполняющими ячейки гидроокислами железа, а также благодаря землистой, рыхлой текстуре.

Выделения горчичного золота, как правило, ассоциируют с самородным золотом: горчичное золото нарастает на поверхность золотин, образует вроски в них либо обрастает поздним высокопробным золотом; впрочем, отмечаются также самостоятельные зерна горчичного золота (Гамянин и др., 1987; Кудалева, Андреева, 2014).

На Оленинском месторождении горчичное золото было выявлено в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах с золото-серебряно-сурьмяной минерализацией в образцах, отобранных с полотна канав, а также из рыхлого материала, перекрывающего коренные породы.

Горчичное золото на Оленинском месторождении развивается за счет электрума, содержащего примесь сурьмы 1–3 мас. % (Kalinin et al., 2019a; Калинин и др., 2020), а не за счет теллуридов, что более характерно для этого минерального образования в других месторождениях. Как известно, в приповерхностных низкотемпературных условиях серебро более подвижный металл, чем золото, и может быть мобилизовано из золотосеребряных сплавов в кислотных условиях в виде комплексных соединений с Cl^- или Br^- (Пальянова, Колонин, 2007; Пальянова, 2008). В исходных зернах электрума на месторождении отношение Au / Ag составляет обычно $\sim 1/3$. При выносе серебра и остаточном обогащении золотом образуется тончайшая решетка самородного золота или электрума с отношением $\text{Au} / \text{Ag} > 1$ с микропорами, заполненными различным материалом.

В зависимости от материала, заполняющего микропоры, на Оленинском месторождении выделены следующие разновидности горчичного золота: 1) с кислородными соединениями железа, сурьмы (а также в отдельных случаях таллия, свинца); 2) с хлоридами и бромиды серебра.

В качестве примера первой из них следует рассмотреть горчичное золото, установленное в сростании с высокосеребристым электрумом с содержанием Au 28–35 мас. %. Сросток электрума и горчичного золота зональный, размером примерно 0,25 мм. Горчичное золото слагает центральную часть зерна и тонкую внешнюю каемку вокруг него (рис. 52).

В отраженном свете выделение горчичного золота коричневатого-серого цвета, отчетливо анизотропное, с сильными внутренними рефлексами светло-желтого цвета, мелкоблочного строения. Неоднородное ячеистое строение в этом зерне хорошо различается уже под оптическим микроскопом, а в электронном микроскопе видно, что в разных микроблоках ориентировка ячеек и их размер разнятся.

В составе данного образования присутствуют в существенных количествах (более 3 мас. %) золото, железо, сурьма, серебро, свинец и кислород (~ 17 мас. %), а также микропримеси S, Si, Al, Mg (в сумме около 3 %) (табл. XVI приложения 1). Рентгеновский анализ зерна показал наличие в составе горчичного золота интерметаллического соединения $\text{Ag} - \text{Au}$, а кислородсодержащие фазы Fe и Sb остались неидентифицированными.

К горчичному золоту следует, по всей видимости, отнести и зерно золота с высоким содержанием таллия, обнаруженное в протолочной пробе кварцевых метасоматитов и описанное нами ранее (Калинин, Савченко, 2019). Это зерно размером около 0,2 мм имеет необычный кирпично-красный оттенок и визуально напоминает самородную медь (рис. 53). На фотографии зерна

в обратно рассеянных электронах (рис. 53) видно, что материал представляет тонкое срастание различных фаз. Кроме таллия (5–6 мас. %) в составе вещества есть примеси железа (около 2 мас. %), мышьяка, меди и сурьмы (на уровне десятых долей %) (табл. XVII приложения 1). Хорошо видна зональность, отражающая изменение соотношения золота, серебра и железа, а также вариации содержания таллия. Дефицит суммы связан с возможным присутствием кислорода, который не анализировался, и с пористостью зерна.

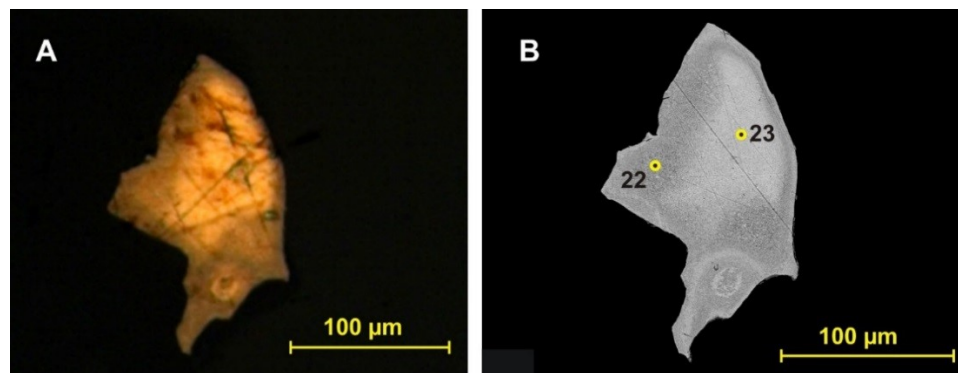


Рис. 53. Зерно таллийсодержащего горчичного золота:
A — фото аншлифа (без анализатора); *B* — изображение в обратно рассеянных электронах с точками анализа

В минералогической пробе, отобранной из зоны дезинтеграции руд, отмечены зерна электрума, претерпевшего изменения с образованием горчичного золота, в составе которого присутствуют сера, хлор и бром. «Исходный» электрум содержит от 25 до 34 мас. % золота, в нем постоянно присутствует примесь сурьмы — от 0,9 до 2,6 мас. % (табл. XVI, XVII приложения 1). Измененные части зерен в отраженном свете имеют коричневатый оттенок, при этом существенно снижаются показатели отражения и появляется матовый блеск (рис. 54, 55).

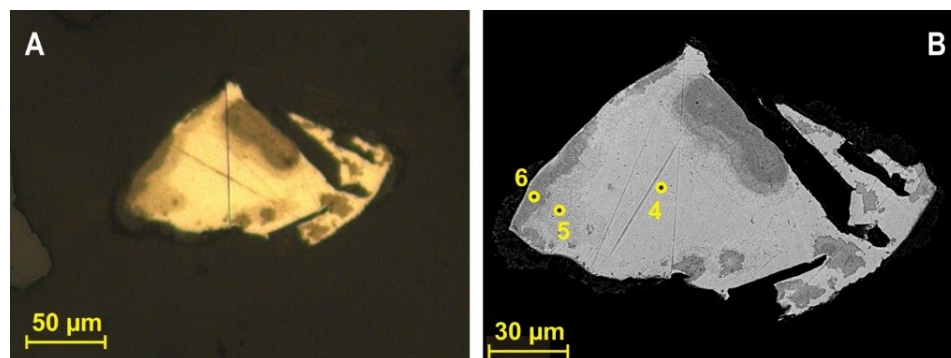


Рис. 54. Зерна электрума, замещающегося горчичным золотом с бромидами и хлоридами золота и серебра:
A — фото аншлифа (без анализатора); *B* — изображение в обратно рассеянных электронах с точками анализа

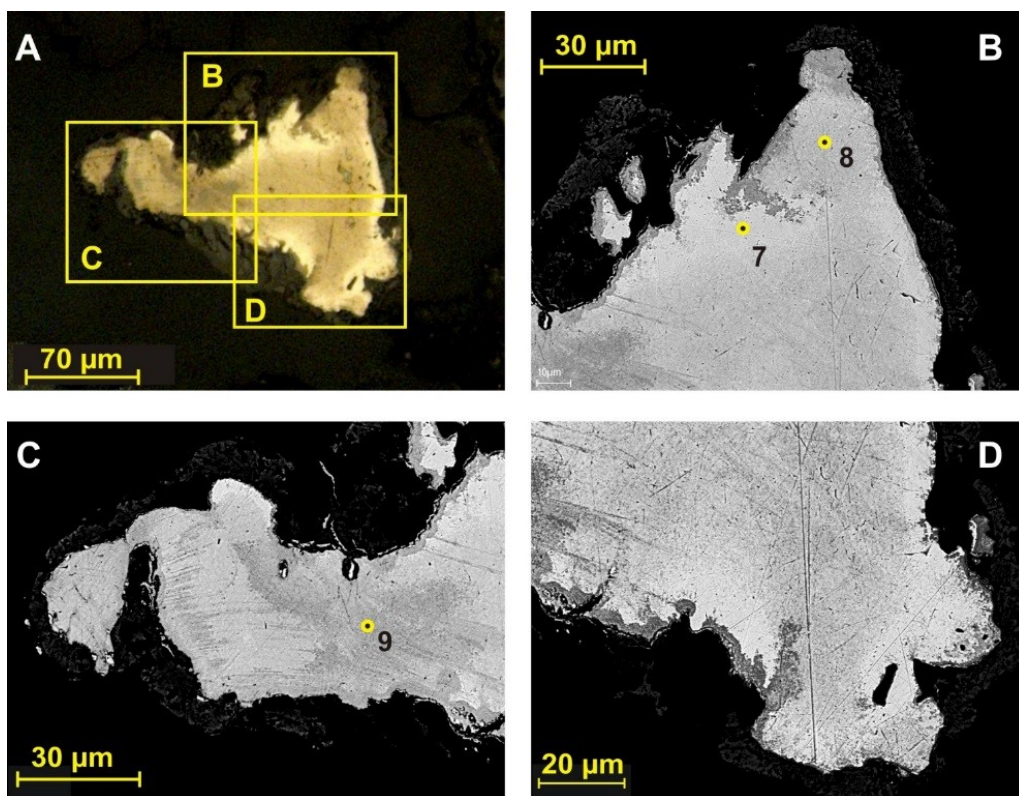


Рис. 55. Замещение электрума горчи́чным золо́том с соединениями Fe, Br, Cl. Видно тонкое срастание электрума с замещающими его фазами:
A — фото аншлифа (без анализатора); *B–D* — изображения отдельных участков в обратно рассеянных электронах с точками анализа

Наиболее темные участки зерен на рис. 55, *C* и *D* содержат свыше 3 мас. % Fe.

Исследование зерен под электронным микроскопом с аналитической приставкой показывает, что при развитии горчи́чного золо́та повышается содержание золо́та относительно серебра, в составе появляются Br, S, Fe, As, Cl в разном соотношении, а в одном случае также углерод (табл. XVI приложения 1). Отношение суммы металлов к сумме неметаллов изменчиво (табл. XVI, XVII приложения 1). Часто проявляется неоднородность вещества, и на изображениях в обратно рассеянных электронах видно, что мы имеем дело с тонким срастанием частиц золо́та (электрума) с другими фазами (рис. 55, 56).

В некоторых случаях отмечается зональность, связанная с неоднородным распределением золо́та и серебра, брома и хлора, а также галогенов и серы (рис. 55, 56). При полном развитии зональности образуются внутренние зоны желто-коричневого цвета с хлором и бромом и внешние голубовато-серые, богатые серой (вплоть до образования сульфида серебра и золо́та в наружной зоне) (рис. 57). Снаружи некоторые зерна обрастают хлораргиритом (рис. 56, 57) или гетитом.

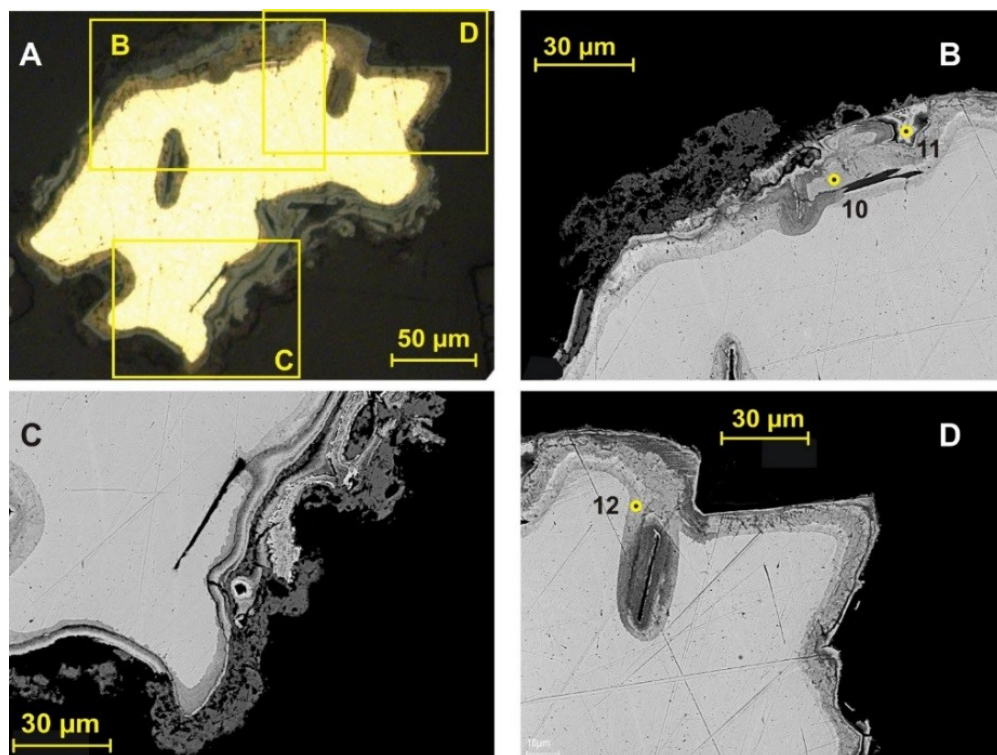


Рис. 56. Зерно электрума с каймой горчичного золота с Br, Cl, Sb и S в различных соотношениях. Снаружи зерно обрастает хлораргиритом (темная рыхлая масса на *B* и *C*). *A* — фото шлифа (без анализатора); *B–D* — изображения отдельных участков в обратно рассеянных электронах с точками анализа

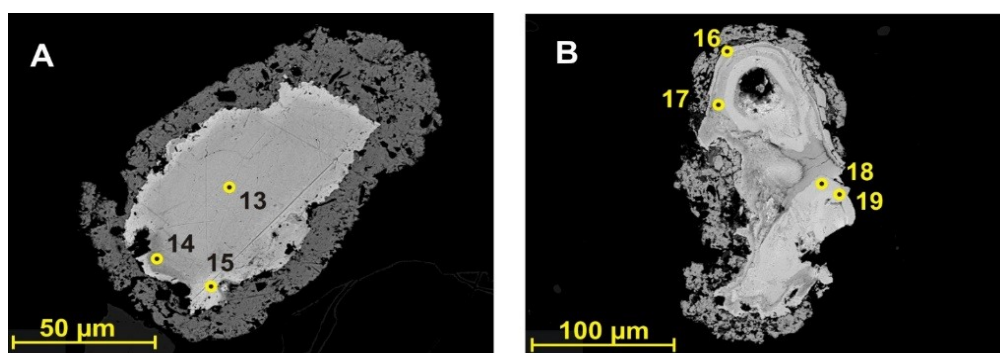


Рис. 57. Горчичное золото с Br, Cl, Sb, S и S в различных соотношениях (*A*): снаружи зерно обрастает хлораргиритом; видно обогащение золотом внешних частей зерна горчичного золота. Зональность, связанная с неоднородным распределением золота и серебра, брома и хлора, а также галогенов и серы (*B*). Изображения в обратно рассеянных электронах с точками анализа

Размер зерен достигает 0,8 мм. Их центральная часть сложена веществом светло-кремового цвета, в составе которого основными компонентами являются серебро, золото, хлор и бром, а также установлены примеси серы, мышьяка и железа (десятые — сотые доли %) (табл. XVII приложения 1). При большом увеличении на электронном микроскопе становится понятно, что это вещество неоднородно и представляет собой тонкое срастание электрума и хлораргирита (рис. 58, *C–E*). По результатам пересчета микрозондового анализа на атомные количества установлено, что отношение суммы металлов к хлору составляет примерно 2/1, т. е. в составе срастания золотосеребряный сплав и хлораргирит присутствуют примерно в равных количествах.

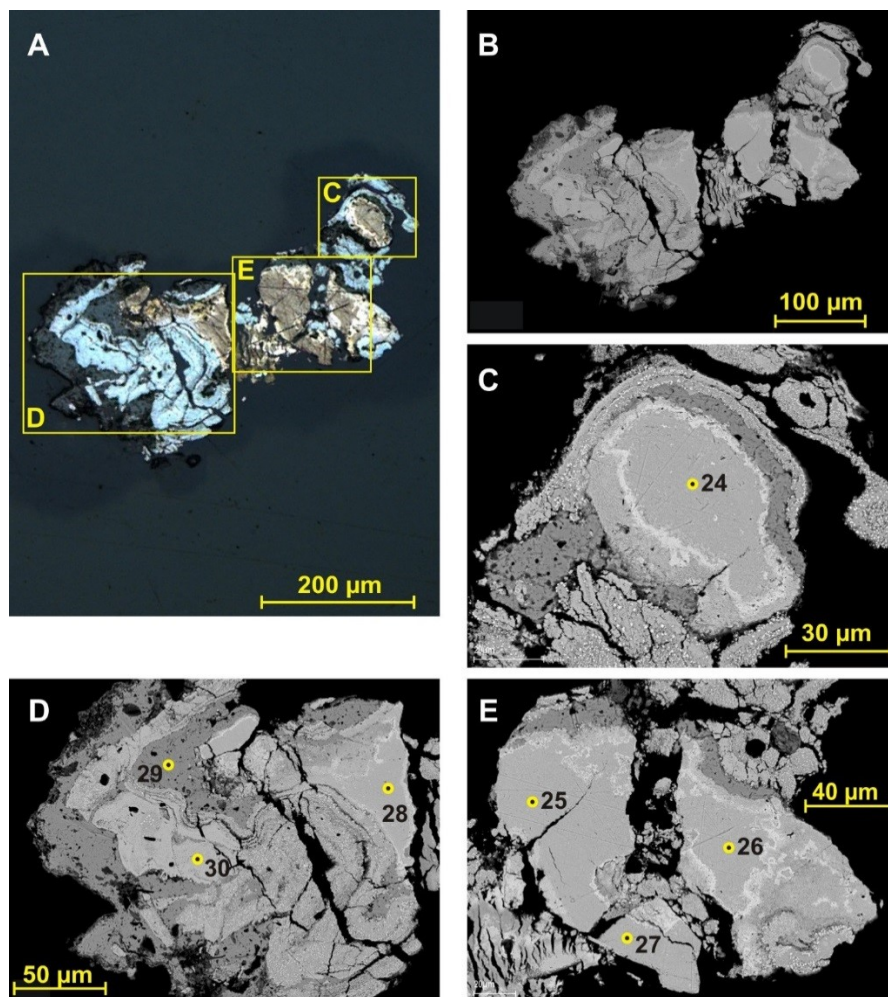


Рис. 58. Зональные минеральные образования с хлоридами, бромидами и сульфидами серебра и золота:

A — фото аншлифа (без анализатора): в центре — горчичное золото с соединениями Cl и Br , голубое — сульфид золота и серебра, в краевой части темно-серое — тонкое срастание серебра и хлораргирита; *B* — то же зерно, изображение в обратно рассеянных электронах; *C–E* — изображения отдельных участков в обратно рассеянных электронах с точками анализа; видно, что зерно представляет собой тонкое срастание разных фаз

При полном замещении зерен электрума формируются зональные минеральные образования с хлоридами / бромидами и сульфидами серебра и золота (рис. 57, 58). Такие образования обнаружены как в рыхлых отложениях зоны дезинтеграции руд, так и в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах, вскрытых поверхностными горными выработками.

Во внешней зоне описываемых образований видны полосы темно-серого матового вещества и светло-серого голубоватого с более высокой отражательной способностью, ширина полос последнего до 0,03 мм (рис. 57, 58). Светло-серые голубоватые полосы сложены сульфидом золота и серебра, близким по составу к ютенбогардтиту, но с повышенным содержанием серебра (табл. XVII приложения 1). Вещество внешней темно-серой полосы по качественному составу сходно с тем, что находится в центральной зоне зерна (Ag, Au, Cl, Br, S), но только с низким содержанием золота и высоким содержанием серебра (табл. XVII приложения 1). Это тонкое срастание самородного серебра и хлораргирита, присутствие обеих фаз в составе срастания подтверждено рентгеновским анализом.

ГЛАВА 4. АССОЦИАЦИИ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Последовательность минералообразования может быть установлена как по распространенности минералов в разных типах первичных и измененных пород, так и по взаимоотношениям минералов — обрастанию одних минералов другими, более поздними, по формированию структур распада, появлению включений и т. д. Предполагаемая последовательность минералообразования приведена на диаграмме (рис. 59).

Ильменит-пирротиновая ассоциация характерна для исходных слабоизмененных пород (амфиболитов, гранит-порфиров, глиноземистых плагиосланцев), а также наследуется диопсидовыми и биотитовыми метасоматитами. В составе минерализации резко преобладает пирротин, роль второстепенного минерала играет халькопирит; редкие акцессорные сульфидные минералы — сфалерит и пламенеvidный пентландит. Из минералов-оксидов часто встречается ильменит, реже магнетит.

Лёллингит-арсенопиритовая ассоциация развивается в диопсидовых и биотитовых метасоматитах и наследуется турмалин-арсенопирит-кварцевыми метасоматитами. Для данной стадии минералообразования характерно появление арсенида Fe (лёллингита) и очень редко арсенидов Ni и Co (никелина и сафлорита), которые затем замещаются сульфоарсенидами (арсенопиритом первой генерации, герсдорфитом, кобальтином). Количественно среди минералов данной ассоциации резко преобладает арсенопирит первой генерации с высоким отношением As / S 1,05–1,10 и повышенным содержанием примесей Ni и Co, содержание которого в породе достигает 2–3 об. %.

На данной стадии образуется ранняя генерация золота — высокосеребристый электрум с содержанием Au 25,5–31,3 мас. %, который приурочен к границе лёллингита и арсенопирита, реже встречается просто в виде включений в арсенопирите.

Связь золотистого серебра с лёллингитом и арсенопиритом ранее уже была описана на Оленинском рудопроявлении (Белолипецкий и др., 1987) и в целом является характерной для золота, связанного с арсенидами и сульфоарсенидами. Выделение золота на границе лёллингита и арсенопирита происходит при замещении лёллингита арсенопиритом по реакции $Lo + Po \rightarrow Au$ и объясняется более высокой растворимостью золота в лёллингите, чем в арсенопирите (Tomkins, Mavrogenes, 2001).

Минералы класса оксидов в данной ассоциации — это рутил, замещающий ильменит, и шеелит. Эти же оксиды характерны и для более поздних ассоциаций рудных минералов.

Сульфосольно-галенит-сфалеритовая ассоциация минералов проявлена не во всех оруденелых породах месторождения, а только в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах, развивающихся по гранит-порфирам и по вмещающим их амфиболитам (в экзоконтактных зонах гранит-порфиров).

Минеральный вид	0	I	II				III	IV	V	VI
			II a	II b	II c	II d				
Пирротин	██████	██████								
Халькопирит	-----							-----		
Пентландит	-----									
Пирит								██████		
Марказит										
Сфалерит	-----		██████							
Галенит			██████							
Молибденит								-----		
Борнит										
Ковеллин										
Гринокит										
Акантит									██████	
Ютенбогардит										
Маккинстриит										
Арсенопирит		██████				██████		██████		
Леллингит	-----									
Герсдорфит		-----								
Сафлорит		-----								
Никелин		-----								
Гудмундит			██████							
Ульманит								-----		
Нисбит								-----		
Брейтгауптит								-----		
Дискразит					██████					
Ауростибит					-----					
Фрейбергит			██████		██████					
Полибазит										
Буланжерит				██████						
Фалькманит				-----						
Семсеит				-----						
Менегинит				-----						
Бурнонит					-----					
Овихит					-----					
Диафорит					-----					
Рамдорит					-----					
Учукчакуаит					-----					
Физелиит					-----					
Пираргирит					██████					
Стефанит					-----					
Миаргирит					-----					
Биллингслейит					-----					
Дервиллит					-----					
Прустит					-----					
Гессит					-----					
Штютцит					-----					
Кервеллеит					-----					
Калаверит					-----					
Петцит					-----					
Канфилдит-Te					-----					
Висмут					-----					
Электрум		-----	██████							
Серебро сам.										
Мышьяк										

Рис. 59. Стадийность формирования рудных минералов месторождения Оленинского (сульфиды и их аналоги, самородные металлы):

0 — ильменит-пирротинная ассоциация; I — лёллингит-арсенопиритовая ассоциация; II — сульфосольно-галенит-сфалеритовая ассоциация; III — арсенопиритовая ассоциация; IV — ассоциация минералов стадии сульфидного анатексиса; V — пирит-арсенопиритовая ассоциация VI — ютенбогардит-акантитовая ассоциация. Толщина линии отражает интенсивность развития минеральных фаз; пунктирная линия — редкие фазы; точечный пунктир — единичные зерна

С данной стадией связано основное разнообразие сульфосолей серебра, свинца и меди, антимонидов и теллуридов, а также формирование вторых генераций пирротина, халькопирита и сфалерита. Развитие минералов сульфосолюно-галенит-сфалеритовой ассоциации происходит последовательно, и по взаимоотношениям минералов (каймы поздних минералов по ранним и иные признаки замещения минералов) можно выделить не менее четырех подстадий (от ранней к поздней Па — Пд), которые приведены ниже:

Па: галенит, сфалерит-2, фрейбергит-1 (< 25 мас. % Ag), электрум-2, гудмундит, марказит, пирротин-2;

Пб: семсеит, буланжерит, фалькманит, менегинит;

Пс: диафорит, фрейбергит-2 (> 30 мас. % Ag), дискразит, электрум-3, овихиит, физелиит, учучакуаит, рамдорит, бурнонит, халькопирит-2, ауростибит;

Пд: пираргирит, гессит, кервеллеит, канфилдит-Те.

Общая тенденция развития минеральной ассоциации — это снижение роли свинца и меди и повышение роли серебра от ранней подстадии к поздней (рис. 60). Наблюдается последовательная смена галенита сульфосолями свинца (семсеитом, буланжеритом, фалькманитом, менегинитом), затем сульфосолями свинца и серебра (диафоритом, овихиитом, физелиитом, учучакуаитом, рамдоритом), которая завершается развитием сульфосоли серебра — пираргирита. Параллельно фрейбергит с низким содержанием серебра сменяется его высокосеребристой разновидностью.

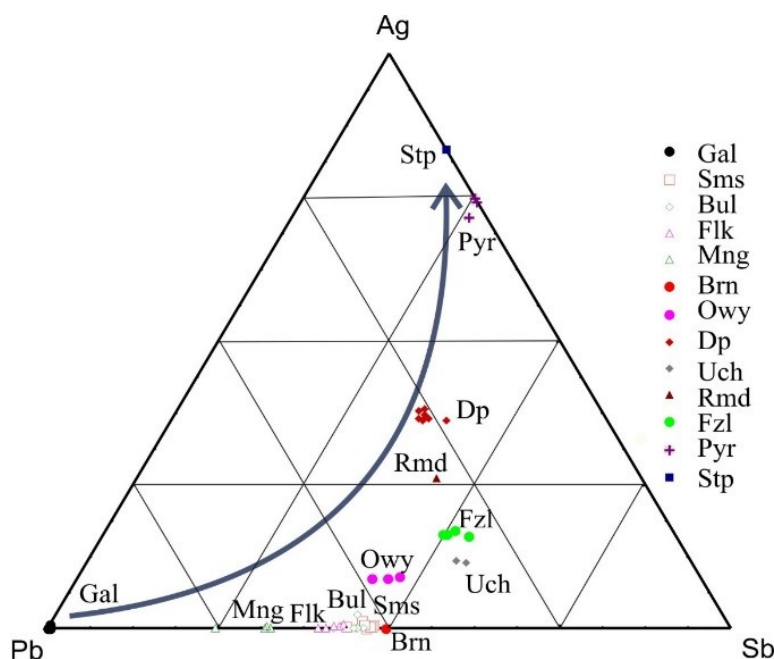


Рис. 60. Эволюция сульфосолюно-галенит-сфалеритовой минеральной ассоциации (Pb, Ag, Sb в атомных количествах) в рудах месторождения Оленинского. Составы минералов нанесены по данным микрозондового анализа из таблиц III–XIII приложения 1

Арсенопиритовая ассоциация — главная стадия развития арсенопирита на месторождении. Арсенопирит-2, для которого характерны отношение As/S , близкое к стехиометрическому, наличие примеси сурьмы, низкий уровень содержания примесей Ni и Co , развивается не только в турмалин-кварцевых и арсенопирит-кварцевых метасоматитах, где его содержание достигает 10–15 об. % породы, но и в биотитовых и диопсидовых метасоматитах по амфиболитам (до 3 об. %), где он замещает арсенопирит-1, и в альбит-мусковит-кварцевых метасоматитах по гранит-порфирам (до 15 об. %). Распределен арсенопирит-2 неравномерно, полосами и «струями» шириной до 1 см. Для арсенопирита-2 характерны включения галенита и сульфосолей, сфалерита и других минералов сульфосолю-галенит-сфалеритовой ассоциации, включая электрум (электрум-2).

Ассоциация минералов стадии сульфидного анатексиса проявилась только в тех породах, где развиты минералы сульфосолю-галенит-сфалеритовой ассоциации. На данной стадии формировались структуры тонкого срастания минеральных фаз (от 2 до 6, чаще 3) легкоплавких элементов, таких как серебро, кадмий, свинец, мышьяк, сурьма, теллур (рис. 37, 40, 44, 46, 61). Размер формирующихся полиминеральных сростков обычно не превышает 0,2 мм, а размер выделений отдельных минералов в них меньше 5 мкм. Полиминеральные сростки, как правило, примыкают к относительно крупным зернам основных сульфидов — к галениту, пирротину, реже фрейбергиту.

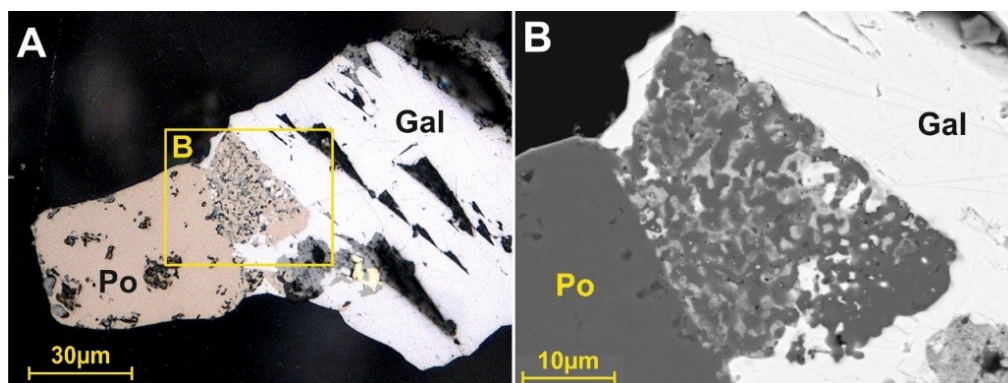


Рис. 61. Срастание пирротина, галенита, фрейбергита (серый) и халькопирита (желтый); *A* — фото аншлифа (без анализатора); *B* — изображение участка срастания в обратно рассеянных электронах

В составе структур срастания отмечены галенит и фрейбергит, а также пирротин, пираргирит, ульманит, халькопирит, реже присутствуют диафорит, семсеит, брейтгауптит, нисбит, халькопирит, гринокит, штютцит.

Наиболее часто встречаются следующие минеральные ассоциации: 1) галенит + фрейбергит ± пирротин (система $PbS - CuS - Ag_2S - FeS - Sb_2S_3$) (рис. 61); 2) пирротин + пираргирит ($FeS - Ag_2S - Sb_2S_3$); 3) галенит + ульманит + фрейбергит ($PbS - NiS - CuS - Sb_2S_3$) (рис. 37, 62); 4) диафорит + пираргирит + галенит ($PbS - Ag_2S - Sb_2S_3$) (рис. 46); 5) галенит + физелиит или учукчакуайт ($PbS - Ag_2S - Sb_2S_3$) (рис. 44); 6) срастание фрейбергитов, различающихся содержанием серебра и меди (фрейбергиты-1, 2, 3) (рис. 40).

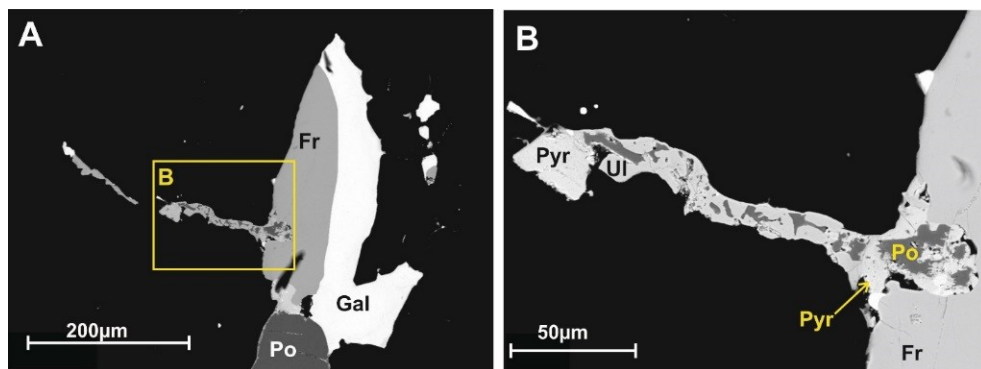


Рис. 62. Срастание ульманита, пирротина и пираргирита в краевой части зерна фрейбергита. Изображения в обратно рассеянных электронах

Эти структуры интерпретируются нами как продукт кристаллизации сульфидного расплава, который образовался при метаморфизме руд (Калинин, Савченко, 2020).

Признаки, указывающие на формирование рассматриваемых срастаний при кристаллизации сульфидного расплава, следующие: полиминеральный сложный состав выделений сульфидов и сульфосолей без признаков замещения ранних минералов поздними; участие в составе срастаний минералов элементов с низкой температурой плавления соединений — свинца, серебра, сурьмы, теллура; округлые каплевидные либо неправильной формы выделения сульфидов и сульфосолей в матрице основного сульфида-хозяина; выделение таких срастаний в виде микропрожилков по границе зерен кварца либо кварца и сульфидов.

Эти признаки полностью отвечают характеристикам, которые приведены в статье Б. Р. Фроста с соавторами (Frost et al., 2002) как признаки формирования структур срастания в результате кристаллизации сульфидного расплава. Образование сульфидного расплава возможно в случае метаморфизма оруденелых пород в условиях амфиболитовой или гранулитовой фации, когда достигается температура порядка 500–800 °С. Если метаморфизируемая порода содержит сульфидную минерализацию легкоплавких халькофильных металлов, таких как цинк, галлий, серебро, кадмий, индий, ртуть, таллий, свинец, мышьяк, сурьма, висмут, селен и теллур, то происходит частичное плавление сульфидов, а при последующем снижении температуры — кристаллизация сульфидных расплавов с формированием полиминеральных тонких срастаний сульфидов, сульфосолей, а также, возможно, теллуридов и селенидов халькофильных металлов (Frost et al., 2002; Tomkins et al., 2004, 2006).

Поскольку метаморфизм пород пояса Колмозеро — Воронья проходил в условиях нижней части амфиболитовой фации, то достигнутая при метаморфизме температура 500–600 °С (Другова и др., 1982; Петров и др., 1984) оказалась выше пределов устойчивости многих сульфидных минералов, входящих в состав минерализации Оленинского месторождения, — диафорита (устойчив до 350 °С), гудмундита (280 °С), пираргирита (температура плавления 485 °С) (Воган, Крейг, 1981). Поэтому образование сульфидного расплава при метаморфизме руд было весьма вероятно. Происходило частичное плавление

сульфидов, и впоследствии при кристаллизации таких расплавных капель формировались микрострастания минералов Ag, Sb, Bi, Pb, Ni, Cu, Fe, S.

Пирит-арсенопиритовая ассоциация проявилась слабо в турмалин-арсенопирит-кварцевых и более полно в поздних кварцевых метасоматитах. На этой стадии формировалась третья генерация арсенопирита в виде мелких ромбических и призматических хорошо образованных кристаллов, наложенных на ранее образованные сульфиды, а также пирит и теллуриды серебра и золота. Состав арсенопирита-3 отличается от ранних генераций преобладанием серы над мышьяком и отсутствием примесей.

Ютенбогардит-акантитовая ассоциация — это ассоциация сульфидных минералов, развивающихся за счет ранее образованных минералов в зоне вторичного сульфидного обогащения. На этой стадии формировались низкотемпературные сульфиды серебра и меди (акантит, ютенбогардит, маккинстриит, борнит и ковеллин), серебро самородное (< 7 мас. % Au) и различные виды горчичного золота. На этой же стадии развивались и такие редкие на месторождении минералы, как сульфосоли мышьяка — прустит, дервиллит и биллингслейит, отмеченные среди кислородных минералов зоны окисления (арсенатов, карбонатов, сульфатов), чаще всего в сростаниях с англезитом, в каймах вокруг зерен галенита, а также самородный мышьяк.

Температуру рудообразования на тех стадиях, когда шло отложение арсенопирита, можно оценить по арсенопиритовому геотермометру (Kretschmar, Scott, 1976; Бортников, 1993), как это было сделано ранее (Калинин, 1984; Галкин, 2006), дополнив опубликованную информацию данными по арсенопириту-3. Ранняя генерация арсенопирита, встречающаяся в диопсидовых и биотитовых метасоматитах в ассоциации с пирротинном и лёллингитом, содержит от 33,4 до 36,1 ат. % As (в среднем 34,9 ат. %), что отвечает температуре образования арсенопирита 450–525 °С. Вторая генерация арсенопирита — игольчатый и призматический арсенопирит из турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов, развивающийся в ассоциации с пирротинном, содержит 32–34 ат. % As, температура его образования 400–470 °С. Арсенопирит-3, образующий мелкие кристаллы позднего арсенопирита, замещающие галенит и сульфосоли Pb и Ag, характеризуется содержанием мышьяка 30,2–30,5 ат. %. Арсенопирит такого состава, ассоциирующий с пирритом, мог формироваться при температуре 320–370 °С. Таким образом, можно утверждать с большой степенью вероятности, что поздняя генерация арсенопирита формировалась в ходе процессов рудогенеза после пика раннепротерозойского этапа метаморфизма амфиболитовой фации.

ГЛАВА 5. ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА ОЛЕНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

5.1. Состав флюидов

Первые исследования газово-жидких включений в кварце Оленинского месторождения были выполнены А. В. Волковым и И. А. Новиковым (2002). Согласно данным этих авторов, в кварце слабоизмененных пород, несущих халькопирит-пирротиную с ильменитом минерализацию, включения однофазные, размером в первые микроны. Методом газовой хроматографии установлено, что флюид этих включений относится к системе $\text{CO}_2 - \text{N}_2 - \text{CH}_4$ при примерно равном содержании CO_2 и N_2 и доле метана $< 1\%$.

Температура гомогенизации включений в диопсиде из диопсидовых метасоматитов составляет 345–350 °С. Концентрация солей весьма низкая — менее 1,1 % NaCl-экв. (Волков, Новиков, 2002). Предположительно, под воздействием флюидов с такими характеристиками по амфиболитам развивались наиболее ранние диопсидовые метасоматиты.

В породах с золото-арсенопиритовой минерализацией включения состоят из жидкой фазы на 93–95 %, из газа на 2–4 %, остальное приходится на твердую фазу. Необычайно высокая вязкость флюидов и упреждающее остекление жидкой фазы включений говорит об очень высоком содержании солей. На основе термометрии лишь одного включения (остальные оказались для термометрии непригодны) в составе жидкой фазы предполагается присутствие хлоридов кальция, натрия и лития, преобладает CaCl_2 . Поскольку твердая фаза анизотропна, она, видимо, представлена не галитом, а хлоридами Mg или Ca (Волков, Новиков, 2002).

В газово-жидких включениях в кварце из пород с галенит-сульфосольной минерализацией концентрация солей составляет 13,4–13,5 мас. % NaCl-экв., преобладает NaCl с возможной примесью ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} (Волков, Новиков, 2002).

Нами в кварце альбит-мусковит-кварцевых, турмалин-арсенопирит-кварцевых и кварцевых метасоматитов газово-жидкие включения, пригодные для термометрических исследований, не выявлены. Оценивался валовый состав флюидных включений по образцам кварца из перечисленных типов метасоматитов, отобранных в линзе 2 (табл. 6, 7). Для сравнения в этих же таблицах приведены ранее не опубликованные данные по составу флюидных включений в кварце из медно-молибден-порфинового рудопроявления Пеллапахк (мусковит-кварцевый сланец с халькопирит-пиритовой минерализацией) и из месторождения золота Няльм-1 (кварц из прожилка в рудном штокверке).

В кварце из турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов установлена очень высокая соленость флюидов — сумма солей натрия, калия, магния и кальция составляет свыше 400 г на килограмм H_2O (табл. 6), что хорошо согласуется с данными из работы (Волков, Новиков, 2002). В альбит-мусковит-кварцевых и кварцевых метасоматитах суммарная соленость средняя — около 130 г/кг H_2O . В кварце из медно-молибденового рудопроявления Пеллапахк соленость флюида во включениях высокая — 341 г/кг H_2O , а на месторождении Няльм-1 средняя, близкая к таковой в мусковит-кварцевых и кварцевых метасоматитах — 150 г/кг H_2O (табл. 6).

Таблица 6

Концентрация главных компонентов в составе флюидов
месторождений / рудопроявлений Оленинского, Пеллапахк и Няльм-1, г/кг H₂O

Компонент	Месторождение				
	Оленинское			Пеллапахк	Няльм-1
	№ образца				
	АК-707	АК-710А	АК-711	АК-721	107-23.6
CO ₂	416,7	625,0	282,6	206,6	319,4
CH ₄	2,84	0,61	0,76	1,74	0,78
Cl ⁻	131,8	64,5	47,7	52,6	33,5
SO ₄ ²⁻	134,2	9,85	40,1	137,8	16,5
HCO ₃ ⁻	0,55	2,42	1,10	32,84	55,53
F ⁻	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ⁺	47,0	15,9	10,1	62,1	11,6
K ⁺	31,5	6,96	0,49	36,3	5,50
Ca ²⁺	61,8	21,1	34,8	10,6	23,16
Mg ²⁺	7,60	1,99	0,30	9,00	4,88
Общая соленость	414,4	122,7	134,6	341,2	150,7

Таблица 7

Концентрация микрокомпонентов в составе флюидов
месторождений / рудопроявлений Оленинского, Пеллапахк и Няльм-1, мг/кг H₂O

	Месторождение				
	Оленинское			Пеллапахк	Няльм-1
	№ образца				
	АК-707	АК-710А	АК-711	АК-721	107-23.6
	Тип породы				
	метасоматиты			кианит- мусковитовый сланец	карбонат- кварцевый прожилок
турмалин- арсенопирит- кварцевые	альбит- мусковит- кварцевые	кварцевые			
1	2	3	4	5	6
Li	1005,3	239	64,8	5245,1	70,6
B	103,9	184,6	45,1	64,7	135,4
V	67,49	4,8	17,51	15,99	4,74
Cr	4,5	0	1,05	0	0
Mn	371,3	104,6	28,6	790,9	372,9
Fe	2925,96	660,23	0	0	0
Co	9,52	1,14	1,59	0,54	0,33
Ni	34,58	4,94	0	6,39	6,53
Cu	2722,7	69,4	2853,9	15,4	0
Zn	9712,8	2112,8	5484,9	912,6	137,1
As	408308	59788	61493	25683	1916
Rb	63,23	29,52	4,49	44,89	13,42
Sr	918,7	476,7	274,7	140,8	216,1

1	2	3	4	5	6
Mo	58,15	3,25	57,97	32,81	2,02
Ag	117,23	0	855,29	0,16	0
Cd	4,75	4,24	1,28	0,52	0,27
Sn	0	0	0	0	0
Sb	10702,6	36,4	2403,6	84,3	104,7
Cs	10,46	8,53	12,55	3,05	0,11
Ba	576,3	135,6	23,3	25,4	3,2
W	0	0	2,52	0,92	4,89
Au	2,76	4,26	2,79	0,04	0,46
Hg	0	0	0	0	0
Tl	12	0,54	0,19	0,42	0,05
Pb	6786,57	6,75	99,44	0	0,07
Bi	0	0	0	0	0
U	0,011	0,018	0	0,179	0

В катионном составе флюидов золоторудных объектов (Оленинского и Няльм-1) главными элементами являются кальций и натрий (табл. 6, рис. 63), причем кальций преобладает над натрием. Содержание калия существенно ниже (в кварцевых метасоматитах мольная доля калия даже менее 0,01), а мольная доля магния не превышает 0,07.

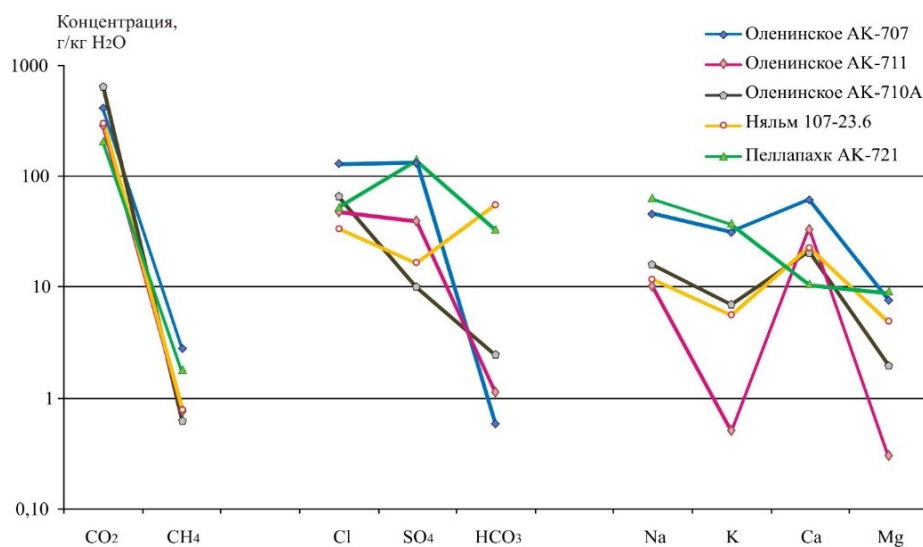


Рис. 63. Химический состав минералообразующих флюидов (главные компоненты) месторождений Оленинского, Няльм-1 и рудопроявления Пеллапахк

В анионной части флюидов золоторудных объектов Cl^- преобладает над SO_4^{2-} в соотношении $\sim 3/1$ и выше (в мольных долях), в альбит-мусковит-кварцевых метасоматитах мольная доля хлора достигает даже 95 %. Роль аниона HCO_3^- в кварце месторождения Оленинского незначительна, его мольная доля не

превышает 2 %, что отличает его от кварца месторождения Няльм-1, где на мольную долю HCO_3^- приходится 45 %. Отношение (в молях) Na / Cl на месторождении Оленинском от 0,33 до 0,55, на месторождении Няльм-1 оно равно 0,54 (табл. 6).

Иной солевой состав характерен для кварца медно-молибденового рудопроявления Пеллапахк (табл. 6, рис. 63). Здесь щелочные металлы натрия и калий преобладают над кальцием, на их долю в сумме приходится 85 % мольной доли катионов. Мольная доля хлор-иона относительно низкая (43 %), что практически равно мольной доле сульфат-иона (41 %), еще 15 % приходится на HCO_3^- . Отношение Na / Cl в молях составляет 1,46, что указывает на значительную долю карбонатов и сульфатов в составе минерализации флюидов.

Микроэлементный состав флюидов Оленинского месторождения характеризуется аномально высоким содержанием мышьяка, особенно в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах (свыше 400 г/кг H_2O) (табл. 7).

Во флюидах турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов также отмечаются аномально высокие содержания сурьмы, свинца, меди, цинка и серебра (табл. 7, рис. 64). Повышенный уровень содержания этих элементов характерен и для флюидов кварцевых метасоматитов. Во флюидах в кварце альбит-мусковит-кварцевых метасоматитов содержание названных элементов существенно ниже, за исключением мышьяка и цинка, и близко к таковому в кварце рудопроявления Пеллапахк и месторождения Няльм-1.

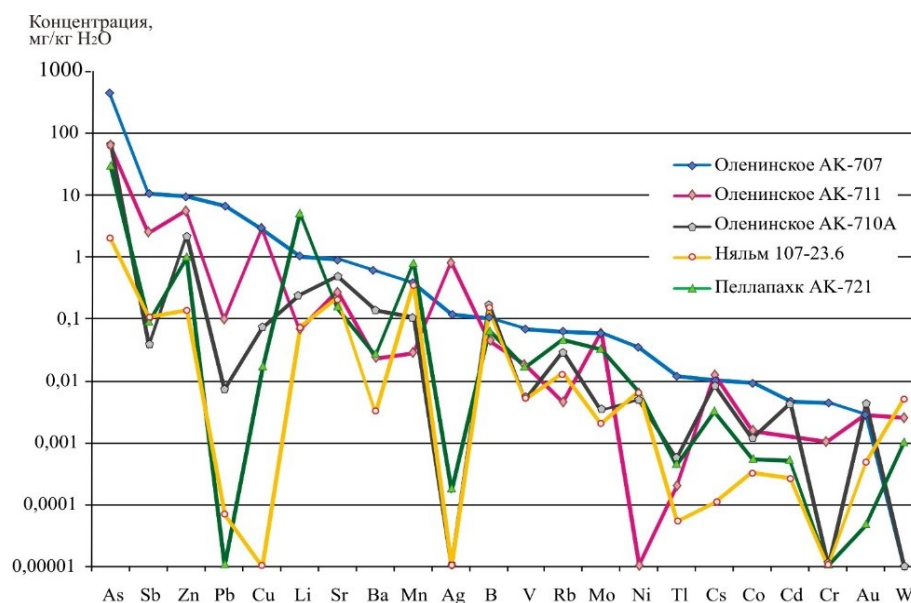


Рис. 64. Микроэлементный состав минералообразующих флюидов месторождений Оленинского, Няльм-1 и рудопроявления Пеллапахк

Содержание золота в составе флюидов турмалин-арсенопирит-кварцевых и кварцевых метасоматитов около 3 г/т, а содержание серебра равно 117 и 855 г/т соответственно. В кварце из альбит-мусковит-кварцевых метасоматитов содержание золота в составе флюидов ~ 4 г/т, но при этом содержание серебра ниже предела обнаружения.

Высокое содержание редких щелочных металлов Li, Rb, Cs в кварце из Оленинского месторождения (кроме кварцевых метасоматитов) и рудопроявления Пеллапахк связано, возможно, с воздействием редкометалльных пегматитов. Известно, что горные породы в экзоконтактовых зонах пегматитовых жил в поясе Колмозеро — Воронья обогащены редкими щелочными металлами (Ройзенман и др., 1980; Ройзенман, 1996). На месторождении Няльм-1, расположенном за пределами пегматитовых полей, содержание указанных металлов низкое.

5.2. О связи минерализации с гранит-порфирами

Породы комплекса габбродиоритов — диоритов — гранит-порфиров играют важную роль на всех трех рассматриваемых в настоящей работе рудопроявлениях и месторождениях — Оленинском, Няльм-1 и Пеллапахк. На золотосеребряном месторождении Оленинском гранит-порфиры образуют маломощные силлы мощностью от 0,1 до 2 м, месторождение золота Няльм-1 приурочено к дифференцированному штоку габбродиоритов — диоритов — гранит-порфиров размером $\sim 250 \times 100$ м, а медно-молибденовое порфировое рудопроявление Пеллапахк — к относительно крупному ($\sim 2,5 \times 0,5$ км) массиву гранит-порфиров.

То, что гранодиорит- и гранит-порфиры всех трех рудных объектов относятся к одному и тому же магматическому комплексу, подтверждается определениями возраста этих образований (Кудряшов и др., 2015а) и их геохимическими характеристиками (Калинин, 2018). Различия в рудной нагрузке и морфологии оруденения обусловлены, по всей видимости, разным уровнем эрозионного среза рудно-магматической системы. Наиболее глубокие горизонты вскрыты на крупном интрузивном теле с медно-молибден-порфировой минерализацией на г. Пеллапахк, средние — в малых штоках с золоторудной минерализацией (Няльм-1) и, наконец, самые верхние — это маломощные силлы месторождения Оленинского. Это соответствует известной вертикальной зональности рудно-магматических систем порфировых месторождений (Коробейников и др., 2013) и оценке глубин образования порфировых месторождений разной металлогенической специализации (Cox, Singer, 1992).

Роль гранит-порфиров в распределении минерализации золота на Оленинском месторождении трудно определить однозначно. С одной стороны, не все минерализованные зоны включают тела гранит-порфиров. В тех рудных линзах, где гранит-порфиры отсутствуют, т. е. в линзах 1 и 3 (рис. 6), содержание золота не превышает первых граммов на тонну. Состав рудной минерализации здесь относительно прост — это арсенопирит и пирротин в качестве основных минералов, халькопирит, лёллингит, электрум, сфалерит — как второстепенные и аксессуарные, а минералы сурьмы, свинца, серебра (кроме электрума) отсутствуют. Те минерализованные зоны, которые включают метасоматически измененные гранит-порфиры (линза 2, оруденелые зоны в скважинах ODD-8 и -9, В-001), отличаются как более значительной мощностью, так и более высокими содержаниями благородных металлов (до 85 г/т на метр керна (Галкин, 2006)), и именно эти зоны содержат богатую минерализацию Ag — Sb — Pb — Cu — Zn.

По всей видимости, силлы гранит-порфиров и золотосеребряная минерализация на месторождении связаны с единым магматическим источником. Минерализованные зоны, содержащие тела гранит-порфиров, как

неоднородные по строению, отличались большей проницаемостью для новых порций богатых цветными и благородными металлами рудообразующих растворов-флюидов. Это выразилось в более интенсивном проявлении метасоматических преобразований и в развитии минерализации Au — Ag — Sb — Pb — Cu — Zn именно на таких участках.

5.3. О генетическом типе Оленинского месторождения

Принципиальными элементами, определяющими геолого-генетическую модель Оленинского месторождения, являются:

- его расположение в пределах зеленокаменного пояса Колмозеро — Воронья;
- локализация оруденелых линз в толще амфиболитов хребта Оленьего с маломощными силлами гранит-порфиров;
- приуроченность к сдвиговой зоне субширотного простирания;
- два этапа регионального метаморфизма пород в условиях нижней части амфиболитовой фации;
- метасоматическое преобразование рудоносных и вмещающих пород (диопсидизация, биотитизация, развитие турмалин-арсенопирит-кварцевых, альбит-мусковит-кварцевых и кварцевых метасоматитов);
- эшелонированные линзовидные рудные тела мощностью до 4 м и протяженностью до 100 м, прослеженные на глубину более 200 м и по глубине не оконтуренные;
- формирование рудопроявления в интервале от 2,83 (возраст гранит-порфиров) до 2,45 (возраст секущих минерализацию жил пегматитов) млрд лет;
- сложный минеральный состав оруденения с широким развитием минералов мышьяка, свинца, серебра, меди, сурьмы, золота;
- многостадийность рудообразования (пять генераций минералов благородных металлов);
- геохимическая ассоциация элементов Au — As — Ag (Sb — Cu — Pb — Zn — В — W), отношение Au / Ag < 0,2.

Известно, что в мире в зеленокаменных поясах раннего докембрия среди месторождений золота преобладают объекты орогенического типа (Dube, Gosselin, 2007; Groves et al., 2003; Goldfarb et al., 2001), а также месторождения, связанные с интрузивами (как с окисленными, так и с восстановленными) (Hart, 2007; Durring et al., 2007). Другие генетические типы месторождений золота встречаются реже. К примеру, на территории Финляндии, сравнительно хорошо изученной в отношении рудных месторождений, месторождения золота классифицированы следующим образом (Quantitative..., 2015; Eilu, Pankka, 2013): орогенические (к примеру, Суурикуусикко, Пампало, Лайвакангас); орогенические с аномальной геохимической ассоциацией (Сааттопора, Левиярви); орогенические, наложенные на иные типы месторождений (порфиновые и колчеданные); связанные с интрузиями; золото-медно-железооксидные (ЮСГ) (Ханнукайнен, Раутоваара); эпитермальные метаморфизованные (Кутемаярви, Кюльмякангас); колчеданные (Хавери).

Кроме того, месторождения в раннепротерозойских поясах Куусамо (Au — Co — Cu — U — REE — Юомасуо, Сиваккахарью, Меурастуксенахо) и Перапохья (Au — Cu и Au — U — Ромпас, Райапалот) не укладываются по своим

характеристикам ни в одну из известных групп и выделены в самостоятельные генетические типы месторождений (Quantitative..., 2015; Eilu, Pankka, 2013).

При определении генетического типа Оленинского месторождения можно сразу отказаться от сравнения с резко отличающимися по своим характеристикам типами золото-медно-железородным (IOCG), колчеданным, Перапохья и Куусамо и ограничиться сопоставлением с орогеническими, связанными с интрузивами и метаморфизованными эпиптермальными месторождениями. Ряд характеристик выбранных типов месторождений приведен в табл. 8. Курсивом выделены те особенности, которые свойственны Оленинскому месторождению.

Таблица 8

Основные характеристики орогенических, связанных с интрузивами и эпиптермальных месторождений золота

Тип месторождения	Орогенический	Связанные с интрузивами		Эпиптермальные	
		с восстановленными	с окисленными (порфировые)	высокосульфидные	низкосульфидные
Соленость, кислотность, состав рудообразующего флюида	Низкая, близонейтральные, H ₂ O — CO ₂ — CH ₄	Низкая, близонейтральные, H ₂ O — CO ₂ — CH ₄	<i>Высокая, кислотные, H₂O, высокий окислительный потенциал</i>	<i>Высокая, кислотные, H₂O, высокий окислительный потенциал</i>	Низкая, близонейтральные, H ₂ O — CO ₂ — CH ₄
T, P	200–650 °C 0,5–5 кбар	200–600 °C 0,5–1,5 кбар	200–650 °C < 1 кбар	150–300 °C < 1 кбар	До 200 °C < 1 кбар
Вмещающие комплексы	<i>Зеленокаменные толщи, турбидиты</i>	<i>Осадочно-вулканогенные</i>	<i>Осадочно-вулканогенные</i>	<i>Вулканогенные (андезиты-риодациты)</i>	<i>Вулканогенные (риолиты, дациты)</i>
Главные агенты метасоматоза	K ₂ O (Na ₂ O), CO ₂ , SiO ₂	K ₂ O (Na ₂ O), CO ₂ , SiO ₂	K ₂ O (Na ₂ O), CO ₂ , SiO ₂	K ₂ O, SiO ₂	K ₂ O, CO ₂ , SiO ₂
Кварцевые и карбонат-кварцевые жилы	Многочисленные	Многочисленные	Многочисленные	Многочисленные, <i>карбонат не характерен</i>	Многочисленные
Зональность околорудных метасоматитов	Слабая	<i>Сильная</i>	<i>Сильная</i>	<i>Сильная</i>	Слабая, средняя
Зональность оруденения	Слабая	Слабая	Слабая	<i>Сильная, средняя</i>	Слабая, средняя
Главные (второстепенные) металлы	Au, Ag, As (Te, Sb, W)	Au, Ag, Bi (Te, W, Sn)	Cu, Mo, Au	<i>Cu, Au, As, Ag, Pb (Bi, Sb, Mo, Sn, Zn, Te)</i>	<i>Au, Ag, Zn, Pb, Cu (Mo, Sb, As)</i>
Отношение Au / Ag	> 10	> 1	?	< 1	< 0,1

Примечание. Таблица составлена на основе данных из (Groves, Santosh, 2015) с изменениями и дополнениями авторов, касающимися эпиптермальных месторождений.

Как следует из информации, приведенной в табл. 8, месторождение Оленинское имеет много черт, позволяющих сопоставлять его с эпitherмальными высокосульфидными месторождениями, учитывая, конечно, регенерацию минерализации при наложенном региональном метаморфизме.

Результаты сопоставления основных характеристик Оленинского месторождения и месторождения Пампало, которое можно рассматривать как эталонный объект орогенического месторождения на Фенноскандинавском щите, приведены в табл. 9.

Таблица 9

Сопоставление основных характеристик месторождений Оленинского и Пампало

Рудопроявление		Оленинское	Пампало
1		2	3
Зеленокаменная структура		Колмозеро — Воронья	Иломантси
Стратиграфические толщи, интрузивные тела		Толща амфиболитов хребта Оленьего (древнее 2,83 млн лет)	Формация Пампало: толеитовые метабазалты, щелочно-кальциевые андезиты, тальк-карбонат-хлоритовые сланцы (коматиты)
Тектонические структуры		Флексурная складка в пределах шир-зоны северо-западного направления	Ядерная часть антиклинальной складки в шир-зоне Пампало
Вещающие породы		Амфиболиты, силлы кварцевых порфиров	Толща пирокластических полевошпатовых пород среднего состава (щелочно-кальциевые андезиты), тела кварцевых порфиров
Региональный метаморфизм		1) Неоархейский (2,77–2,68 млрд лет), нижняя часть амфиболитовой фации $T \sim 600^\circ\text{C}$, $P = 3\text{--}4$ кбар 2) Палеопротерозойский (1,8–1,9 млрд лет), эпидот-амфиболитовая фация $T \sim 530^\circ\text{C}$, $P = 5,0\text{--}5,5$ кбар	1) Неоархейский (2,75–2,70 млрд лет), амфиболитовая фация ($T = 550 \pm 50^\circ\text{C}$, $P = 3\text{--}5$ кбар) 2) Палеопротерозойский (1,8–1,7 млрд лет), не превышал зеленосланцевой фации
Метасоматические процессы	дорудные	К — Са Диопсидовые, биотитовые	Биотитовые
	синрудные	Si — В — (К) Альбит-мусковит-кварцевые, турмалин-арсенопирит-кварцевые, кварцевые	Развитие пирит-карбонат-кварцевых и турмалин-биотит-кварцевых прожилков
	пострудные	Околопегматитовые биотитизация и гольмквиститизация	Калиевый полевой шпат по плагиоклазу

1	2	3
Рудные тела (форма, размеры, содержание золота)	Рудные линзы мощностью до 4 м, протяженностью до 100 м. Лучшее пересечение 20,4 г/т на 1,8 м в скважине, пройденной ЗАО «Блэк Фокс»	Рудные линзы 4–10 на 30–50 м. Наиболее высокое содержание золота (> 5 г/т) отмечено на контакте тел порфиров и вмещающих «мафитовых сланцев»
Текстура оруденения, содержание сульфидов	Вкрапленная, прожилково-вкрапленная, 1–15 %	Вкрапленная, прожилково-вкрапленная
Главные рудные	Ару, Ро	Ру
Второстепенные рудные	Ср, Sp, Gal, Fr, сульфосоли Sb, Dys, El	Ро, Ср, Gal, Sp, Alt, теллуровисмутит, цумоит, раклиджит, фробергит
Геохимическая специализация	Au — As — Ag — Sb — Cu — Pb — Zn — В — W). Отношение Au / Ag < 0,2	Au — As — Bi — Te — В — Cu — Ag — Mo — W. Отношение Au / Ag > 2
Возраст золоторудной минерализации	Мезо- или неогархейский — от 2,83 (возраст даек кварцевых порфиров) до 2,45 (возраст секущих пегматитов) млрд лет	2708–2693 млн лет
Золото	Пять генераций: 1) электрум 25–32 % Au с пирротиним, лёллингитом и арсенопиритом; 2) электрум 33–47 % Au с галенитом, дискразитом, сульфосолями; 3) золото в дискразите; 4) золото 78–95 % Au в кварце; 5) серебро (< 7 % Au) в зоне окисления. Есть также золотосодержащий дискразит, ютенбогартит	Золото тонкое (< 15 мкм), свободное среди силикатов либо в сростании с пиритом, пирротиним, реже с арсенопиритом и рутилом; сростки с теллуридами Bi, Ag, Fe. Содержание серебра до 29 мас. % (среднее 8 %)

Текстовое описание месторождения Пампало, составленное по литературным данным (Mineral..., 2015; Molnar et al., 2013, 2016a, 2016b; Kalliomäki et al., 2019; Eilu, 2012), дано в приложении 2.

Как результат сопоставления следует признать, что геологическая ситуация в поясе Колмозеро — Воронья в районе Оленинского месторождения весьма сходна с таковой в поясе Иломантси. Это касается комплекса метаморфических пород, включая наличие тел порфиров, возраста, этапности и условий регионального метаморфизма.

Но характер метасоматических преобразований пород на участках развития минерализации золота отличается: в породах Оленинского месторождения развит диопсид, практически отсутствует хлорит и весьма редок карбонат, тогда как на месторождении Пампало хлорит и кальцит, наряду с кварцем, — основные минералы измененных пород.

Основное же отличие Оленинского месторождения от Пампало, как и от других орогенических месторождений, — это геохимические характеристики, в первую очередь, ассоциация металлов, включающая серебро, сурьму, свинец, цинк и медь.

Такие геохимические особенности нашли отражение и в минеральном составе оруденения Оленинского, поскольку здесь значительную роль играют сульфосоли Pb, Ag и другие минералы сурьмы.

Отличает Оленинское месторождение от Пампало и других орогенических месторождений также отношение Au / Ag, меньшее 0,2, тогда как в рудах Пампало оно больше 2, и в целом в орогенических рудных объектах золото всегда преобладает над серебром.

Кроме того, отличие Оленинского месторождения от орогенических месторождений золота подчеркивается исследованиями изотопии серы (Волков, Новиков, 2002; Сидоров и др., 2002). Значение $\delta^{34}\text{S}$ в арсенопирите Оленинского составляет -2,67 — -6,17 ‰, в пирите из рудопроявления Пеллапахк $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от -1,19 до -9,04, тогда как для орогенических месторождений золота зеленокаменных поясов характерны положительные значения $\delta^{34}\text{S}$ и среднее составляет +3,79 ‰ (Manttari, 1995).

Отличает Оленинское месторождение от месторождений орогенического типа и состав рудообразующих флюидов. Согласно современным представлениям, в формировании орогенических месторождений золота определяющую роль играют растворы / флюиды метаморфогенного происхождения, эти флюиды характеризуются водно-углекислотным составом, близнейтральными значениями pH, низкой соленостью (Phillips, Powell, 2010; Gaboury, 2019; Zhu et al., 2011). Флюиды с указанными особенностями состава могут переносить золото в виде комплексов с HS^- , такими как $\text{Au}(\text{HS})^0$ и $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, но они бедны цветными металлами и серебром. Поэтому под воздействием метаморфогенных флюидов формируются орогенические собственно золоторудные месторождения с низким содержанием минералов цветных металлов, типичная геохимическая ассоциация элементов в таких месторождениях включает Au, As, S, Sb, Te, W ± Ag, B, Bi, Co, Cu (Gaboury, 2019). Как показано выше в разделе 5.1, флюиды Оленинского месторождения характеризуются высокой и средней соленостью (до значений более 400 г/т) и высоким содержанием цветных металлов и серебра.

Принимая во внимание минералого-геохимические характеристики Оленинского месторождения, становится ясно, что его не следует относить к орогеническому типу, как это сделано, к примеру, в (Ивашенко, Голубев, 2011). Указанные геохимические и минералогические особенности состава руд и характеристики флюидных включений в кварце более свойственны рудным объектам, происхождение которых обусловлено воздействием флюидов магматического происхождения с высоким окислительным потенциалом. Это месторождения, генетически связанные с окисленными магматическими комплексами, в частности порфировые и эпитермальные месторождения.

Флюиды месторождений этих типов обогащены щелочами, серой, хлором, рядом металлов (в том числе серебром и цветными металлами) (Gaboury, 2019). Золото во флюидах переносится в виде комплексных соединений с хлором, а не с серой (Phillips, Powell, 2010; Gaboury, 2019; Pokrovski et al., 2014).

К рудным объектам порфирирового типа, связанным с окисленными интрузивами, в северо-западной части пояса Колмозеро — Воронья относится медно-молибденовое порфирировое рудопроявление Пеллапахк (Калинин, Галкин, 2012), кратко охарактеризованное в первой главе. К этому же классу месторождений на Фенноскандинавском щите относятся медно-порфирировое (с золотом) месторождение Айтик в северной Швеции (Wanhainen et al., 2005; Metallogeny..., 2008), молибден-порфирировое месторождение Лобаш и рудопроявление золота Лобаш-1 в Центральной Карелии (Покалов, Семенова, 1993; Кулешевич и др., 2004).

С порфирированными интрузивами, кристаллизующимися на глубине от 1 до 6 км, генетически связаны приповерхностные (0,5–2 км) эпitherмальные высокосульфидные и низкосульфидные месторождения (Saunders et al., 2014; Коваленкер, 1995), формирующиеся под воздействием флюидов, сгенерированных интрузивом. Такие объекты могли сохраниться в образованиях докембрия, хотя впоследствии были регенерированы процессами метаморфизма и/или под воздействием плутонов (Сидоров и др., 2002, 2019).

С эпitherмальными (метаморфизованными) месторождениями Оленинское можно сопоставлять по следующим характеристикам:

- геолого-структурное положение в сдвиговой зоне (впрочем, такое же положение типично для всех эпигенетических месторождений золота);
- эшелонированные рудные тела относительно небольшой мощности и протяженности, малый масштаб месторождения;
- пространственная и генетическая связь с массивом гранит-порфириров, приуроченность к силлам кварцевых порфириров;
- высокая соленость флюидов с преобладанием хлора среди анионов и аномально высокой концентрацией As, Sb, Ag и цветных металлов Zn, Pb, Cu;
- характер метасоматических преобразований и их интенсивность;
- геохимическая ассоциация рудных элементов;
- отношение Au / Ag меньше 0,2;
- сложный минеральный состав оруденения, большое разнообразие сульфосолей и других соединений сурьмы и серебра.

Ранее возможность отнесения Оленинского месторождения к эпitherмальному типу рассматривалась А. А. Сидоровым с соавторами (2002).

Зональность метасоматического изменения пород выражается в развитии различных диопсидсодержащих и биотитовых метасоматитов по амфиболитам, в замещении гранит-порфириров альбит-мусковит-кварцевыми метасоматитами и, наконец, в формировании турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов по измененным гранит-порфирам и по измененным амфиболитам в приконтактных зонах силлов гранит-порфириров. Минерализованные зоны, включающие метасоматически измененные гранит-порфиры, отличаются более значительной мощностью, интенсивностью метасоматического преобразования, более высокими концентрациями благородных и цветных металлов.

Зональность оруденения в целом подчиняется зональности метасоматического преобразования пород, и, как уже отмечалось выше, состав

оруденения зависит от наличия или отсутствия в минерализованной зоне измененных гранит-порфиров.

Если классифицировать Оленинское месторождение как регенерированное эпитеpмальное (метаморфизованное), то возраст первичной минерализации следует принять близким к возрасту гранит-порфиров 2828 ± 8 млн лет (Кудряшов и др., 2015а). Мезо- или неоархейский возраст минерализации подтвержден Рb-Рb изотопными исследованиями галенита месторождения Оленинского: модельный возраст минерала составил 2,8–2,6 млрд лет (Пушкарев, 1990) согласно модели Стэйси — Крамерса (Stacey, Kramers, 1975). В дальнейшем минерализация, естественно, претерпела несколько этапов преобразования, связанных с наложенным региональным метаморфизмом амфиболитовой фации.

Немногочисленные объекты, которые предположительно относятся к метаморфизованным эпитеpмальным месторождениям, имеются на Фенноскандинавском щите на территории Финляндии. Это золоторудное месторождение протерозойского возраста Кутемаярви, неоархейское рудопроявление золота Кюльмякангас (AR) и месторождение серебра (с золотом и цинком) Тайвальярви (AR). Текстовое описание названных месторождений приведено в приложении 2, а сопоставление основных характеристик дано в табл. 10.

Сопоставляя Оленинское месторождение с метаморфизованными эпитеpмальными месторождениями Финляндии, мы видим, что его геологическая позиция весьма сходна с таковой на месторождении Кюльмякангас, где минерализация также приурочена к дайкам кварцевых порфиров в основных-ультраосновных метавулканитах. Геохимические и минералогические особенности Оленинского месторождения (развитие минералов серебра, свинца, сурьмы, распространенность фрейбергита и дискразита) при этом ближе к характеристикам месторождения Тайвальярви.

К последствиям метаморфизма эпитеpмальных руд Оленинского месторождения в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций можно отнести их следующие особенности. В первую очередь, это отсутствие пирита в составе минерализации (кроме поздних кварцевых метасоматитов): пирит мог быть замещен пирротином при метаморфизме амфиболитовой фации. Кроме того, это характер метасоматического преобразования вмещающих пород, а именно: развитие диопсидовых метасоматитов, малая распространенность карбонатов (только иногда кальцит встречается в диопсидовых метасоматитах) и практически полное отсутствие хлорита.

Формирование минеральных ассоциаций диопсидсодержащих пород, по всей видимости, связано с метаморфизмом амфиболитов, измененных метасоматически при внедрении даек кварцевых порфиров. Как отмечалось ранее, изменение химического состава при формировании диопсидсодержащих разновидностей пород незначительно и выражается в переходе железа в сульфидные фазы и соответственным повышением магнезиальности мафических минералов. Такой процесс скорее следует отнести к метаморфическим, а не к метасоматическим преобразованиям. Низкое содержание карбонатов может быть связано с удалением CO_2 при метаморфизме, но может также отражать низкую активность CO_2 при метасоматических изменениях пород (известно, что карбонаты не характерны для высокосульфидных эпитеpмальных месторождений (табл. 8)). Отсутствие хлорита объясняется его замещением амфиболом при региональном метаморфизме в условиях выше зеленосланцевой фации.

Сопоставление Оленинского месторождения с эпиптермальными метаморфизованными месторождениями Финляндии

Месторождение	Оленинское	Кутемаярви	Кюльмякангас	Тайвалъярви
Зеленокаменная структура	Колмозеро — Воронья	Тампере	Оиярви	Типасъярви
Стратиграфические толщи, интрузивные тела	Толща амфиболитов хребта Оленьего (древнее 2,83 млрд лет)	Формация Коскуенъярви — чередование метавулканитов основного, среднего и кислого составов	Ультраосновные толщи коматиитового состава	Формация Койвумяки: фельзитовые метавулканиты (~ 2,83 млрд лет)
Тектонические структуры	Флексурная складка в пределах шир-зоны северо-западного направления	Пересечение разломов северо-западного и субширотного направлений	Шир-зона Каракха	Зона измененных метавулканитов, смятых в изоклинальные складки
Вмещающие породы	Амфиболиты, силлы кварцевых порфиров	Метавулканиты среднего состава	Дайки измененных кварцевых порфиров дацит-риолитового состава	Массивные кварцевые порфиры, вулканическая брекчия, фельзитовые туфы и туффиты
Региональный метаморфизм	1) Неоархейский (2,77–2,68 млрд лет), нижняя часть амфиболитовой фации $T \sim 600$ °С, $P = 3-4$ кбар 2) Палеопротерозойский (1,8–1,9 млрд лет), эпидот-амфиболитовая фация $T \sim 530$ °С, $P = 5,0-5,5$ кбар	Нижняя часть амфиболитовой фации, $1,88 \pm 0,01$ млрд лет, $T = 470-570$ °С, $P = 3-4$ кбар	Неоархейский до верхней части зеленосланцевой фации и палеопротерозойский — нижняя часть амфиболитовой фации	Неоархейский и палеопротерозойский, доходил до амфиболитовой фации

Продолжение таблицы 10

Месторождение	Оленинское	Кутемаярви	Кюльмякангас	Тайвальярви	
Метасоматические процессы	дорудные	Диопсидовые, биотитовые	Серицит-хлоритовые	Карбонатизация	Серицит-кварцевые
	синрудные	Si — В — (К) Альбит-мусковит-кварцевые, турмалин-арсенопирит-кварцевые, кварцевые	Пирофиллит и кварц либо серицит и кварц с андалузитом, топазом, флюоритом, каолинитом, диаспором, рутилом	Окварцевание, пиритизация	Карбонат (анкерит, манганокальцит) -кварцевые жилы и прожилки, биотит, хлорит, тремолит, гранат.
	пострудные	Околопегматитовые биотитизация и гольмквиститизация			
Рудные тела (форма, размеры, содержание золота)	Рудные линзы мощностью до 4 м, протяженностью до 100 м. Лучшее пересечение 20,4 г/т на 1,8 м в скважине ЗАО «Блэк Фокс»	Трубообразные тела размером 5–25 × 20–50 м и прослеживаются на глубину более 1100 м, среднее содержание золота ~ 9 г/т	Рудная зона мощностью до 17 м, прослежена на глубину > 250 м и на 250 м по простиранию. Лучшее пересечение 33,6 г/т на мощность 7,3 м	Стратифицированные тела мощностью 4–8 м, прослеживающиеся на первые сотни метров, среднее содержание золота 0,29 г/т	
Текстура оруденения, содержание сульфидов	Вкрапленная, прожилково-вкрапленная, 1–15 %	Вкрапленная, прожилково-вкрапленная	Вкрапленная, прожилково-вкрапленная	Вкрапленная, прожилково-вкрапленная, 5–8 %	

Месторождение	Оленинское	Кутемаярви	Кюльмякангас	Тайвальярви
Главные рудные	Ару, Ро	Alt, Ру	Ру	Ру, Ро
Второстепенные рудные	Ср, Sp, Gal, Fr, сульфосоли Sb, Dys, El	Ару, Ро, Ср, Cub, Sp, Gal, сульфосоли Pb и Cu, теллуриды Pb, Bi, Ag, Au, золото.	Ср, Chs, Bn, Sp, Gal, El, Hs, Au	Gal, Sp, Ср, Fr, Dys, сульфосоли Pb
Геохимическая специализация	Au — As — Ag — Sb — Cu — Pb — Zn — В — W. Отношение Au / Ag < 0,2	Au, Ag, As, Bi, F, K, Pb, Sb, Se, Si, Te, Zn	Ag, Au, Cu, Pb, S, Te, Zn. Отношение Au / Ag ~ 0,25	Au — As — Ag — Sb — Cu — Pb — Zn. Отношение Au / Ag < 0,01
Возраст золоторудной минерализации	Мезо- или неогархейский — от 2,83 (возраст даек кварцевых порфиров) до 2,45 (возраст секущих пегматитов) млрд лет	От 1896 ± 3 млн лет (возраст интрузии Пукала) до 1,88 млрд лет (возраст метаморфизма)	Нет данных	Нет данных
Золото	Пять генераций: 1) электрум 25–32 % Au с пирротинном, лёллингитом и арсенопиритом; 2) электрум 33–47 % Au с галенитом, дискразитом, сульфосолями; 3) золото в дискразите; 4) золото 78–95 % Au в кварце; 5) серебро (< 7 % Au) в зоне окисления. Есть также золотосодержащий дискразит, ютенбогартит	Самородное золото по границам кварцевых зерен, во включениях в пирите, арсенопирите, симплектитовых срастаниях с теллуридами	Золото в кварце, ассоциирует с гесситом	Электрум во включениях в пирите и сфалерите

С метаморфизмом руд Оленинского месторождения, вероятно, связаны особенности состава флюидных включений в кварце — весьма высокая общая соленость и аномально высокие содержания металлов во флюиде. Поскольку при метаморфизме в условиях амфиболитовой фации из пород в значительной степени удаляются вода и CO_2 , то и состав флюидных включений должен был переуравновеситься. Соответственно, полученные данные отражают характеристики флюида, сформировавшегося при метаморфизме руд.

Следствием метаморфизма руд в условиях амфиболитовой фации является также формирование структур кристаллизации сульфидного расплава соединений легкоплавких металлов, в составе которых чаще всего отмечаются галенит и фрейбергит, а также присутствуют пирротин, пираргирит, ульманит, халькопирит, реже диафорит, семсеит, брейтауптит, нисбит, халькопирит, гринокит, шпютцит.

Структуры кристаллизации сульфидного расплава установлены не только на Оленинском месторождении, но и в рудах медно-молибденового порфирирового рудопроявления Пеллапахк, где в них участвуют минералы висмута, мышьяка, сурьмы (Калинин, Савченко, 2020). На рудопроявлении Пеллапахк отмечены и другие признаки переотложения рудных минералов при метаморфизме, в частности, приуроченность вкрапленности халькопирита к параморфозам кианита по андалузиту (в андалузите таковая практически отсутствует) (рис. 65), а молибденита — к мусковиту (Калинин, Галкин, 2012).

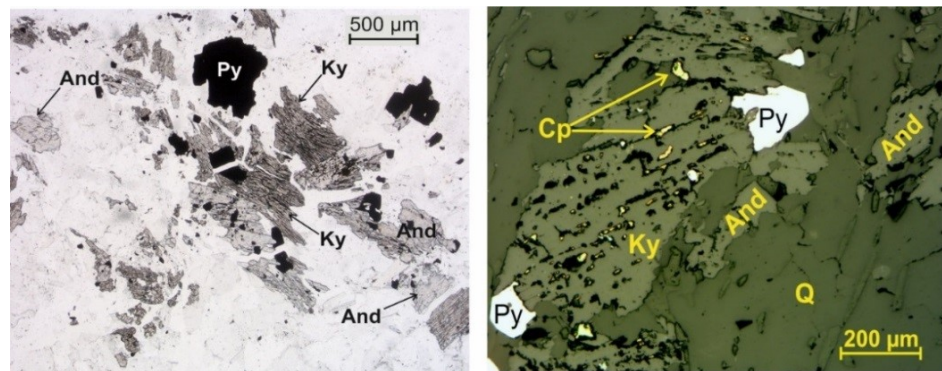


Рис. 65. Кианит с вкрапленностью халькопирита по спайности минерала из рудопроявления Пеллапахк. Слева — фотография шлифа, справа — фото аншлифа (без анализатора)

Еще более поздний этап гидротермального минералообразования, проявившийся на Оленинском месторождении, — это развитие пирит-арсенопиритовой минерализации с теллуридами и золотом (стадия V) в кварцевых метасоматитах. Судя по ассоциации пирита и арсенопирита и по температуре минералообразования на данной стадии 320–370 °С, минерализация в кварцевых метасоматитах формировалась после пика раннепротерозойского метаморфизма пород зеленокаменного пояса. О времени проявления позднего метаморфизма говорят значения возраста мусковита из Оленинского месторождения 1935 ± 30 Ма, определенные К-Аг-методом (Волков, Новиков, 2002). Таким образом, отрыв по времени развития пирит-арсенопиритовой минерализации от образования первичного эпitherмального оруденения составляет около 1 млрд лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оленинское месторождение золота — один из объектов Вороньтундровского полиметалльного полигенетического рудного узла, расположенного в северо-западной части пояса Колмозеро — Воронья. Кроме Оленинского, на данной площади есть еще одно малое месторождение золота — Няльм-1, медно-молибден-порфировое рудопроявление Пеллапахк, а также ряд месторождений и рудопроявлений редкометалльных (Li-Cs) пегматитов.

Названные месторождения, кроме месторождений пегматитов, относятся к одной и той же рудно-магматической системе, связанной с комплексом малых интрузий габбродиорит — диорит — гранодиорит-порфиров. Различия в рудной нагрузке и морфологии оруденения обусловлены, по всей видимости, разным уровнем эрозионного среза рудно-магматической системы. Наиболее глубокие горизонты с медно-молибден-порфировой минерализацией вскрыты в районе горы Пеллапахк, в крупном интрузивном теле гранит-порфиров, средние — в малых штоках диоритов-гранодиоритов с золоторудной минерализацией (Няльм-1) и, наконец, самые верхние — в связи с силлами гранит-порфиров на месторождении золота Оленинском.

Месторождение Оленинское приурочено к северо-западному выклиниванию толщи амфиболитов хребта Оленьего, в амфиболитах установлено несколько силлов гранит-порфиров мощностью от 0,1 до 5–6 м. Все породы рудопроявления, за исключением гранитных пегматитов, претерпели метасоматические преобразования разной степени интенсивности. Общая мощность зоны метасоматического изменения достигает примерно 50 м. Наиболее интенсивные метасоматические преобразования контролируются левосторонними сколовыми трещинами субширотного и северо-восточного направлений (мостиковые структуры растяжения).

По амфиболитам на Оленинском месторождении развиваются диопсидовые, биотитовые и турмалин-арсенопирит-кварцевые метасоматиты, по гранит-порфирам — альбит-мусковит-кварцевые, турмалин-арсенопирит-кварцевые и кварцевые метасоматиты. Минерализованные зоны, включающие метасоматически измененные гранит-порфиры, отличаются более значительной мощностью, интенсивностью преобразования, более высокими концентрациями благородных металлов.

Золоторудная зона представляет собой серию сближенных линз на площади 900×50 м. Мощность минерализованных линз составляет до 4 м (в среднем ~ 1,5 м) при протяженности до 100 м. В обнажениях на поверхности установлено три линзы, но по результатам бурения можно полагать, что их больше. Оруденение прослежено бурением на глубину 200 м (по глубине не оконтурено), и при этом намечается тенденция увеличения содержания золота и мощности минерализованных интервалов с глубиной. Среднее содержание золота по месторождению составляет 7,6 г/т. Геохимическая ассоциация металлов Оленинского месторождения включает Au, As, Ag, Sb, Cu, Pb, Zn, W. Отношение Au / Ag низкое, меньше 0,2.

В диопсидовых и биотитовых метасоматитах по амфиболитам содержание сульфидной минерализации составляет 1–3 об. %, участками — до 5 об. %, преобладает пирротин. Вблизи зон развития турмалин-арсенопирит-кварцевых

метасоматитов в составе рудной минерализации появляются также арсенопирит, спорадически лёллингит, сфалерит, минералы ряда золота — серебро, количественно на первый план выходит арсенопирит. Максимальное разнообразие минералов золота, серебра, свинца, сурьмы и меди характерно для турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов в приконтактных зонах силлов гранит-порфиоров. Всего установлено свыше пятидесяти минеральных видов сульфидов и их аналогов, сульфосолей, интерметаллических соединений.

Среди минералов месторождения Оленинского есть редкие, впервые обнаруженные в Кольском регионе минеральные виды, такие как семсеит, учукчакуаит, рамдорит, физелиит и некоторые другие. Установлена железистая разновидность учукчакуаита, в которой Fe преобладает над Mn, ранее в мировой литературе не описанная. Также впервые на Фенноскандинавском щите обнаружено и изучено горчичное золото — минеральный агрегат, представляющий собой тончайшее срастание электрума с кислород- и хлорсодержащими минеральными фазами.

В развитии оруденения выделено семь стадий (ассоциаций) минералов: ильменит-пирротиновая, лёллингит-арсенопиритовая, сульфосолюно-галенит-сфалеритовая, арсенопиритовая, минералов стадии сульфидного анатексиса, пирит-арсенопиритовая и ютенбогардтит-акантитовая. Для некоторых минералов выявлено по несколько генераций: пять генераций минералов ряда золото — серебро, по три генерации арсенопирита, пирротина и халькопирита.

Установлено, что минерализация на Оленинском месторождении формировалась при участии флюидов высокой солености, соленость флюидов в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах превышала 400 г/кг H₂O. В анионной части преобладающим компонентом является Cl⁻. Среди катионов главными компонентами являются Na и Ca, характерны аномально высокие содержания As, Sb, Zn, Pb, Ag, Cu. Концентрация золота во флюидах — от 2,8 до 4,3 г/т.

Месторождение Оленинское отнесено нами к редкому в зеленокаменных поясах докембрия типу регенерированных (метаморфизованных) эпитегрмальных месторождений, оно является одним из объектов зональной порфирово-эпитегрмальной рудной системы. В центральной («высокотемпературной») зоне этой системы располагается медно-молибден-порфировое рудопроявление Пеллапахк, а во внешней («низкотемпературной») — рассматриваемое золотосеребряное месторождение Оленинское, локализованное во вмещающих толщах амфиболитов.

О правомерности такой генетической типизации месторождения говорят его пространственная и генетическая связь с массивом гранит-порфиоров, приуроченность к силлам кварцевых порфиоров, особенности состава флюидов, геохимическая ассоциация рудных элементов, преобладание серебра над золотом в составе руды (отношение Au / Ag меньше 0,2), сложный минеральный состав оруденения, большое разнообразие сульфосолей и других соединений сурьмы и серебра. Не противоречат эпитегрмальному метаморфизованному типу геолого-структурное положение месторождения в сдвиговой зоне, морфология и параметры рудных тел, масштаб месторождения, зональность и интенсивность метасоматических преобразований околорудных пород.

Работа выполнена в рамках темы НИР 0226-2019-0053 при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-70001).

ЛИТЕРАТУРА

Астафьев Б. Ю., Воинова О. А. Региональные флюидонасыщенные зоны восточной части Балтийского щита как индикатор глубинных процессов формирования земной коры // Проблемы плейт- и плюмтектоники в докембрии: мат-лы III Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб.: Ин-т геологии и геохронологии докембрия РАН, 2011. С. 19–22.

Белоліпецкiй А. П., Волошин А. В., Ильин Ю. И., Полежаева Л. И. Сульфидная минерализация в апориолитовых и метабазитовых метасоматитах Вороньих тундр // Метасоматоз и метасоматиты в метаморфических комплексах докембрия. Апатиты: изд. КФАН СССР, 1981. С. 111–118.

Белоліпецкiй А. П., Гаскельберг В. Г., Гаскельберг Л. А., Антонюк Е. С., Ильин Ю. И. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 240 с.

Белоліпецкiй А. П., Калинин А. А., Петров С. И. Минералогия и геохимия метасоматитов зон глубинных разломов. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1987. 115 с.

Беляев О. А., Загородный В. Г., Петров В. П., Волошина З. М. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. Л.: Наука, 1977. 88 с.

Беляев О. А., Петров В. П. Новые аспекты в изучении истории метаморфизма и метаморфической структуры докембрия северо-восточной части Балтийского щита // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. Т. 2. С. 195–207.

Бортников Н. С. О достоверности арсенопиритового и арсенопирит-сфалеритового геотермометров // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35, № 2. С. 177–191.

Воган Д. Дж., Крейг Дж. Р. Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981. 575 с.

Волков А. В., Новиков И. А. Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский п-ов, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 5. С. 412–424.

Вревский А. Б. Петрология и геодинамические режимы развития архейской литосферы. Л.: Наука, 1989. 144 с.

Гавриленко Б. В., Никитин И. В., Зозуля Д. Р., Кудряшов Н. М., Петровский М. Н., Корсакова О. П., Галкин Н. Н. Геология, тектоника, возраст и металлогения архейской шовной зоны Колмозеро — Воронья, Кольский регион // Вестник МГТУ. 2002. Т. 5, № 1. С. 43–60.

Галкин Н. Н. Минералого-геохимическая характеристика Оленинского золоторудного проявления, архейская зона Колмозеро — Воронья // Геология и геоэкология. Исследования молодых. Мат-лы XIII молодеж. конф. памяти К. О. Кратца. Апатиты: Апатит-Медиа, 2002. Т. 2. С. 33–39.

Галкин Н. Н. Геология и минералогия золоторудных проявлений Пеллапахк-Оленинского рудного узла. Кольский полуостров: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Апатиты, 2006. 22 с.

Гамянин Г. Н., Жданов Ю. Я., Некрасов И. Я., Леснова Н. В. «Горчичное» золото из золото-сурьмяных руд Восточной Якутии // Новые данные о минералах. 1987. № 34. С. 13–20.

Геология рудных районов Мурманской области / В. И. Пожиленко, Б. В. Гавриленко, Д. В. Жиров, С. В. Жабин. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 360 с.

Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 215 с.

Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС / отв. исполнитель М. В. Минц. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.; Т. 2. 400 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-37, 38. м. Святой Нос, м. Канин Нос. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 251 с.

Другова Г. М., Глебовицкий В. А., Дук В. Л., Кицул В. И., Савельева Т. Л., Седова И. С., Семенов А. П. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л.: Наука, 1982. 229 с.

Иващенко В. И., Голубев А. И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 369 с.

Калинин А. А. Состав арсенопирита как показатель условий рудообразования в метасоматитах Вороньих тундр // *Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия*. Апатиты: изд. КФАН СССР, 1984. С. 54–57.

Калинин А. А. Минералогия проявлений серебра в северо-восточной части Балтийского щита: препринт. Апатиты: изд. КНЦ АН СССР, 1991. 47 с.

Калинин А. А. Золото в метаморфических комплексах северо-восточной части Фенноскандинавского щита. Апатиты: ФИЦ КНЦ РАН, 2018. 250 с.

Калинин А. А., Бакаев Г. Ф. Рудопроявление золота Няльм-1 в поясе Колмозеро — Воронья: геологические и минералого-геохимические особенности // *Наука и образование в Арктическом регионе: мат-лы междунар. науч.- практич. конф. (Мурманск, 3–7 апреля 2017 г.)*. Мурманск: МГТУ, 2017. С. 70–76.

Калинин А. А., Галкин Н. Н. Докембрийское медно-молибден-порфировое месторождение Пеллапахк (зеленокаменный пояс Колмозеро — Воронья) // *Вестник Кольского НЦ РАН*. 2012. № 1. С. 80–92.

Калинин А. А., Полежаева Л. И. Минералы Рb и Ag в метасоматитах Вороньих тундр // *Новые данные по минералогии магматических и метаморфических комплексов Кольского полуострова*. Апатиты: изд. КФ АН СССР, 1986. С. 64–72.

Калинин А. А., Савченко Е. Э. Таллиевая минерализация на Оленинском золоторудном проявлении, пояс Колмозеро — Воронья // *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*. 2019. Т. 16. С. 240–244. <https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.049>

Калинин А. А., Савченко Е. Э. Структуры кристаллизации сульфидных расплавов как признак метаморфизма руд Оленинского месторождения золота // *Вестник МГТУ*. 2020. Т.23, № 1. С. 29–37. DOI: 10.21443/1560-9278-2020-23-1-29-37

Калинин А. А., Кудряшов Н. М., Галкин Н. Н. Рудопроявления золота, меди и молибдена в зеленокаменном поясе Колмозеро — Воронья (Кольский

полуостров): геологические особенности и возраст // Золото Кольского полуострова и сопредельных территорий. Апатиты: К & М, 2010. С. 51–59.

Калинин А. А., Савченко Е. Э., Селиванова Е. А. Рений- и селенсодержащий молибденит рудопоявления Озерное в Салла-Куолярвинской зоне, Северная Карелия // Записки РМО. 2013. № 6. С. 105–115.

Калинин А. А., Савченко Е. Э., Селиванова Е. А. Минералы благородных металлов в Оленинском рудопоявлении золота, пояс Колмозеро — Воронья (Кольский полуостров) // Записки РМО. 2017. № 1. С. 43–58.

Коваленкер В. А. Минералого-геохимические закономерности формирования эпitherмальных руд золота и серебра: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук в форме научного доклада. М.: ИГЕМ РАН, 1995. 102 с.

Колодяжный С. Ю. Структуры латерального течения северо-восточной части Восточно-Европейской платформы (статья 1: особенности геологического строения, структурные парагенезы фундамента) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87, вып. 1. С. 15–24.

Коробейников А. Ф., Ананьев Ю. С., Гусев А. И., Ворошилов В. Г. Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность золоторудных полей и месторождений складчатых поясов Сибири. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2013. 458 с.

Кряжев С. Г., Прокофьев В. Ю., Васюта Ю. В. Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов // Вестник МГУ. Серия 4 Геология. 2006. № 4. С. 30–36.

Кудаева Ш. С., Андреева Е. Д. Горчичное золото: характеристики, виды и химический состав // Материалы XIII Региональной молодежной научной конференции «Природная среда Камчатки» (15 апреля 2014 г.). Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2014. С. 17–30.

Кудряшов Н. М., Калинин А. А., Лялина Л. М., Серов П. А., Елизаров Д. В. Геохронологические и изотопно-геохимические характеристики пород, вмещающих рудопоявления золота архейского зеленокаменного пояса Колмозеро — Воронья (Кольский регион) // Литосфера. 2015а. № 6. С. 83–100.

Кудряшов Н. М., Лялина Л. М., Апанасевич Е. А. Возраст редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк (Кольский регион): результаты геохронологического U-Pb исследования микролита // ДАН. 2015б. Т. 461, № 4. С. 437–441.

Кудряшов Н. М., Петровский М. Н., Мокрушин А. В., Елизаров Д. В. Неоархейский санукитоидный магматизм Кольского региона: геологические, петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2013. Т. 21, № 4. С. 389–413.

Кудряшов Н. М., Удоратина О. В., Кобл М. А., Стешенко Е. Н., Габов Д. А. Возраст и источники вещества для редкометалльных пегматитов архейского зеленокаменного пояса Колмозеро — Воронья: изотопно-геохронологические исследования циркона из турмалин-мусковитовых гранитов // Труды Фермановской научной сессии Ги КНЦ РАН. 2018. Т. 15. С. 222–225.

Кулешевич Л. В., Тытык В. М., Коротаева Н. Н. Минералогия руд и околорудно-измененных пород золото-полиметаллического месторождения Лобаш-1 (Карелия) // Записки РМО. 2004. Ч. СXXXIII, № 4. С. 39–51.

Милиц М. В., Глазнев В. Н., Конилов А. Н., Никитичев А. П., Раевский А. Б., Седых Ю. Н., Ступак В. М., Фонарев В. И. Ранний докембрий северо-востока

Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.

Морозова И. М., Другова Г. М., Спринцзон В. Д. О последовательности этапов метаморфизма в серии полмос-порос на Кольском полуострове (по данным К-Аг метода) // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы: мат-лы III петрогр. совещ. Киев: Наук. думка, 1979. С. 172.

Недра Северо-Запада Российской Федерации / В. А. Коровкин, Л. В. Турылева, Д. Г. Руденко, В. А. Журавлев, Г. Н. Ключникова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 754 с.

Никитин И. В. Тектоника зоны Колмозеро — Воронья в свете концепции горизонтальных движений // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 104–111.

Никитин И. В., Гавриленко Б. В. Структурная и геодинамическая многоликость эксгумированных «корней» архейского межплитного шва (Кольский полуостров) // Постколлизонная эволюция подвижных поясов. Екатеринбург, 2001. С. 126–129.

Пакет предварительной геологической информации для участников конкурса на право пользования недрами для геологического изучения северо-западной части Колмозеро-Вороньинской структуры с последующей добычей золота, меди, молибдена / Комитет природных ресурсов по Мурманской области (Мурманкомприрода). Апатиты, 1998. 29 с.

Пальянова Г. А. Физико-химические особенности поведения золота и серебра в процессах гидротермального рудообразования. Новосибирск: изд. СО РАН, 2008. 221 с.

Пальянова Г. А., Колонин Г. Р. Геохимическая подвижность Au и Ag в условиях гидротермального переноса и отложения (термодинамическое моделирование) // Геохимия. 2007. № 8. С. 814–828.

Петров В. П., Гарифулин Л. Л., Реженева С. А. К вопросу о развитии процессов метаморфизма в зоне Колмозеро — Воронья (Кольский полуостров) // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1984. С. 46–55.

Плющев Е. В., Ушаков О. П., Шатов В. В., Беляев Г. М. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1981. 262 с.

Покалов В. Т., Семенова Н. В. Лобаш — первое крупное молибденовое месторождение докембрийского возраста (Карелия) // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35, № 3. С. 262–270.

Прияткина Л. А., Дагелайский В. Б. Метаморфизм свит полмос и порос // Граниты Кольского полуострова и Карелии. М.: Изд-во АН СССР, 1965. С. 72–83.

Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.

Пушкарев Ю. Д. Мегациклы в эволюции системы кора — мантия. Л.: Наука, 1990. 216 с.

Рождественская В. А. Региональные метасоматиты метаморфического комплекса Вороньих тундр (Кольский полуостров) // Бюлл. Московского об-ва испытателей природы, отд. геол. 1980. Т. 55, № 1. С. 107–119.

Рожков И. С., Жаднова Т. П. К проблеме золотоносности Русской платформы // ДАН СССР. 1972. Т. 203, № 2. С. 434–437.

Ройзенман Ф. М., Ежов С. В., Роненсон Б. М. Рудообразующие метасоматические процессы в метаморфических комплексах // *Метаморфогенное рудообразование. Апатиты*, 1980. С. 77–83.

Ройзенман Ф. М. О перспективах поисков комплексных редкометалльных пегматитов в районе Вороньих тундр (Кольский полуостров) // *Изв. вузов. Геол. и разв.* 1996. № 2. С. 65–72.

Роненсон Б. М., Ройзенман Ф. М., Рождественская В. А. Формация региональных метасоматитов Вороньих тундр // *Геология метаморфических комплексов. Свердловск*, 1979. С. 113–118.

Сайт Геологического института Кольского научного центра РАН. URL: <http://geoksc.apatity.ru/index.php/about/structure/86-chemical-analytical-lab> (дата обращения: 18.02.2020).

Сидоров А. А., Волков А. В., Новиков И. А. О докембрийском эпитептермальном оруденении // *Доклады Академии наук*. 2002. Т. 385, № 1. С. 87–91.

Сидоров А. А., Волков А. В., Галямов А. Л. О металлогении тихоокеанских вулканических поясов // *Вулканология и сейсмология*. 2019. № 6. С. 23–35. DOI: <https://doi.org/10.31857/S0203-03062019623-35>

Boyle R. B. The geochemistry of gold and its deposits. Ottawa: Geol. Surv. Canada, 1979. 584 p.

Cox D. P., Singer D. A. Mineral Deposit Models. U. S. Geol. Surv. Bull. 1693. Washington, 1992. 379 p.

Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London. Memoirs*. 2006. Vol. 32. P. 579–598.

Dube B., Gosselin P. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits // *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. Special Publication*. 2007. No. 5. P. 49–73.

Duuring P., Cassidy K. F., Hagemann S. G. Granitoid-associated orogenic, intrusion-related, and porphyry style metal deposits in the Archean Yilgarn Craton, Western Australia // *Ore Geology Reviews*. 2007. Vol. 32. P. 157–186.

Eilu P. Gold mineralisation in southwestern Finland // *Geological Survey of Finland, Special Paper 52*. 2012. P. 11–22.

Eilu P., Pankka H. Fingold — a public database on gold deposits in Finland // *Geol. Survey of Finland: Espoo*, 2013 (также версии 2009 и 2011). URL: <http://en.gtk.fi/information-services/palvelukuvaukset/fingold.html> (дата обращения: 21.03.2016).

Frost B. R., Mavrogenes J. A., Tomkins A. G. Partial melting of sulfide ore deposits during medium- and high-grade metamorphism // *Can. Miner.* 2002. Vol. 40. P. 1–18.

Gaboury D. Parameters for the formation of orogenic gold deposits // *Applied Earth Science*. 2019. 128:3. P. 124–133. DOI: 10.1080/25726838.2019.1583310

Gamond J. P. Bridge structures as sense of displacement criteria in bridge fault zones // *Journal of structural geology*. 1987. Vol. 9. P. 609–620.

Goldfarb R. J., Groves D. I., Gardoll P. Orogenic Gold and geologic time: a global synthesis // *Ore Geology Reviews*. 2001. Vol. 1. P. 1–75.

Groves D. I., Santosh M. Province-scale commonalities of some world-class gold deposits: Implications for mineral exploration // *Geoscience Frontiers*. 2015. Vol. 6. P. 389–399.

Groves D. I., Goldfarb R. J., Robert F., Hart C. J. R. Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance // *Economic Geology*. 2003. Vol. 98. P. 1–29.

Hart C. J. R. Reduced intrusion-related gold systems // *Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*. 2007. No. 5. P. 95–112.

Kalinin A. A., Savchenko Y. E., Selivanova E. A. Mustard Gold in the Oleninskoe Gold Deposit, Kolmozero — Voronya Greenstone Belt, Kola Peninsula, Russia // *Minerals*. 2019a. 9. 786. doi:10.3390/min9120786

Kalinin A. A., Kazanov O. V., Bezrukov V. I., Prokofiev V. Yu. Gold Prospects in the Western Segment of the Russian Arctic: Regional Metallogeny and Distribution of Mineralization // *Minerals*. 2019b. 9. 137. doi:10.3390/min9030137

Kalliomäki H., Wagner T., Fusswinkel T., Schultze D. Textural evolution and trace element chemistry of hydrothermal calcites from Archean gold deposits in the Hattu schist belt, eastern Finland: indicators of the ore-forming environment // *Ore Geology Reviews*. 2019. doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103006>

Kojonen K., Johanson B., O'Brien H., Pakkanen L. Mineralogy of gold occurrences in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, Eastern Finland // *Geological Survey of Finland, Special paper 17*. 1993. P. 233–271.

Kolitsch U. The crystal structure and compositional range of mckinstryite // *Mineralogical Magazine*. 2010. Vol. 74, No. 1. P. 73–84.

Kretschmar U., Scott P. D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe — As — S and their application // *Canadian Mineralogist*. 1976. Vol. 14, No. 3. P. 363–386.

Kudryashov N. M., Bayanova T. B., Gavrilenko B. V., Nikitin I. V., Delenitzin A. A., Mitrofanov F. P. Archean geochronology of the Kola region (north-eastern Baltic Shield) // *4-th Intern. Archaean Symposium: Extended Abstr. AGSO Geoscience Australia, Record*. 2001. Vol. 37. P. 58–60.

Manttari L. Lead isotope characteristics of epigenetic gold mineralization in the Paleoproterozoic Lapland greenstone belt, Northern Finland. Espoo, Geol. Surv. Finland, bull. 381. 70 p.

Metallogeny and tectonic evolution of the Northern Fennoscandian Shield. Guidebook 33 IGC excursion No. 15, August 15–21, 2008 / ed. Ojala V. J. and Iljina M. Oslo, 2008. 113 p.

Mineral deposits of Finland / Maier W. D., Lahtinen R., O'Brien H. (editors). Amsterdam: Elsevier, 2015. 792 p.

Molnár F., O'Brien H., Lahaye Y., Käpyaho A., Sorjonen-Ward P., Hyodo H., Sakellaris G. Signatures of overprinting mineralisation processes in the orogenic gold deposit of the Pampalo mine, Hattu schist belt, eastern Finland // *12th Biennial SGA Meeting*. Uppsala, Sweden, 2013. Vol. 3. P. 1160–1164.

Molnár F., Mänttari I., O'Brien H., Lahaye Y., Johanson B., Käpyaho A., Sorjonen-Ward P., Whitehouse M., Sakellaris G. Boron, sulphur and copper isotope

systematics in the orogenic gold deposits of the Archaean Hattu schist belt, eastern Finland // *Ore Geol. Rev.* 2016a. Vol. 77. P. 133–162.

Molnár F., O'Brien H., Lahaye Y., Käpyaho A., Sorjonen-Ward P., Hyodo H., Sakellaris G. Signatures of multiple mineralization processes in the Archean orogenic gold deposit of the Pampalo mine, Hattu schist belt, eastern Finland // *Econ. Geol.* 2016b. Vol. 111. P. 1659–1703.

Nemčok M., Henk A., Gayer R. A., Vandycke P., Hathaway T. M. Strike-slip fault bridge fluid pumping mechanism: insights from field-based palaeostress analysis and numerical modeling // *Journal of Structural Geology.* 2002. Vol. 24. P. 1885–1901.

Nespolo M., Ozawa T., Kawasaki Y., Sugiyama K. Structural relations and pseudosymmetries in the andorite homologous series // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences.* 2012. Vol. 107. P. 226–243.

Okrugin V. M., Skilskaya E., Etschmann B., Pring A., Li K., Zhao J., Griths G., Lumpkin G. R., Triani G., Brugger J. Microporous gold: comparison of textures from nature and experiments // *Am. Mineral.* 2014. Vol. 99. P. 1171–1174. DOI: 10.2138/am.2014.4792

Ovoca Gold plc Operational Update 13/09/2007
http://www.ovocagold.com/upload/20070913_ajax_kola_&_goltsovoye_update.pdf
(дата обращения: 02.04.2017).

Phillips G. N., Powell R. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model // *J. Metamorph. Geol.* 2010. Vol. 28. P. 689–718.

Pokrovski G. S., Akinfiyev N. N., Borisova A. Y., Zotov A. V., Kouzmanov K. Gold speciation and transport in geological fluids: insights from experiments and physical-chemical modeling // *Geol.Soc. London: Spec. Publ.* 2014. Vol. 402. P. 9–70.

Poutiainen M., Partamies S. Fluid inclusion characteristics of auriferous quartz veins in Archean and Paleoproterozoic greenstone belts of eastern and southern Finland // *Econ. Geol.* 2003. Vol. 98. P. 1355–1369.

Quantitative assessment of undiscovered resources in orogenic gold deposits in Finland / Eilu P., Rasilainen K., Halkoaho T., Huovinen I., Karkkainen N., Kontoniemi O., Lepisto K., Niiranen T., Sorjonen-Ward P. // *Geological Survey of Finland, Report of Investigation 216.* 2015. 318 p.

Saunders J. A., Hofstra A. H., Goldfarb R. J., Reed M. H. Geochemistry of hydrothermal gold deposits // *Treatise on Geochemistry.* 2nd edition. Elsevier, 2014. P. 383–424. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01117-7>

Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 26, No. 2. P. 207–221.

Sun S.-s., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society, London, Special Publications.* 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Talikka M. Tectonic evolution of the Paleoproterozoic Tampere Belt during the Svecofennian orogeny, with reference to hydrothermal alteration at Kutemajärvi // *Geological Survey of Finland, Guide 53,* 2007. P. 71–76.

The New IMA List of Minerals — A Work in Progress — Updated: September 2020. URL: <http://cnmnc.main.jp/> (дата обращения: 17.10.2020).

Tomkins A. G., Frost B. R., Pattison D. R. M. Arsenopyrite melting during metamorphism of sulfide ore deposits // *Can. Miner.* 2006. Vol. 44. P. 1025–1042.

Tomkins A. G., Mavrogenes J. A. Redistribution of Gold within Arsenopyrite and Löllingite during Pro- and Retrograde Metamorphism: Application to Timing of Mineralization // *Econ. Geol.* 2001. Vol. 96. P. 525–534.

Tomkins A. G., Pattison D. R. M., Zaleski E. The Hemlo gold deposit, Ontario: an example of melting and mobilization of a precious metal-sulfosalt assemblage during amphibolite facies metamorphism and deformation // *Econ. Geol.* 2004. Vol. 99. P. 1063–1084.

Wanhainen C., Billström K., Martinsson O., Stein H., Nordin R. 160 Ma of magmatic / hydrothermal and metamorphic activity in the Gallivare area: Re–Os dating of molybdenite and U–Pb dating of titanite from the Aitik Cu — Au — Ag deposit, northern Sweden // *Mineralium Deposita*. 2005. Vol. 40. P. 435–447.

Yang H., Downs R. T., Evans S. H., Feinglos M. N., Tait K. T. Crystal structure of uchucchacuaite, $\text{AgMnPb}_3\text{Sb}_5\text{S}_{12}$, and its relationship with ramdohrite and fizelyite // *American Mineralogist*. 2011. Vol. 96. P. 1186–1189.

Zhu Y., An F., Tan J. Geochemistry of hydrothermal gold deposits: A review // *Geosci. Front.* 2011. Vol. 2. P. 367–374.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Таблицы химического состава рудных минералов

Таблица 1

Состав сульфидов железа по данным микрозондового анализа, мас. %

Минерал № обр.	Пирротин						Пирит			Марказит*
	116	116	299-2	2026	114-Г	114-Г	АК-711	702-1а	702-3	707-2
Fe	59,59	59,41	59,39	61,01	57,36	58,58	46,11	46,70	44,67	46,75
Co	0,00	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,57	0,00	0,00	1,73
Ni	0,09	0,10	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	1,13	0,60
Cu	0,00	0,00	0,00	0,05	0,03	0,03	Н/а	0,06	0,06	1,27
Zn	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	0,06	0,06	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Cd	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	0,13
Pb	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Ag	Н/а	Н/а	0,00	0,00	0,07	0,22	0,00	Н/а	0,18	Н/а
Au	Н/а	Н/а	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а
Bi	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Sb	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
As	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	1,70	0,32	0,00	0,00	2,52	Н/а
S	40,43	39,58	40,28	38,76	40,22	39,78	53,52	53,24	51,56	44,89
Se	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Te	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Сумма	100,11	99,09	99,69	99,92	99,47	98,98	100,20	100,01	100,12	95,37

Окончание таблицы 1

<i>Коэффициенты кристаллохимической формулы пирротина, рассчитанные на сумму анионов, равную 1, пирита и марказита — на сумму, равную 2</i>										
Fe	6,768	6,896	6,776	7,232	6,432	6,744	0,989	1,007	0,975	1,196
Co	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,042
Ni	0,008	0,008	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,023	0,015
Cu	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000		0,001	0,001	0,029
Zn			0,000		0,008	0,008				
Cd									0,000	0,003
Pb			0,000		0,000	0,000				
Ag			0,000	0,000	0,000	0,016	0,000		0,002	
Au			0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Bi			0,000		0,000	0,000				
Sb			0,000		0,000					
As			0,000		0,144	0,024	0,000	0,000	0,041	
S	8,000	8,000	8,000	8,000	7,856	7,976	2,000	2,000	1,959	2,000
Se			0,000							
Te			0,000							

* Марказит — продукт дисульфидизации пирротина, дефицит суммы объясняется пористостью материала.

Состав халькопирита, сфалерита и молибденита по данным микрозондового анализа, мас. %

Минерал № обр.	Халькопирит			Сфалерит						Молибденит			
	136-3	G-2.5a*		BF-028-22*	114-Г	123-А	Г-1.3a*		AK-702-2	AK-900	AK-711	AK-711	AK-711
Fe	30,23	30,25	31,61	7,53	7,60	9,10	8,34	8,64	6,63	5,73	0,03	0,00	0,00
Co	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a
Ni	H/a	H/a	0,07	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Mo	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	56,17	55,21	57,47
Mn	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a	0,11	0,57	1,39	H/a	H/a	H/a
Cu	33,98	34,61	34,31	0,00	0,00	H/a	H/a	0,00	0,00	2,17	H/a	H/a	H/a
Zn	0,01	H/a	H/a	57,70	58,45	56,11	57,76	55,65	57,07	50,29	H/a	H/a	H/a
Cd	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	0,48	0,12	0,18	0,13	5,83	H/a	H/a	H/a
Pb	H/a	H/a	H/a	0,00	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	0,00	0,00
Sn	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a
Ag	0,06	H/a	H/a	0,00	0,00	H/a	0,03	H/a	H/a	0,65	H/a	H/a	H/a
Au	0,00	H/a	H/a	0,00	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a	H/a
Re	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	0,35	0,00	0,00
Bi	H/a	H/a	H/a	0,00	0,00	H/a	H/a	0,00	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a
Sb	0,00	H/a	0,05	0,04	0,00	H/a	0,05	H/a	H/a	0,13	H/a	H/a	H/a
As	0,00	H/a	H/a	0,00	0,00	H/a	0,15	0,00	0,00	1,17	H/a	H/a	H/a
S	35,14	34,73	33,34	33,49	32,91	33,64	33,79	34,58	34,03	32,50	35,48	31,91	36,17
Se	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	6,90	12,65	6,66
Te	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,42	99,59	99,38	98,76	98,97	99,33	100,24	99,17	98,42	99,85	98,98	99,78	100,30

Коэффициенты кристаллохимической формулы (рассчитаны на сумму анионов, равную 2, для молибденита и халькопирита, равную 1 — для сфалерита)													
Минерал № обр.	Халькопирит			Сфалерит						Молибденит			
	136-3	G-2.5a*		BF-028-22*	114-Г	123-А	Г-1.3а*		AK-702-2	AK-900	AK-711	AK-711	AK-711
Fe	0,988	1,000	1,089	0,13	0,13	0,16	0,14	0,14	0,11	0,10	0,001	0,000	0,000
Co								0,00	0,00				
Ni			0,002					0,00	0,00	0,00	0,001	0,000	0,000
Mo											0,981	0,996	0,988
Mn					0,00			0,00	0,01	0,03			
Cu	0,976	1,006	1,039	0,00	0,00			0,00	0,00	0,03			
Zn	0,000			0,84	0,87	0,82	0,84	0,79	0,82	0,75			
Cd						0,00	0,00	0,00	0,00	0,05			
Pb				0,00	0,00						0,000	0,000	0,000
Sn									0,00				
Ag	0,001			0,00	0,00		0,00	0,00		0,01			
Au	0,000			0,00	0,00					0,00			
Re											0,003	0,000	0,000
Bi				0,00	0,00								
Sb	0,000		0,001	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00			
As	0,000			0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,02			
S	2,000	2,000	1,999	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,98	1,854	1,723	1,861
Se											0,146	0,277	0,139
Te											0,000	0,000	0,000

* Здесь и далее помечены данные из (Галкин, 2006).

Состав галенита по данным микрозондового анализа, мас. %

№ обр.	299-2	114-Г	114-Г1	299-1	136-Т6	284-8	123-А	114-Г	114-Г1	136-1	114-Г1	114-Г	114-Г1	902-15
Fe	0,08	0,00	0,42	0,06	Н/а	0,00	0,04	0,04	0,33	0,33	0,01	0,00	0,06	Н/а
Co	0,01	Н/а	Н/а	0,02	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Ni	0,03	Н/а	Н/а	0,01	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Mn	0,02	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	0,02	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Cu	0,01	0,01	0,04	0,00	Н/а	0,00	0,07	0,03	0,02	0,11	0,05	0,36	0,04	0,05
Zn	0,01	0,00	0,00	0,00	Н/а	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,59
Pb	86,24	86,22	87,07	86,90	87,31	86,15	86,37	86,96	86,53	84,97	86,85	85,94	86,50	85,20
Sn	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,16	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Ag	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,30	0,00	0,06	0,00	0,12	0,00	0,12	0,00	0,32
Au	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Н/а
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	Н/а	Н/а	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	Н/а
Sb	0,00	0,04	0,00	0,00	0,19	0,00	0,08	0,16	0,00	0,02	0,00	0,14	0,00	0,00
As	0,00	0,31	0,00	0,00	Н/а	Н/а	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00
S	13,11	13,41	12,33	13,35	13,19	13,37	13,35	13,14	13,24	13,49	12,86	13,47	13,04	13,45
Se	0,01	Н/а	Н/а	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Te	0,00	Н/а	Н/а	0,00	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Сумма	99,54	99,99	99,94	100,39	100,69	100,04	99,97	100,50	100,12	99,19	99,78	100,28	99,64	99,62

<i>Коэффициенты кристаллохимической формулы (рассчитаны на сумму анионов, равную 1)</i>														
№ обр.	299-2	114-Г	114-Г1	299-1	136-Т6	284-8	123-А	114-Г	114-Г1	136-1	114-Г1	114-Г	114-Г1	902-15
Fe	0,004	0,000	0,020	0,003		0,000	0,002	0,002	0,014	0,014	0,001	0,000	0,003	
Co	0,000			0,001		0,000								
Ni	0,001			0,001		0,000								
Mn	0,001			0,000		0,001								
Cu	0,000	0,000	0,002	0,000		0,000	0,003	0,001	0,001	0,004	0,002	0,013	0,001	0,002
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,021
Pb	1,018	0,985	1,093	1,007	1,021	0,997	0,999	1,017	1,011	0,975	1,045	0,977	1,027	0,980
Sn						0,003								
Ag	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,007	0,000	0,001	0,000	0,003	0,000	0,003	0,000	0,007
Au	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Bi	0,000	0,000	0,000	0,000			0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	
Sb	0,000	0,001	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000
As	0,000	0,010	0,000	0,000			0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000
S	1,000	0,990	1,000	1,000	0,996	1,000	0,998	0,993	1,000	1,000	1,000	0,989	1,000	1,000
Se	0,000			0,000	0,000									
Te	0,000			0,000	0,000	0,000								

Оценка состава сульфидов и сульфоантимонидов с помощью энергодисперсионной приставки Bruker XFlash-5010 Nano GmbH

Минерал	Гринокит		Ковеллин	Маккинстриит	Халькопирит Ag-содержащий		Ульманит		Нисбит	Брейтгауптит
	136Q	700С			8040-1	8040-2	700М	700С		
№ пробы	136Q	700С	AK-711A	9015	8040-1	8040-2	700М	700С	8040-3	8040 1С-1а
Fe	0,35	0,85	Н/а	0,30	28,08	29,94	0,15	0,61	0,45	0,78
Ni	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	27,92	27,32	19,90	32,00
Mn	0,21	0,09	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Cu	1,15	Н/а	63,61	22,89	31,88	34,02	Н/а	Н/а	Н/а	0,97
Cd	68,24	67,87	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Zn	1,76	4,55	Н/а	0,20	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Pb	2,56	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	1,07	Н/а
Sn	2,07	1,69	Н/а	Н/а	Н/а	0,31	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Ag	3,08	2,83	Н/а	56,39	8,80	2,04	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Au	Н/а	Н/а	Н/а	1,56	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Sb	Н/а	Н/а	Н/а	6,09	Н/а	Н/а	57,41	57,19	78,59	66,25
As	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,26	Н/а	Н/а	Н/а
S	20,59	22,11	36,39	12,56	31,24	33,69	14,25	14,88	Н/а	Н/а
Сумма	100,01	99,99	100,00	99,99	100,00	100,00	99,99	100,00	100,01	100,00

<i>Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на сумму сурьмы, мышьяка и серы, равную 1, для гринокита, ковеллина, брейтгауптита, равную 2 — для халькопирита, ульманита и нисбита, равную 4 — для маккинстриита</i>										
Минерал	Гринокит		Ковеллин	Маккинстриит	Халькопирит Ag-содержащий		Ульманит		Нисбит	Брейтгауптит
№ пробы	136Q	700С	АК-711А	9015	8040-1	8040-2	700М	700С	8040-3	8040 1С-1а
Fe	0,01	0,02		0,05	1,03	1,02	0,01	0,02	0,03	0,03
Ni							1,04	0,99	1,05	1,00
Mn	0,01	0,00								
Cu	0,03		0,88	3,26	1,03	1,02				0,03
Cd	0,95	0,88								
Zn	0,04	0,10		0,03						
Pb	0,02								0,02	
Sn	0,03	0,02				0,04				
Ag	0,04	0,04		4,73	0,17	0,04				
Au				0,07						
Sb				0,45			1,02	1,01	2,00	1,00
As							0,01			
S	1,00	1,00	1,00	3,55	2,00	2,00	0,97	0,99		

Состав сульфидов и теллуридов серебра по данным микронзондового анализа, мас. %

Минерал № обр.	Акантит	Ютенбогардит	Гессит		Кервеллеит
	9014-2	711-4	9015-1	AK-711A	9015-1
Fe	1,64	0,15	0,00	0,00	0,00
Co	0,00	0,00	H/a	H/a	H/a
Ni	0,00	0,00	0,00	H/a	0,00
Cu	2,34	H/a	0,00	H/a	0,00
Zn	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a
Ag	80,47	59,86	62,00	62,34	69,49
Au	0,00	26,88	0,35	0,00	0,55
Sb	0,00	H/a	0,24	H/a	0,16
As	0,00	0,00	0,15	H/a	0,58
S	15,10	11,15	0,04	0,42	5,24
Se	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a
Te	H/a	H/a	37,52	37,06	23,98
Сумма	99,55	98,04	100,28	99,82	100,00
<i>Коэффициенты кристаллохимической формулы рассчитаны для акантита на один атом S, для ютенбогардита — на два атома S, для гессита и кервеллеита — на сумму Te и S, равную 2</i>					
Fe	0,062	0,016	0,000	0,000	0,000
Co	0,000	0,000			
Ni	0,000	0,000	0,000		0,000
Cu	0,078		0,000		0,000
Zn	0,000				
Ag	1,584	3,191	1,923	1,903	3,428
Au	0,000	0,785	0,006	0,000	0,015
Sb	0,000		0,006		0,007
As	0,000	0,000	0,007		0,041
S	1,000	2,000	0,004	0,043	0,870
Se	0,000				
Te			0,984	0,957	1,000

Состав арсенопирита по данным микрозондового анализа, мас. %

№ пробы	299-2	298	298	298	AK-711	9014	9014-2-3с	114-Г	255	284-3	114-Г
Генерация	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2
Fe	34,35	33,44	32,53	33,45	33,74	34,41	33,74	34,82	34,09	34,01	35,04
Co	0,01	0,19	0,29	0,29	0,12	0,11	0,05	Н/а	0,02	Н/а	Н/а
Ni	0,04	0,41	0,51	0,18	0,18	0,40	0,33	Н/а	0,01	Н/а	Н/а
Cu	0,00	0,03	0,02	0,03	Н/а	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Zn	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	0,00	0,11
Pb	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а
Ag	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	Н/а	Н/а
Au	0,00	0,16	0,08	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,04
Bi	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	0,03
Sb	0,11	0,00	0,03	0,07	Н/а	0,00	0,00	0,08	0,03	0,00	0,00
As	46,68	47,83	48,75	48,06	46,83	46,00	48,39	45,92	46,10	45,76	45,36
S	19,26	18,66	17,80	18,14	18,46	19,28	17,28	19,55	19,78	19,32	19,34
Сумма	100,46	100,71	99,99	100,39	99,33	100,20	99,78	99,75	100,14	99,09	99,97
<i>Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на сумму серы, мышьяка и сурьмы, равную 2</i>											
Fe	1,004	0,981	0,966	0,974	1,007	1,025	1,020	1,019	0,991	1,004	1,038
Co	0,000	0,005	0,008	0,008	0,004	0,003	0,001		0,001		
Ni	0,001	0,012	0,014	0,005	0,005	0,011	0,009		0,000		
Cu	0,000	0,001	0,000	0,001		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn	0,000							0,000		0,000	0,003
Pb	0,000							0,000			
Ag	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001		
Au	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Bi	0,000							0,000			0,000
Sb	0,001	0,000	0,000	0,001		0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
As	1,018	1,046	1,079	1,043	1,041	1,021	1,090	1,002	0,999	1,006	1,002
S	0,981	0,954	0,920	0,920	0,959	1,000	0,910	0,997	1,001	0,993	0,998
As (at %)	33,85	34,88	36,09	35,32	34,54	33,37	35,98	33,19	33,37	33,51	32,93

№ пробы	255	298	AK-702	AK-702-1	AK-702-2	AK-702-3	AK-711-2	AK-702	114-Г1	702-1с	702-8а
Генерация	2	2	2	2	2	2	3	3	3	3	3
Fe	33,92	34,43	34,06	34,23	35,01	34,12	34,09	34,37	34,84	34,67	34,12
Co	0,05	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	H/a	0,00	H/a	0,00	0,00
Ni	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	H/a	0,00	H/a	0,00	0,00
Cu	0,01	0,06	H/a	0,00	0,00	0,06	0,00	H/a	0,00	0,15	0,12
Zn	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a
Pb	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a
Ag	0,00	0,00	0,00	H/a	H/a	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00
Au	0,11	0,12	H/a	H/a	H/a	H/a	0,55	H/a	0,00	H/a	H/a
Bi	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a
Sb	0,07	0,07	0,09	0,15	0,10	H/a	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
As	46,06	46,01	46,03	45,01	45,45	45,23	45,48	44,98	44,77	42,97	43,18
S	19,79	19,89	19,86	20,22	19,66	20,43	19,97	20,40	20,02	22,44	22,40
Сумма	100,03	100,75	100,04	100,64	100,22	99,83	100,20	99,75	99,62	100,23	99,82
<i>Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на сумму серы, мышьяка и сурьмы, равную 2</i>											
Fe	0,986	0,998	0,988	0,968	1,027	0,985	0,992	0,996	1,021	0,975	0,959
Co	0,001	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000		0,000	0,000
Ni	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000		0,000	0,000
Cu	0,000	0,002		0,000	0,000	0,001	0,000		0,000	0,004	0,003
Zn									0,000		
Pb									0,000		
Ag	0,000	0,000	0,000			0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Au	0,001	0,001					0,005		0,000		
Bi									0,000		
Sb	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
As	0,998	0,994	0,995	0,949	0,994	0,973	0,987	0,971	0,978	0,901	0,904
S	1,002	1,004	1,004	0,996	1,005	1,027	1,013	1,029	1,022	1,099	1,096
As (ат. %)	33,38	33,09	33,31	34,12	33,18	34,38	32,92	32,42	32,37	30,25	30,53

Таблица VII

Состав герсдорфита, кобальтина, никелина, лёллингита, гудмундита по данным микрозондового анализа, мас. %

Минерал № пробы	Герсдорфит BF-028-22*	Кобальтин		Лёллингит					Никелин G-2.11/2*	Гудмундит				
		BF-028-18*	K-509.7*	90	9014-2	9014	G1.11/2*	K-509.7*		9015-1	9015	9015	AK-702-1	AK-702-2
Fe	1,59	3,94	5,36	25,07	24,98	25,40	27,34	26,29	0,84	26,48	26,34	26,84	25,56	25,47
Co	1,97	27,80	27,03	1,59	0,10	0,17	2,42	1,54	0,24	H/a	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	32,56	4,50	5,74	1,80	2,89	2,21	0,23	0,64	43,75	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
Cu	0,43	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,57	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	H/a	H/a	H/a	0,01	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	0,00
Ag	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,08	0,10	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,83
Au	H/a	H/a	H/a	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	H/a	H/a
Bi	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	0,19	0,00	H/a	H/a
Sb	0,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,36	53,09	59,97	59,15	60,36	58,51
As	45,14	44,32	44,97	68,36	71,87	69,60	69,34	68,75	55,79	1,27	0,00	0,00	0,00	0,25
S	18,51	16,99	16,86	2,16	0,70	2,54	0,56	1,13	0,00	12,35	13,43	13,38	15,18	14,92
Сумма	100,64	97,55	99,98	99,14	100,54	99,92	99,98	98,48	100,98	97,52	100,41	99,58	101,10	99,98
<i>Коэффициенты кристаллохимических формул герсдорфита, кобальтина, гудмундита, рассчитанные на сумму серы, мышьяка и сурьмы, равную 2, никелина — на сумму, равную 1</i>														
Fe	0,048	0,126	0,170	0,916	0,912	0,902	1,038	0,988	0,020	1,132	1,035	1,064	0,944	0,961
Co	0,056	0,841	0,815	0,055	0,003	0,006	0,087	0,055	0,005		0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,938	0,137	0,174	0,062	0,100	0,075	0,008	0,023	0,997	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
Cu	0,011	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	0,000	0,000	0,000	0,000
Zn				0,000									0,000	0,000
Ag	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,016
Au				0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Bi											0,002	0,000		
Sb	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	1,041	1,081	1,076	1,023	1,013
As	1,018	1,055	1,066	1,863	1,955	1,843	1,963	1,926	0,996	0,040	0,000	0,000	0,000	0,007
S	0,976	0,945	0,934	0,137	0,045	0,157	0,037	0,074	0,000	0,919	0,919	0,924	0,977	0,980

Состав дискразита и аурустибита по данным микрозондового анализа, мас. %

Минерал	Дискразит															Аурустибит	
	№ пробы	700	284-8	700	700	284-3	284-10	136-1	284-7	700	700	700	700	700	700		700R-7a
Fe	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	Н/а	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25
Co	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а
Ni	Н/а	0,00	0,00	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	Н/а
Cu	0,01	0,01	0,02	0,04	0,02	Н/а	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	Н/а
Zn	Н/а	0,00	0,01	0,03	0,01	Н/а	0,01	Н/а	Н/а	0,00	0,02	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Pb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	Н/а	1,26	Н/а	Н/а	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	Н/а
Ag	72,61	73,86	76,25	63,64	69,84	72,05	76,96	74,61	73,78	77,19	74,53	73,82	74,44	71,37	65,70	1,03	1,03
Au	2,29	5,75	0,08	12,22	10,46	4,15	0,44	0,15	2,05	1,61	1,79	3,04	1,47	7,45	12,94	43,86	43,86
Bi	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Sb	24,03	20,21	23,05	17,93	19,00	24,78	20,81	25,40	23,73	21,08	23,17	23,48	24,53	21,29	19,80	54,25	54,25
As	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	0,04	0,06	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
S	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	Н/а	0,04	Н/а	Н/а	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	0,76	Н/а	Н/а
Сумма	98,96	99,83	99,43	98,95	99,41	100,98	99,54	100,16	99,57	99,94	99,60	100,33	100,45	100,13	99,21	99,39	99,39

<i>Коэффициенты кристаллохимической формулы дискразита, рассчитанные на сумму серы, мышьяка и сурьмы, равную 1, ауростибита — на два атома сурьмы</i>																
№ пробы	700	284-8	700	700	284-3	284-10	136-1	284-7	700	700	700	700	700	700	700R-7a	BF-028-21*
Fe	0,000	0,000	0,000	0,004	0,001		0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020
Co															0,000	
Ni		0,000	0,000	0,000	0,000					0,000	0,000				0,000	
Cu	0,001	0,001	0,001	0,004	0,002		0,000	0,000	0,000	0,002	0,002				0,000	
Zn		0,000	0,000	0,003	0,001		0,001			0,000	0,001					
Pb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002		0,035			0,000	0,000				0,000	
Ag	3,394	4,124	3,728	3,985	4,144	3,282	4,142	3,316	3,509	4,122	3,617	3,549	3,426	3,784	3,268	0,043
Au	0,059	0,176	0,002	0,419	0,340	0,103	0,013	0,004	0,053	0,047	0,047	0,080	0,037	0,216	0,353	1,000
Bi						0,000	0,000	0,000								
Sb	0,995	1,000	0,998	0,994	0,999	1,000	0,992	1,000	1,000	0,997	0,996	1,000	1,000	1,000	0,873	2,000
As	0,000	0,000	0,001	0,005	0,000		0,000			0,003	0,004					
S	0,005	0,000	0,000	0,000	0,001		0,008			0,000	0,000				0,127	

Состав фрейбергита по данным микрозондового анализа, мас. %

№ пробы	АК-29	299-1	299-3	АК-702-3	АК-29				284-6	702-8b
	?	1	1	1	1	1	1	1	1	3
Fe	2,86	5,34	5,41	5,34	4,02	3,84	5,01	3,93	3,83	3,69
Co	Н/а	0,01	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	0,00	0,00
Mn	0,05	Н/а	Н/а	0,07	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	0,00	0,00
Cu	27,77	22,01	21,27	20,18	20,39	20,26	21,14	20,32	21,04	16,36
Cd	Н/а	Н/а	Н/а	0,29	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00
Zn	4,11	0,78	0,76	1,45	2,42	2,37	1,20	2,40	2,70	2,40
Pb	0,00	0,33	0,09	0,00	0,00	0,00	0,61	0,00	0,00	0,00
Ag	14,97	22,47	23,11	23,37	23,19	23,40	23,69	23,79	24,29	29,74
Au	Н/а	0,00	0,00	Н/а	0,07	0,00	Н/а	0,03	0,00	Н/а
Bi	Н/а	0,03	0,03	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а
Sb	23,57	26,72	27,64	27,38	28,10	27,94	27,30	27,65	29,01	27,51
As	3,49	0,00	0,00	0,37	0,00	0,00	0,00	0,00	Н/а	0,00
S	23,34	21,92	22,17	21,51	22,05	21,67	21,78	21,62	19,09	20,80
Se	Н/а	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Н/а	0,00	Н/а	Н/а
Te	Н/а	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	0,00	Н/а
Сумма	100,16	99,60	100,48	99,96	100,24	99,47	100,73	99,72	99,33	100,50

<i>Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на тринадцать атомов серы</i>										
Fe	0,914	1,819	1,822	1,852	1,359	1,323	1,717	1,355	1,497	1,324
Co		0,004	0,000	0,000					0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000			0,000		0,000	0,000
Mn	0,016			0,025			0,000		0,000	0,000
Cu	7,806	6,588	6,294	6,154	6,068	6,131	6,368	6,164	7,230	5,160
Cd				0,050						0,000
Zn	1,123	0,226	0,217	0,429	0,701	0,697	0,351	0,706	0,903	0,737
Pb	0,000	0,030	0,008	0,000	0,000	0,000	0,056	0,000	0,000	0,000
Ag	2,479	3,961	4,029	4,198	4,064	4,172	4,203	4,252	4,918	5,527
Au		0,000	0,000		0,006	0,000		0,003	0,000	
Bi		0,003	0,002						0,000	
Sb	3,458	4,174	4,268	4,358	4,364	4,413	4,291	4,378	5,203	4,528
As	0,832	0,000	0,000	0,096	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000
S	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000
Se		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000		
Te		0,000	0,000					0,000	0,000	

№ пробы	AK-702-3	299-2	114-Г1	284-3	AK-702-2	AK-29	114-Г	AK-702-3	136-1	136-41	AK-702-1
Генерация	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Fe	5,14	5,18	4,99	3,85	4,74	4,81	5,10	5,16	4,91	5,16	5,39
Co	0,00	0,00	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a	0,00
Ni	0,00	0,01	H/a	H/a	0,00	0,00	H/a	0,00	H/a	H/a	0,00
Mn	0,00	H/a	H/a	H/a	0,07	0,00	H/a	0,06	H/a	H/a	0,00
Cu	16,02	15,00	13,91	14,98	13,40	14,47	14,12	13,57	13,71	13,90	13,63
Cd	0,27	H/a	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a	0,43	H/a	H/a	0,00
Zn	0,69	0,61	0,72	2,17	1,25	1,01	0,78	0,77	0,74	0,00	0,15
Pb	0,00	0,73	1,55	0,00	0,00	0,81	0,00	0,00	0,45	0,34	0,60
Ag	30,38	31,92	32,86	33,10	33,35	33,39	33,44	33,48	33,88	34,31	37,40
Au	H/a	0,00	H/a	0,08	H/a	H/a	0,00	H/a	0,00	0,00	H/a
Bi	H/a	0,11	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	H/a	0,00	0,00	H/a
Sb	26,66	26,06	26,06	25,58	26,73	26,19	26,73	26,21	26,30	25,08	24,21
As	0,28	0,22	H/a	H/a	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00
S	20,19	20,37	19,47	20,11	20,41	19,49	20,06	19,92	20,69	20,76	18,08
Se	0,00	0,00	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a	0,00
Te	H/a	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a
Сумма	99,63	100,20	99,58	99,87	99,96	100,16	100,22	99,83	100,70	99,55	99,46

<i>Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на тринадцать атомов серы</i>											
Fe	1,901	1,897	1,913	1,427	1,733	1,843	1,897	1,934	1,772	1,855	2,226
Co	0,000	0,000			0,000			0,000			0,000
Ni	0,000	0,002			0,000	0,000		0,000			0,000
Mn	0,000				0,025	0,000		0,023			0,000
Cu	5,207	4,833	4,685	4,886	4,308	4,870	4,619	4,470	4,348	4,393	4,946
Cd	0,049				0,000			0,079			0,000
Zn	0,219	0,191	0,237	0,689	0,391	0,329	0,246	0,245	0,228	0,000	0,051
Pb	0,000	0,072	0,160	0,000	0,000	0,084	0,000	0,000	0,044	0,033	0,067
Ag	5,817	6,057	6,521	6,360	6,315	6,622	6,442	6,495	6,327	6,385	7,992
Au		0,000		0,008			0,000		0,000	0,000	
Bi		0,010					0,000		0,000	0,000	
Sb	4,521	4,381	4,582	4,354	4,483	4,602	4,563	4,505	4,352	4,135	4,584
As	0,077	0,060			0,000	0,000	0,000	0,064	0,000	0,000	0,000
S	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000
Se	0,000	0,000			0,000			0,000			0,000
Te		0,000									

Оценка состава сульфосолей, теллуридов серебра, самородного висмута
с помощью энергодисперсионной приставки Bruker XFlash-5010

Минерал	Миаргирит	Полибазит		Биллингслейит		Дервиллит	Прустит		Штютцит		Петцит	Калаверит	Канфилдит-Ге	Висмут
№ пробы	700-3	700С	АК-900	АК-707-1	АК-707-1	АК-707-1	700С	АК-900	700С	АК-711	АК-711	АК-711А	8040-2	АК-711
Fe	0,62	1,28	1,37	0,53	0,27	2,19	Н/а	0,44	Н/а	1,32	0,15	Н/а	Н/а	Н/а
Cu	Н/а	1,30	5,04	1,70	1,53	2,01	Н/а	Н/а	Н/а	2,55	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Cd	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	3,32	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Pb	Н/а	Н/а	Н/а	5,26	7,54	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Sn	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	9,23	Н/а
Ag	36,53	70,58	66,94	67,03	67,00	55,89	72,64	66,77	55,85	55,42	42,17	3,89	62,60	Н/а
Au	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	23,93	43,45	Н/а	Н/а
Bi	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	93,59
Sb	41,56	12,61	10,80	1,40	0,96	2,57	Н/а	6,90	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	6,41
As	0,34	Н/а	0,70	6,48	6,09	18,36	11,55	9,15	Н/а	Н/а	Н/а	0,62	Н/а	Н/а
S	20,96	14,23	15,16	17,60	16,61	18,97	15,81	16,74	Н/а	1,05	Н/а	Н/а	9,37	Н/а
Te	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	40,83	39,66	33,75	52,04	18,80	Н/а
Сумма	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Коэффициенты кристаллохимической формулы рассчитаны на два атома S для миаргирита и дервиллита, на одиннадцать атомов серы для полибазита, на три атома серы для прустита; на сумму Sb, As и S, равную 6, для биллингслеита, сумму Te, As и S, равную 3, для штютцита, равную 2 — для петцита и калаверита, равную 5 — для теллуоканфилдита, и на сумму металлов, равную 1, для висмута

Минерал	Миаргирит	Полибазит		Биллингслейит		Дервиллит	Прустит		Штютцит		Петцит	Калаверит	Канфилдит-Te	Висмут
№ пробы	700-3	700С	AK-900	AK-707-1	AK-707-1	AK-707-1	700С	AK-900	700С	AK-711	AK-711	AK-711A	8040-2	AK-711
Fe	0,03	0,57	0,57	0,10	0,06	0,13		0,05		0,21	0,02			
Cu		0,51	1,85	0,29	0,28	0,11				0,35				
Cd									0,28					
Pb				0,28	0,42									
Sn													1,06	
Ag	1,04	16,22	14,44	6,73	7,16	1,75	4,097	3,56	4,85	4,49	2,96	0,17	7,92	
Au				0,00							0,92	1,06		
Bi														0,90
Sb	1,04	2,57	2,06	0,12	0,09	0,07		0,33						0,10
As	0,04		0,22	0,94	0,94	0,83	0,938	0,70				0,04		
S	2,00	11,00	11,00	5,94	5,97	2,00	3,000	3,00		0,29			3,99	
Te									3,00	2,71	2,00	1,96	2,01	

Состав сульфосолей свинца, серебра и меди по данным микрозондового анализа, мас. %

Минерал № пробы	Бурнонит АК-29	Менегинит				Овихиит				Диафорит					
		АК-29	АК-29	АК-29	АК-29	702-5a	702-4d	700С	АК-29	136-Т5	136-41	136-41	136-39-40	123-А	АК-29
Fe	0,06	0,07	0,08	0,05	0,00	0,00	0,04	0,06	Н/а	0,01	0,00	Н/а	Н/а	0,05	0,00
Co	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	0,00
Mn	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	0,00
Cu	12,49	1,46	1,45	1,49	0,89	0,52	0,00	0,66	Н/а	0,06	Н/а	Н/а	Н/а	0,10	Н/а
Zn	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Cd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Н/а	0,00	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а
Pb	42,73	64,27	63,89	63,81	67,54	46,17	50,18	48,22	28,04	32,21	31,81	31,22	32,96	31,19	32,22
Ag	Н/а	0,18	0,00	0,00	0,00	4,97	4,74	4,83	22,61	23,43	23,29	24,01	22,62	22,76	22,51
Au	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,25	Н/а	Н/а	0,28	Н/а	Н/а
Bi	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Sb	24,41	17,78	17,50	18,07	12,99	28,73	26,20	28,07	28,29	24,82	25,87	25,73	25,32	26,57	25,85
As	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а
S	19,02	16,50	16,78	16,67	18,38	18,76	18,52	18,61	19,59	19,53	18,64	19,23	19,58	18,11	17,84
Se	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Te	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Сумма	98,74	100,26	99,70	100,08	99,79	99,14	99,68	100,46	98,53	100,31	99,61	100,19	100,78	98,78	98,41

<i>Коэффициенты кристаллохимических формул, рассчитанные для бурнонита на 3 атома серы, для менегинита — на 24, для овихиита — на 28 и для диафорита — на 8</i>															
Минерал	Бурнонит	Менегинит				Овихиит			Диафорит						
№ пробы	AK-29	AK-29	AK-29	AK-29	702-5a	702-4d	700C	AK-29	136-T5	136-41	136-41	136-39-40	123-A	AK-29	136M
Fe	0,005	0,056	0,067	0,039	0,000	0,000	0,035	0,049		0,003	0,000			0,013	0,000
Co					0,000	0,000									
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000						0,000	0,000
Mn	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000						0,000	0,000
Cu	0,994	1,074	1,046	1,083	0,584	0,394	0,000	0,500		0,012				0,023	
Zn					0,000	0,000	0,000								
Cd	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000		0,000				0,000	
Pb	1,043	14,464	14,146	14,215	13,648	10,663	11,741	11,228	1,772	2,043	2,113	2,010	2,085	2,132	2,236
Ag		0,078	0,000	0,000	0,000	2,203	2,130	2,162	2,745	2,854	2,971	2,970	2,748	2,988	3,001
Au										0,016			0,019		
Bi							0,000			0,000					
Sb	1,014	6,809	6,594	6,849	4,466	11,293	10,430	11,123	3,043	2,678	2,924	2,819	2,725	3,091	3,052
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000				0,000	
S	3,000	24,000	24,000	24,000	24,000	28,000	28,000	28,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Se					0,000		0,000								
Te							0,000								

Состав сульфосолей свинца по данным микронзондового анализа, мас. %

Минерал № пробы	Семсеит							Буланжерит		
	136-Т6		284-8	136-42	284-7	284-9	700С	136-Т6		284-2
Fe	Н/а	Н/а	0,03	Н/а	0,02	0,00	0,00	Н/а	Н/а	0,00
Co	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Ni	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	0,00	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а
Mn	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	0,00	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а
Cu	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	0,00	0,00	0,00	Н/а	Н/а	0,00
Cd	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а
Zn	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	0,03
Pb	52,09	53,39	52,08	52,71	52,75	53,88	55,95	54,30	54,20	55,38
Sn	Н/а	Н/а	0,16	Н/а	0,13	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Ag	0,36	0,00	0,24	0,67	0,26	0,35	0,16	0,00	0,00	0,00
Au	Н/а	0,00	0,05	Н/а	0,00	0,00	Н/а	0,00	0,00	Н/а
Bi	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	0,00	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а
Sb	27,94	27,31	27,47	26,14	27,75	27,28	25,42	27,34	27,35	26,64
As	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	0,00
S	18,94	19,28	19,43	18,67	19,36	19,35	18,64	19,30	19,12	18,00
Se	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а
Te	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а
Сумма	99,34	99,97	99,46	98,19	100,26	100,85	100,17	100,93	100,67	100,05

<i>Коэффициенты кристаллохимической формулы семсеита, рассчитанные на 21 атом серы, и буланжерита — на 11 атомов</i>										
Fe			0,016		0,010	0,000	0,000			0,000
Co			0,000		0,000					
Ni			0,000		0,000		0,000			
Mn			0,000		0,000		0,000			
Cu			0,000		0,000	0,000	0,000			0,000
Cd							0,000			
Zn			0,000		0,000	0,000				0,008
Pb	8,938	9,000	8,711	9,176	8,856	9,051	9,756	4,790	4,826	5,238
Sn			0,047		0,038	0,000		0,000		
Ag	0,119	0,000	0,077	0,225	0,083	0,111	0,054	0,000	0,000	0,000
Au		0,000	0,008		0,000	0,000			0,000	
Bi			0,000		0,000		0,000			
Sb	8,159	7,833	7,820	7,742	7,927	7,797	7,541	4,103	4,144	4,288
As							0,000			0,000
S	21,000	21,000	21,000	21,000	21,000	21,000	21,000	11,000	11,000	11,000
Se							0,000			
Te							0,000			

Минерал № пробы	Буланжерит						Фалькманит				
	284-1	123-А	136М	136М	АК-702-1	АК-702-2	АК-29-3	АК-29-3	700С-5	700С-7	700С-2
Fe	0,02	Н/а	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,10	0,04	0,03
Co	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Ni	Н/а	Н/а	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	Н/а	Н/а	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cd	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	0,00	Н/а	Н/а	0,00	0,00	0,00
Zn	0,01	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	0,17	0,00	0,00	Н/а	Н/а	Н/а
Pb	54,78	56,54	55,62	54,93	55,46	53,92	59,53	58,46	57,08	56,16	57,52
Sn	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Ag	0,00	0,00	0,62	0,24	0,00	1,30	0,00	0,00	0,21	0,39	0,25
Au	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Bi	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	0,00	0,00
Sb	26,69	24,04	25,26	26,30	26,60	26,31	23,00	23,66	24,95	25,25	24,38
As	0,00	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S	18,49	19,21	18,89	18,67	17,74	18,56	17,51	17,90	17,94	18,56	17,78
Se	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	0,00	Н/а	Н/а	0,00	0,00	0,00
Te	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	0,00	0,00	0,00
Сумма	99,97	99,79	100,40	100,14	99,804	100,25	100,17	100,03	100,28	100,40	99,96

<i>Коэффициенты кристаллохимической формулы буланжерита, рассчитанные на 11 атомов серы, и фалькманита — на 6 атомов</i>											
Fe	0,005		0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,019	0,008	0,007
Co					0,000	0,000					
Ni			0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn			0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu	0,000				0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cd					0,000	0,000			0,000	0,000	0,000
Zn	0,003				0,000	0,048	0,000	0,000			
Pb	5,043	5,012	5,011	5,008	5,322	4,947	3,157	3,032	2,954	2,810	3,003
Sn											
Ag	0,000	0,000	0,108	0,043	0,000	0,229	0,000	0,000	0,020	0,038	0,025
Au											
Bi									0,000	0,000	0,000
Sb	4,181	3,626	3,873	4,080	4,343	4,108	2,075	2,088	2,197	2,149	2,166
As	0,000				0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
S	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	11,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Se						0,000			0,000	0,000	0,000
Te									0,000	0,000	0,000

Состав сульфосолей серебра и свинца по данным микронзондового анализа, мас. %

Минерал	Учукчауаит		Рамдорит		Физелиит			Пираргирит				Стефанит*
№ пробы	702-4С	136Q-2	AK-702-1	700-4-1	700-1	700-2	136F-1	AK-29	136-T7	136-T7	8040-1	BF-028-22
Fe	0,46	0,94	0,21	0,83	0,35	1,16	0,25	0,00	H/a	H/a	0,37	0,13
Co	0,00	H/a	0,00	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a
Ni	0,00	H/a	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a
Mn	2,70	1,61	0,15	0,58	0,58	0,41	0,34	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a
Cu	0,07	H/a	0,12	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a	0,55	H/a
Zn	0,00	H/a	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a
Cd	0,00	0,50	2,20	1,50	0,00	0,00	0,46	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a
Pb	34,52	35,15	34,67	32,71	37,43	35,47	35,32	0,18	0,00	4,32	H/a	H/a
Ag	6,16	6,19	15,69	9,05	9,50	9,04	9,91	58,68	60,42	56,62	58,48	67,73
Au	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a
Sb	34,21	32,41	29,97	33,96	32,21	31,16	33,19	22,28	22,60	22,96	22,67	15,31
As	0,00	H/a	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a	0,00	H/a
S	20,32	20,50	18,82	21,39	20,05	20,33	19,97	17,84	17,72	16,27	17,60	16,34
Se	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a	0,02	H/a	H/a	0,00	H/a
Te	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a
Сумма	98,44	97,30	101,83	100,03	100,11	97,57	99,44	99,00	100,74	100,16	99,67	99,51

Коэффициенты кристаллохимических формул, рассчитанные для учукчакуаита на 12 атомов серы, для рамдорита — на 24, для физелиита — на 48, для пираргирита — на 3, для стефанита — на 4

Минерал	Учукчакуаит		Рамдорит		Физелиит			Пираргирит				Стефанит*
№ пробы	702-4С	136Q-2	AK-702-1	700-4-1	700-1	700-2	136F-1	AK-29	136-T7	136-T7	8040-1	BF-028-22
Fe	0,156	0,317	0,150	0,536	0,480	1,564	0,344	0,000			0,036	0,018
Co	0,000		0,000									
Ni	0,000		0,000									
Mn	0,931	0,551	0,108	0,378	0,804	0,572	0,476					
Cu	0,020		0,080					0,000			0,047	
Zn	0,000		0,000									
Cd	0,000	0,144	0,800	0,826	0,000	0,000	0,544	0,000				
Pb	3,154	3,185	6,842	5,678	13,868	12,960	13,136	0,005	0,000	0,123		
Ag	1,080	1,078	5,950	3,020	6,674	6,348	7,080	2,932	3,041	3,103	2,963	4,929
Au								0,000				
Sb	5,319	4,997	10,064	10,034	20,308	19,372	21,004	0,986	1,008	1,115	1,018	0,987
As	0,000		0,000					0,000			0,000	
S	12,000	12,000	24,000	24,000	48,000	48,000	48,000	2,998	3,000	3,000	3,000	4,000
Se			0,000					0,002			0,000	
Te			0,000									

<i>Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на сумму металлов, равную 1</i>											
Fe	0,025	0,009	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Co		0,000	0,000	0,000					0,000		
Ni		0,000	0,001	0,000	0,000						
Cu	0,001	0,008	0,024	0,003	0,021	0,002	0,003		0,000	0,000	0,000
Cd			0,000								0,000
Zn	0,000										0,000
Pb	0,000							0,005		0,000	0,000
Ag	0,790	0,767	0,742	0,535	0,390	0,496	0,330	0,846	0,759	0,755	0,723
Au	0,153	0,169	0,197	0,463	0,589	0,501	0,667	0,125	0,216	0,225	0,247
Bi	0,000										0,000
Sb	0,000	0,016	0,013		0,000				0,025	0,019	0,029
As	0,025	0,019	0,009		0,000					0,000	0,000
S	0,005	0,012	0,010	0,000	0,000			0,022		0,000	0,001
Se			0,000								
Te					0,000						

Окончание таблицы XIV

<i>Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на сумму металлов, равную 1</i>										
Fe	0,000	0,006	0,010	0,001	0,001	0,000	0,001	0,014	0,010	0,003
Co						0,000	0,000			
Ni						0,000	0,000			
Cu						0,000	0,000			
Cd	0,000		0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Zn						0,000	0,000			
Pb	0,000			0,000	0,000					
Ag	0,709	0,695	0,596	0,561	0,542	0,504	0,374	0,654	0,640	0,523
Au	0,263	0,269	0,394	0,429	0,443	0,488	0,621	0,290	0,310	0,428
Bi								0,000	0,000	
Sb	0,028	0,030	0,000	0,009	0,008	0,006	0,002	0,010	0,017	
As	0,000			0,000	0,006	0,002	0,002	0,033	0,023	
S	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000			0,046
Se						0,000	0,000			
Te						0,000	0,000			0,000

Состав самородных металлов ряда золото — серебро из четвертичных отложений по данным микрозондового анализа
(результаты пересчитаны на сумму, равную 100 мас. %)

Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cd	H/a	H/a	0,00	H/a	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a
Ag	62,54	62,13	54,86	55,20	54,70	54,29	51,25	48,20	47,62	46,80
Au	36,54	36,88	43,23	44,53	44,94	45,09	48,47	50,83	52,38	52,57
Sb	0,92	0,99	1,91	0,27	0,36	0,62	0,29	0,97	0,00	0,63
As	H/a	H/a	0,00	H/a	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a
Tl	H/a	H/a	0,00	H/a	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
<i>Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на сумму металлов, равную 1</i>										
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cd			0,000		0,000					
Ag	0,750	0,747	0,684	0,691	0,687	0,683	0,657	0,627	0,624	0,614
Au	0,240	0,243	0,295	0,306	0,309	0,311	0,340	0,362	0,376	0,378
Sb	0,010	0,011	0,021	0,003	0,004	0,007	0,003	0,011	0,000	0,007
As			0,000		0,000					
Tl			0,000		0,000					

Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cd	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	H/a
Ag	40,47	39,59	38,69	37,96	37,01	36,53	34,56	34,29	33,73	28,67
Au	59,13	60,15	60,64	61,37	62,22	63,13	65,19	65,32	65,96	71,33
Sb	0,40	0,26	0,68	0,67	0,77	0,34	0,25	0,39	0,31	0,00
As	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	H/a
Tl	H/a	H/a	0,00	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	0,00	H/a
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
<i>Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на сумму металлов, равную 1</i>										
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cu	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cd			0,000						0,000	
Ag	0,553	0,544	0,534	0,526	0,516	0,512	0,491	0,487	0,481	0,423
Au	0,442	0,452	0,458	0,466	0,475	0,484	0,507	0,508	0,515	0,577
Sb	0,005	0,003	0,008	0,008	0,009	0,004	0,003	0,005	0,004	0,000
As			0,000						0,000	
Tl			0,000						0,000	

Оценка состава горчичного золота с помощью энергодисперсионной приставки Bruker XFlash-5010

№ точки	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Mg	H/a	H/a	0,18	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a
Si	H/a	H/a	1,18	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a
S	H/a	H/a	0,99	H/a	0,44	0,76	H/a	0,61	0,75
Cl	H/a	H/a	H/a	H/a	0,05	0,08	H/a	0,18	0,13
Fe	H/a	H/a	18,76	H/a	0,34	3,20	H/a	0,42	5,43
As	H/a	H/a	H/a	H/a	0,21	2,00	H/a	0,21	1,19
Br	H/a	H/a	H/a	H/a	2,46	3,42	H/a	1,41	1,37
Ag	58,53	51,17	7,60	63,59	52,67	33,00	64,88	46,43	35,74
Sb	2,60	1,60	17,23	2,30	1,87	0,76	1,68	0,85	0,88
Au	27,84	35,32	21,97	23,76	33,46	47,97	25,73	40,35	45,17
Pb	H/a	H/a	3,28	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a
Сумма	88,97	88,09	71,29*	89,65	91,50	91,19	92,29	90,46	90,66
<i>Атомные количества, %</i>									
Mg			1,0						
Si			5,5						
S			4,1		1,9	3,3		2,7	3,2
Cl					0,2	0,3		0,7	0,5
Fe			44,2		0,8	8,1		1,1	13,4
As					0,4	3,8		0,4	2,2
Br					4,2	6,0		2,5	2,4
Ag	76,9	71,1	9,3	80,9	67,0	43,2	80,6	62,0	45,7
Sb	3,0	2,0	18,6	2,6	2,1	0,9	1,8	1,0	1,0
Au	20,0	26,9	14,7	16,5	23,3	34,4	17,5	29,5	31,6
Pb			2,1						

№ точки	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
S	0,42	7,67	1,33	1,07	1,28	0,71	8,84	4,52	0,48	0,53
Cl	9,23	0,09	0,36	0,13	0,32	0,13	0,15	0,11	11,33	0,09
Fe	0,14	0,62	Н/а	Н/а	Н/а	0,47	1,33	0,68	Н/а	Н/а
As	Н/а	1,22	Н/а	Н/а	Н/а	0,26	0,75	0,31	Н/а	Н/а
Br	0,59	0,41	3,29	5,74	2,13	1,40	1,19	1,78	0,67	14,56
Ag	46,50	44,35	43,84	50,85	28,89	24,49	54,76	26,03	46,53	43,12
Sb	Н/а	Н/а	1,79	1,00	0,66	0,50	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Au	30,24	31,54	43,72	28,44	54,30	59,77	22,42	53,02	29,16	30,90
C	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	3,64	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а	Н/а
Сумма	87,12	85,90	94,33	87,23	91,22	87,73	89,44	86,45	88,17	89,20
<i>Атомные количества, %</i>										
S	1,5	28,3	5,6	4,6	4,3	3,8	29,0	20,3	1,6	2,2
Cl	30,0	0,3	1,4	0,5	1,0	0,6	0,4	0,4	34,7	0,3
Fe	0,3	1,3				1,4	2,5	1,8		
As		1,9				0,6	1,1	0,6		
Br	0,9	0,6	5,6	9,8	2,9	3,0	1,6	3,2	0,9	24,0
Ag	49,7	48,6	55,2	64,3	28,9	38,5	53,4	34,8	46,8	52,7
Sb			2,0	1,1	0,6	0,7				
Au	17,7	18,9	30,2	19,7	29,7	51,4	12,0	38,8	16,1	20,7
C					32,7					

Примечание. Номера точек относятся к рисункам 52–58;

* Включает Al 0,10 мас. %.

Состав горчичного золота по данным микрозондового анализа

№ точки	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
S	H/a	H/a	H/a	H/a	0,27	0,24	0,22	0,21	0,23	0,04	11,15
Cl	H/a	H/a	H/a	H/a	11,16	11,44	11,49	11,48	11,61	10,72	0,00
Fe	13,5	11,16	1,71	2,08	0,04	0,10	0,14	0,00	0,05	0,00	0,15
Al	0,19	0,21	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a
Cu	H/a	H/a	0,25	0,24	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a
As	1,16	1,26	0,61	0,74	0,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ag	0,81	0,52	12,22	10,38	49,90	47,38	49,15	48,11	47,37	81,49	59,86
Sb	0,11	0,18	0,42	0,32	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a
Au	66,27	72,33	73,19	65,88	38,51	36,45	35,72	37,39	36,25	1,20	26,88
Tl	H/a	H/a	5,02	6,34	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a	H/a
Сумма	82,04	85,66	93,43	85,97	100,00	95,60	96,72	97,20	95,51	93,45	98,04
<i>Атомные количества, %</i>											
S					0,8	0,8	6,7	0,7	0,8	0,1	33,4
Cl					32,0	33,7	31,4	33,5	34,2	28,4	0,0
Fe	40,2	25,3	5,5	7,2	0,1	0,2	0,2	0,0	0,1	0,0	0,3
Al	1,2	1,0									
Cu			0,7	0,7							
As	2,6	25,3	1,5	1,9	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ag	1,2	2,1	20,4	18,7	47,0	45,9	44,1	46,2	45,8	70,9	53,3
Sb	0,2	0,6	0,6	0,5							
Au	55,9	46,6	66,9	64,9	19,9	19,4	17,5	19,7	19,2	0,6	13,1
Tl			4,4	6,0							

**Краткая информация о месторождениях золота в Финляндии —
возможных аналогов Оленинского**

Пояс Иломантси (Хатту) представляет собой архейскую зеленокаменную структуру меридионального простираения (рис. П-1). В пределах 35-километрового участка пояса Иломантси, примыкающего к границе Российской Федерации, известного как «Карельская золотая линия» (Eilu, Rankka, 2013), установлены 23 золоторудных объекта. На одном из них ведется промышленная эксплуатация (месторождение Пампало), еще на шести объектах — интенсивные геолого-разведочные работы, включая опытную добычу (Хоско).



Рис. П-1. Схематическая геологическая карта пояса Хатту (Иломантси) в Восточной Финляндии (по Molnar et al., 2013, 2016b)

Комплекс вулканогенно-осадочных пород зеленокаменного пояса делится на формации Титталанваара и Пампало. Формация Титталанваара представлена граувакками, чередующимися с мафитовыми лавами, конгломератами, железистыми кварцитами. Формация Пампало в нижней части разреза представлена толеитовыми метабазальтами (низкотитанистые и высокотитанистые разновидности), выше располагается 30–50 м толща пирокластических полевошпатовых пород преимущественно среднего (щелочно-кальциевые андезиты) состава. Верхняя часть разреза формации сложена тальк-карбонат-хлоритовыми сланцами (коматиитами).

Вулканогенно-осадочные толщи пояса метаморфизованы 2750–2700 млн лет назад в условиях нижней части амфиболитовой фации ($T = 550 \pm 50$ °С, $P = 3–5$ кбар). Второй этап метаморфизма относится к палеопротерозойскому времени 1,8–1,7 Ga, но он не превышал зеленосланцевой фации.

Для месторождений и рудопроявлений пояса нет четкого литологического контроля: рудные тела могут размещаться как в пределах метаморфических пород, так и в связи с малыми интрузиями пестрого состава. Оруденение пересекает границы литологических и петрографических подразделений, преимущественно концентрируясь на границах породных комплексов. Инфильтрация флюидов контролировалась достаточно широкими зонами деформации пород, что отразилось в преимущественно вкрапленном, а не жильном характере минерализации.

Ведущим фактором, контролирующим размещение рудных объектов в пределах зеленокаменной структуры, являются узкие (шириной в первые сотни метров) зоны складчато-сдвиговых деформаций, ориентированные преимущественно по направлению длинной оси структуры и приуроченные к этапу максимума метаморфических событий (Eilu, Pankka, 2013).

На всех рудных объектах пояса преобладающими метасоматическими процессами были хлоритизация, турмалинизация и мусковитизация, а на месторождении Пампало также альбитизация и карбонатизация.

Рудные тела месторождения **Пампало** располагаются в нижней части разреза формации Пампало, на контакте с подстилающей формацией Титталанваара (рис. II-2). Породы содержат от 10 до 20 % биотита и по цвету именуется «мафитовыми сланцами», именно с этим горизонтом связаны основные рудные тела на месторождении. «Мафитовые сланцы» и метакоматииты содержат тела полевошпатовых порфиров неправильной формы размером до нескольких десятков метров по длинной оси, а также тела порфиритовых тоналитов.

Месторождение Пампало приурочено к ядерной части антиклинальной складки, развитой вдоль одноименной зоны складчато-сдвиговых деформаций (шир-зоны). Данная структура представляет собой участок локального растяжения на фоне деформаций сдавливания и сдвига, фокусирующий поток среднетемпературных рудоносных растворов. Ранние процессы гидротермально-метасоматического изменения — процессы альбитизации плагиоклаза. На главной стадии формирования минерализации золота в «мафитовых сланцах» и полевошпатовых порфирах развивается пирит-карбонат-биотитовая наложенная ассоциация. «Мафитовые сланцы» и полевошпатовые порфиры содержат большое количество пирит-карбонат-кварцевых и турмалин-биотит-кварцевых прожилков до 2 см мощностью. На свекофенском этапе метаморфо-

метасоматических преобразований породы претерпели калиевый метасоматоз, в частности, альбитизированный плагиоклаз был частично замещен калиевым полевым шпатом (Molnar et al., 2016b).

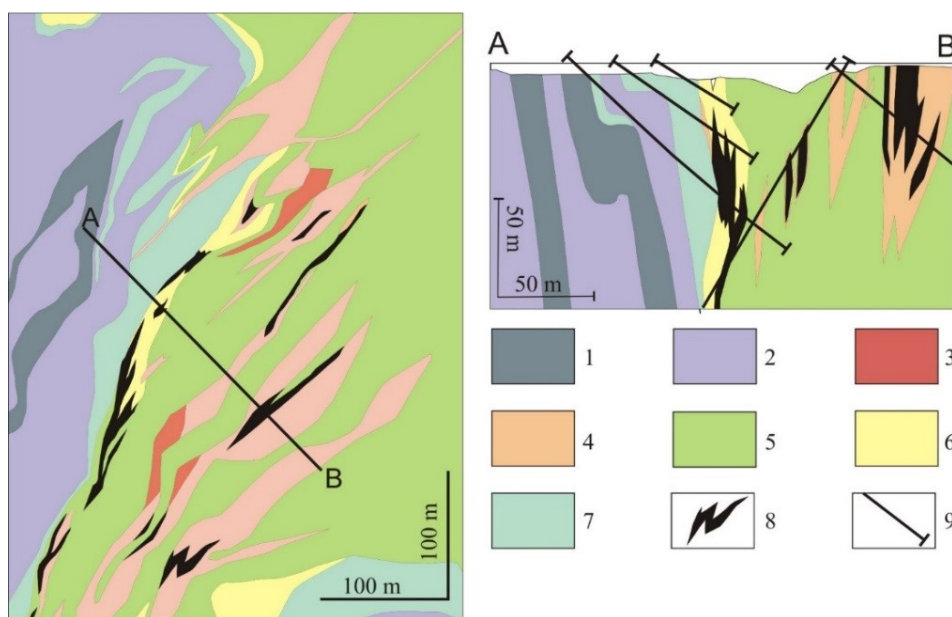


Рис. П-2. Схематическая геологическая карта и разрез по линии А — В месторождения Пампало (по Molnar et al., 2016b):

1–2 — формация Титаланваара: 1 — железистые кварциты; 2 — граувакки; 3 — тоналиты; 4 — кварцевые порфиры; 5 — коматииты (тальк-хлоритовые сланцы); 6 — туфы от фельзитового до основного составов («мафитовые сланцы»); 7 — толеитовые базальты (амфиболиты); 8 — рудные тела и зоны рассланцевания; 9 — скважины

Оконтуренные по бортовому содержанию 0,5 г/т золота рудные тела приурочены либо строго к «мафитовым сланцам» — туффитам, либо к телам полевошпатовых порфиров в нижней части толщи тальк-карбонат-хлоритовых сланцев. Рудные тела линзовидной формы с горизонтальным сечением 4–10 на 30–50 м, погружающиеся под углом 40–50 ° на ССВ согласно с залеганием вмещающих пород, прослежены на глубину 600 м.

Минерализация представляет собой тонкую (размер зерен до 3 мм) вкрапленность рудных минералов и сеть пирит-карбонат-кварцевых прожилков. Наиболее высокое содержание золота (> 5 г/т) отмечено на контакте порфировых даек и вмещающих «мафитовых сланцев», там, где в большей степени проявлены метасоматические преобразования свекофеннского времени (Molnar et al., 2016b). Геохимическая ассоциация золоторудной минерализации: Au — As — Bi — Te — В — Cu — Ag — Mo — W.

Золото преимущественно тонкое (< 15 мкм), свободное среди силикатов либо в сростании с пиритом, пирротинном, реже с арсенопиритом и рутилом; также характерны сростки с теллуридами Bi, Ag, Fe, самородным висмутом, встречаются теллуриды золота.

Наиболее распространенный сульфидный минерал на месторождении — пирит, который образует вкрапленность правильных кристаллов размером до 2–3 мм во вмещающих породах и жилах. Пирит нередко содержит включения пирротина, халькопирита и галенита размером до 100 мкм. Галенит, реже халькопирит и сфалерит встречаются в ассоциации с пиритом или образуют тонкую вкрапленность в основных метавулканиках и полевошпатовых порфирах. Шеелит — обычный рудный минерал, но он не образует сростаний с сульфидами. Содержание шеелита возрастает там, где пирит ассоциирует с минералами благородных металлов.

Согласно (Kojonen et al., 1993), наиболее распространенный минерал золота в рудах Пампало — самородное золото с содержанием серебра до 29 мас. %, а также калаверит, петцит и монтбрейит. Кроме того, в составе благороднометалльной минерализации установлены гессит, ауростибит и фаза Au — Sb — Te состава. Эти минералы чаще всего встречаются в виде включений в пирите либо в сростаниях с пиритом и по трещинам в нем, размер полиминеральных выделений 10–50 мкм.

Pb — Bi — Fe — Te ассоциация включает алтаит, теллуrowисмутит, цумоит, раклиджит, фробергит, редко самородный висмут. Чаще других минералов этой ассоциации встречается алтаит в виде включений в пирите или в составе полиминеральных зерен вместе с другими теллуридами, галенитом. Алтаит замещает галенит, самородное золото, Au — Sb (— Te) фазы.

Исследование флюидных включений в минерализованных породах выявило несколько их генераций. Первичные включения в кварце имеют температуру гомогенизации от 300 до 440 °С, состав H₂O — NaCl, соленость 4,8–12,5 мас. % NaCl-экв. (Molnar et al., 2016b). Авторы исследования не исключают, что эти включения были переуравновешены в ходе палеопротерозойского этапа метаморфизма.

Возраст минерализации 2708–2693 млн лет соответствует пику неоархейского этапа метаморфизма, но отмечена также роль палеопротерозойских событий (1,9–1,8 млрд лет) в переотложении минералов и формировании богатой минерализации (Routiainen, Partamies, 2003; Molnar et al., 2016b). P-T-условия наложенного метаморфизма палеопротерозойского этапа не превышали зеленосланцевой фации, поэтому в рудах месторождения отсутствуют следы сульфидного анатексиса (Molnar et al., 2016b).

Наиболее известное из эпитермальных метаморфизованных месторождений — месторождение **Кутемаярви** (рудник «Оривеси») в поясе Тампере на юго-западе Финляндии (рис. II-3). Описание месторождения составлено по (Eilu, Pankka, 2013; Talikka, 2007).

Вмещающими месторождение породами являются метавулканики среднего состава с возрастом 1,90–1,88 млрд лет, метаморфизованные в условиях нижней части амфиболитовой фации (возраст метаморфизма 1,88 ± 0,01 млрд лет, $T = 470–570$ °С, $P = 3–4$ кбар). В 500 м к северу от месторождения располагается интрузия порфировых тоналитов и монцогранитов Пукала, которая предположительно генетически связана с оруденением (рис. II-3, II-4). Возраст интрузии порфировых монцогранитов 1896 ± 3 млн лет.

Месторождение представлено восемью вертикальными трубообразными рудными телами, пять из них имеют промышленное значение. Самые крупные из трубок — «трубка V» (Pipe V) и Сурвисуо (Survisuo) — в сечении имеют размеры 5–25 × 20–50 м и прослеживаются на глубину более 1100 м.

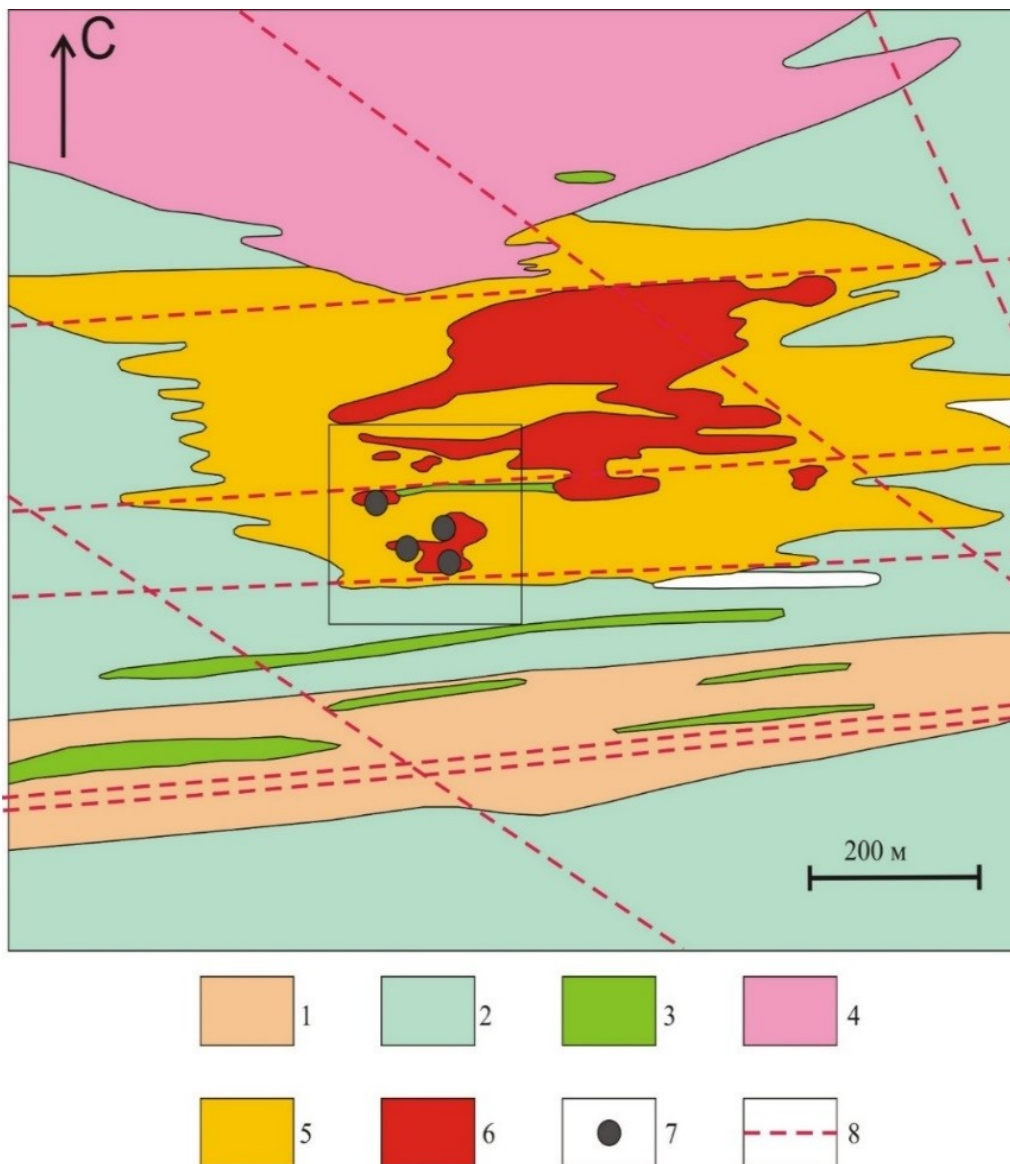


Рис. П-3. Схематическая геологическая карта района месторождения Кутемаярви (по Eilu, Pankka, 2013):

1 — фельзитовые метавулканыты; 2 — метавулканыты среднего состава; 3 — метатуфы основного состава; 4 — гипабиссальная порфировая интрузия; 5 — серицит-хлоритовые сланцы; 6 — кварц-серицитовые сланцы; 7 — выходящие на поверхность рудные тела; 8 — шир-зоны (зоны рассланцевания и дробления)

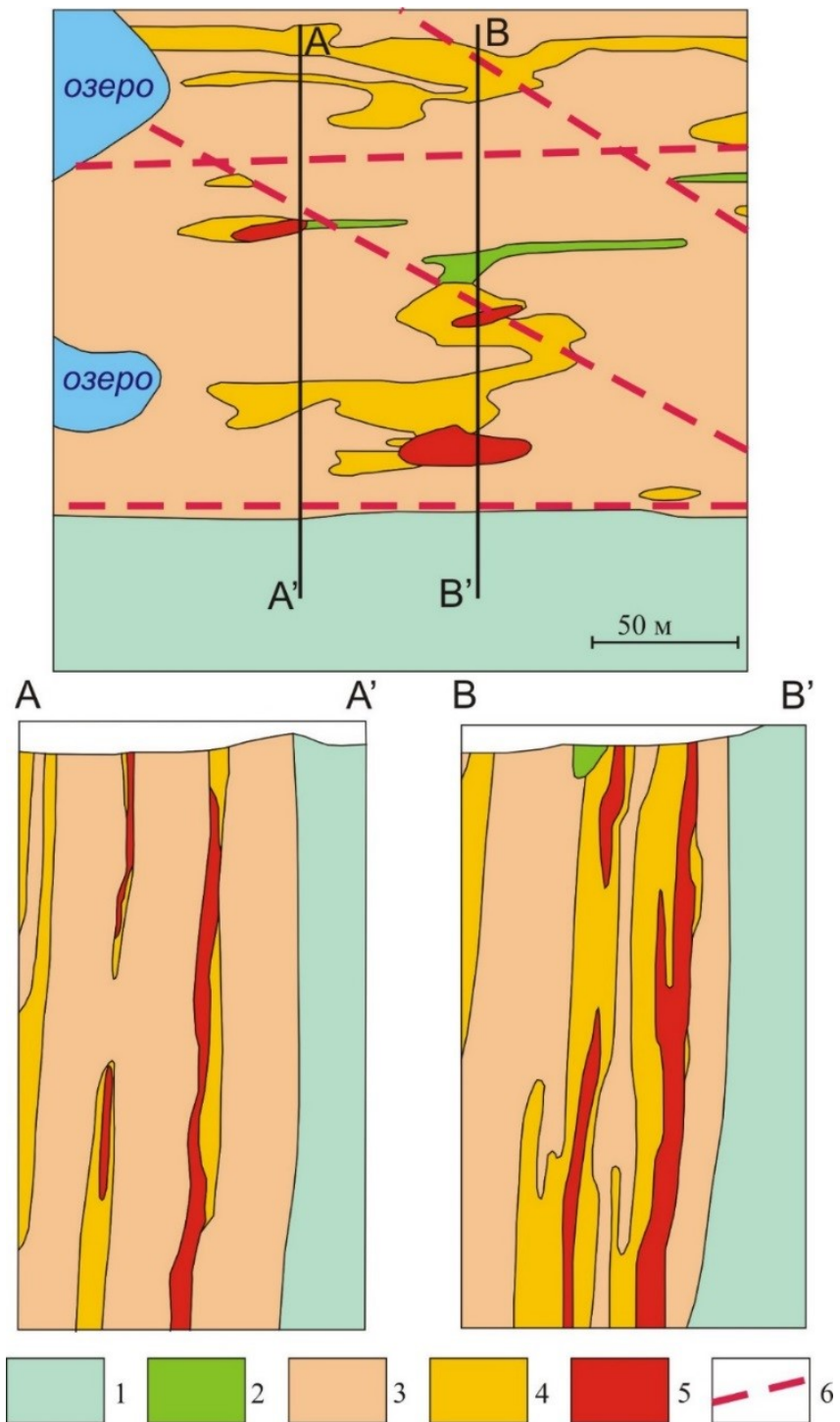


Рис. П-4. Схематическая геологическая карта и разрезы месторождения Кутемаярви (по Eilu, Pankka, 2013):

1 — метавулканыты среднего состава; 2 — метатUFFы основного состава; 3 — серицит-хлоритовые сланцы; 4 — кварц-серицитовые сланцы; 5 — рудные тела; 6 — шир-зоны

Околорудные породы изменены метасоматически. Измененные породы внутренней части ореола представлены ассоциацией пиррофиллита и кварца либо серицита и кварца с андалузитом, топазом, флюоритом, каолинитом, диаспором, рутилом, золотом и теллуридами; во внешней зоне новообразованные минералы — кварц, серицит, хлорит, пирит, рутил ± халькопирит. Измененные породы обогащаются Au, Ag, As, Bi, F, K, Pb, Sb, Se, Si, Te, Zn, снижается содержание Co, Cu, Ni, S, Zn. Общая мощность зоны измененных пород свыше 500 м, по простиранию более 1 км.

Исследование газовой-жидких включений показывает температуру рудообразования 200–400 °С, давление 0,5–2,5 кбар, состав флюидов $H_2O - CO_2 \pm CH_4$, соленость низкая — < 7 % NaCl eq.

Основные рудные минералы — пирит и алтаит, кроме того, присутствуют арсенопирит, пирротин, халькопирит (в более основных разностях пород), кубанит, сфалерит, галенит, а также сульфосоли Pb и Cu, из оксидов — рутил, гематит, магнетит (в более основных разностях пород), касситерит, из теллуридов — теллуридовисмутит, фробергит, гессит, калаверит, колорадоит, креннерит, петцит, сильванит, костовит, самородные золото, теллур, свинец, медь, а также ауристобит.

Самородное золото обычно развивается по границам зерен кварца, отмечено во включениях в кварце, пирите, арсенопирите, в симплектитовых сростках с теллуридами. Преимущественный размер выделений 5–10 мкм, редко до 50 мкм. Золото высокопробное — 94,9 % Au, содержит примеси Ag (2,4 %) и Pb (2,1%).

В архейских зеленокаменных структурах единственным рудопроявлением золота, предположительно относящимся к эпиптермальным метаморфизованным, является **Кюльмякангас** в поясе Ойярви. Описание месторождения составлено по данным (Eilu, Pankka, 2013).

Рудопроявление расположено в центральной части названного пояса, в пределах шир-зоны Каракха мощностью в несколько сотен метров, субогласной простиранию пояса в целом. В пределы шир-зоны попадают ультраосновные метавулканы коматиитового состава (хлорит-тремолитовые и актинолитовые амфиболиты), прорванные серией субпараллельных даек полевошпат-кварцевых порфиров от дацитового до риолитового составов (рис. II-5).

Золотосеребряная минерализация связана с зоной интенсивного окварцевания и пиритизации полевошпат-кварцевых порфиров на контакте с метакоматиитами (рис. II-5, II-6). В пределах всей зоны Каракха широко проявлена карбонатизация пород. Метаморфизм вмещающих толщ отвечает верхней части зеленосланцевой фации.

Мощность зоны развития минерализации до 17 м, содержание золота в минерализованных интервалах достигает 33,6 г/т на мощность 7,3 м, отношение Au / Ag около 0,25, кроме серебра и золота в рудных интервалах повышено содержание меди (до 0,6 %), свинца (до 2,2 %), цинка (до 2,3 %). В составе минерализации установлены пирит, халькопирит, халькозин, борнит, сфалерит, галенит, электрум, гессит и золото. Золото очень тонкое, в кварце, ассоциирует с гесситом.

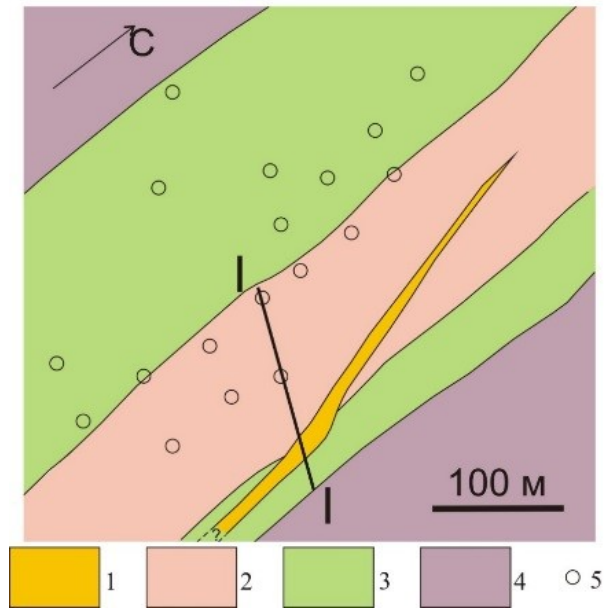


Рис. II-5. Схематическая геологическая карта месторождения Кюльмякангас (по данным Eilu, Pankka, 2013):

1 — кварцевые порфиры с минерализацией золота; 2 — порфиры; 3 — измененные ультраосновные породы и порфиры; 4 — ультраосновные породы (метакоматииты?); 5 — буровые скважины

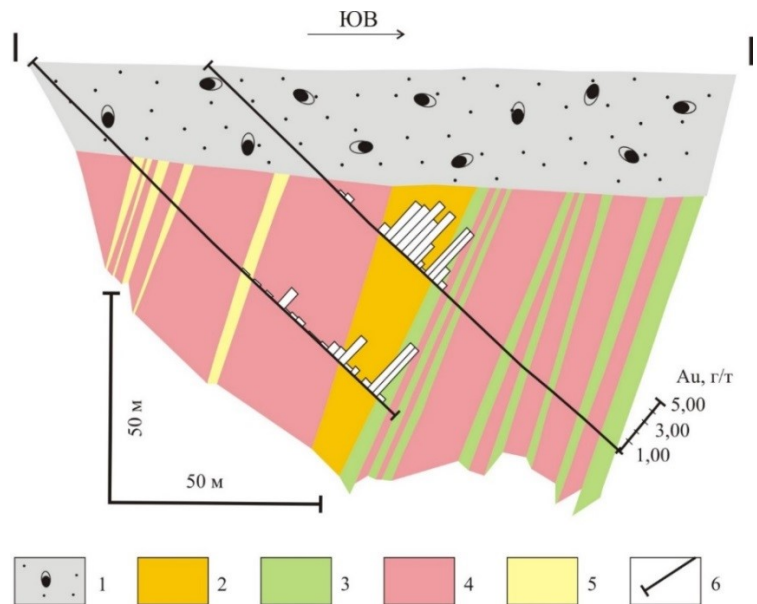


Рис. II-6. Разрез месторождения Кюльмякангас с результатами анализа на золото (по данным Eilu, Pankka, 2013):

1 — четвертичные отложения; 2 — кварцевые породы; 3 — измененные ультраосновные вулканииты; 4 — полевошпат-кварцевые порфиры; 5 — кварцевые жилы; 6 — буровые скважины

Месторождение **Тайвалъярви** (Ag — Au — Zn) расположено в поясе Типасъярви, в самом южном поясе в системе архейских зеленокаменных структур Типасъярви — Кухмо — Суомуссалми в террейне Кьянта в Восточной Финляндии. Описание месторождения составлено по материалам соответствующей главы монографии (Mineral..., 2015).

Пояс Типасъярви сложен метавулканитами основного, ультраосновного и кислого состава, которые составляют около 80 % мощности разреза, оставшиеся 20 % приходятся на метаосадочные породы — слюдяные гнейсы, железистые кварциты, углеродистые сланцы, а также на интрузивные породы основного-ультраосновного состава. Нижняя часть разреза сложена, в основном, метатифами кислого состава, с которыми ассоциируют вмещающие месторождение Тайвалъярви кислые метавулканиты. Возраст пород пояса Типасъярви архейский, от 2,83 до 2,75 млрд лет.

Породы пояса Типасъярви были неоднократно (два этапа?) метаморфизованы, наиболее поздний этап регионального метаморфизма — палеопротерозойский. Судя по появлению в составе пород таких минералов, как кианит, ставролит, гранат, кордиерит, уровень метаморфизма достигал амфиболитовой фации. При этом породы сохранили некоторые текстурные признаки вулканического либо осадочного происхождения, что позволяет реконструировать их первичную природу.

Вмещающие месторождение породы — это массивные кварцевые порфиры, или, что чаще, вулканическая брекчия, фельзитовые туфы и туффиты, формировавшиеся в мелководных, наземных или приповерхностных условиях. Месторождение приурочено к насыщенной карбонат-кварцевыми жилами центральной части горизонта метавулканитов. Продуктивная зона имеет мощность от 5 до 110 м, в среднем 40 м, прослежена на 400 м по простирацию. Падение пород крутое, к юго-востоку под углом 65 °. Зона погружается на юго-юго-запад под углом 60 °, минерализация прослежена бурением до глубины 600 м, а по геофизическим данным — до более 1500 м.

Висячем боку продуктивного горизонта располагается толща кварц-серицитовых пород с порфиrowыми вкрапленниками кварца. Эти породы, в отличие от продуктивного горизонта, почти не содержат карбонатов. Примерно в 100 м выше по разрезу располагается горизонт кианит-кварцевых пород с силлиманитом, ставролитом, кордиеритом, мусквитом, хлоритом или хлоритоидом, турмалином, рутилом (рис. II-7). Предполагается, что эти породы сформировались за счет кислых вулканитов, интенсивно переработанных гидротермальными процессами и впоследствии метаморфизованных.

В лежащем боку располагается гомогенная 150-метровая слабоминерализованная толща метариолитов с кварцем, серицитом и биотитом в качестве породообразующих минералов с отдельными прослоями сульфидсодержащих пород с гранатом, тремолитом и анкеритом.

Во вмещающих породах отмечены признаки калиевого и магниевого метасоматоза, основные новообразованные минералы — карбонаты, биотит и гранат, кроме того, появляются хлорит, турмалин, рутил, барит, эпидот и тремолит.

При бортовом содержании условного серебра 50 г/т запасы руды составляют 3,52 млн т с содержанием 0,71 % Zn, 0,34 % Pb, 102 г/т Ag, 0,29 г/т Au. При бортовом содержании условного серебра 30 г/т запасы руды составляют

13 млн т с содержанием 0,5 % Zn, 0,2 % Pb, 65 г/т Ag, 0,2 г/т Au. На серебро приходится 75–80 % коммерческой ценности месторождения.

В пределах рудной зоны выделено четыре рудных тела, которые параллельны в целом стратиграфической расчлененности и различаются по содержанию и соотношению цветных и благородных металлов. Эти рудные тела получили названия А, В, С, D (сверху вниз). Разделяющие их породы также минерализованы, но содержание полезных компонентов низкое.

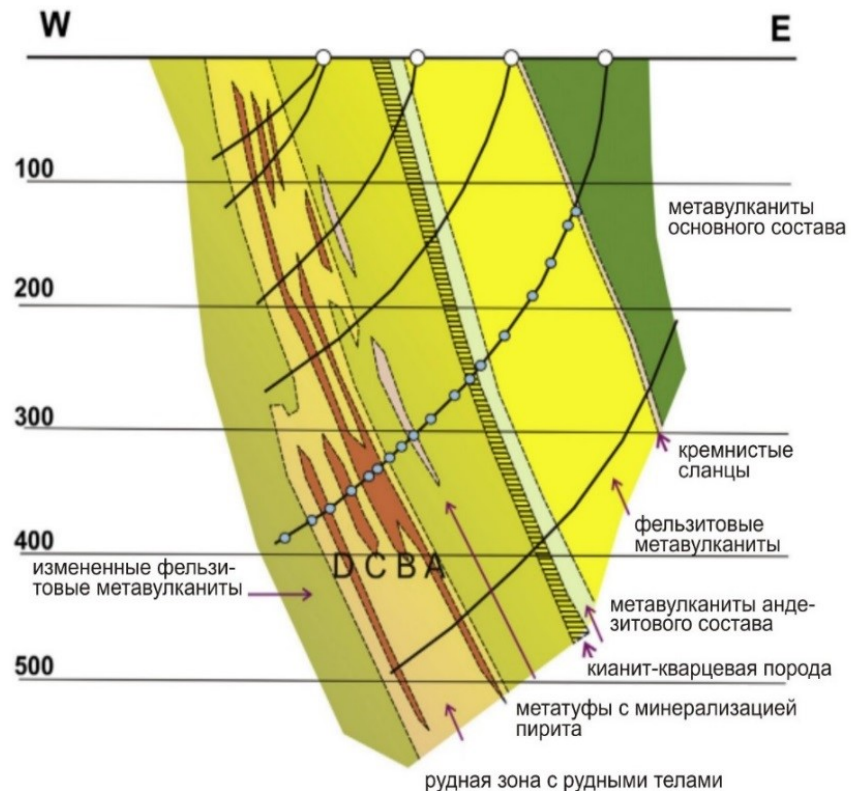


Рис. П-7. Разрез месторождения Тайвалъярви (по Mineral..., 2015)

Главные рудные тела — А и В, мощность каждого из них от 4 до 8 м, максимум до 15–16 м. Рудные тела сложены серицит-кварцевыми сланцами, насыщенными карбонат-кварцевыми жилами. Сфалерит и галенит образуют вкрапленность в жильном материале, распределенную полосами. Рудное тело А наиболее богато серебром при сравнительно низком, по сравнению с другими телами, уровне содержания Zn и Pb.

Рудное тело С мощностью до 5 м, прерывистое. Самое нижнее тело D также имеет мощность до 5 м, в его пределах развиты обогащенные сульфидами (сфалеритом, пирротинном, халькопиритом, галенитом, пиритом) прослойки с кальциево-силикатными минералами (кварцем, карбонатами, тремолитом, гранатом, биотитом).

В пределах месторождения карбонатные минералы характерны для карбонат-кварцевых жил (рудные тела тел А и В) и кальциево-силикатных

прослоев в теле D, а также для подстилающих рудную зону пород. Карбонаты представлены преимущественно манганоанкеритом с содержанием MnO 3–6 мас. %. Содержание FeO в анкерите увеличивается вниз по разрезу от 5,27 в рудном теле A до 7,55 мас. % в подстилающих рудную зону породах, содержание магния, соответственно, снижается. В пределах рудного тела B в карбонат-кварцевых жилах преобладает манганокальцит (MnO 3 мас. %).

Содержание сульфидов в рудных телах от 5 до 8 об. %, более 50 % сульфидов приходится на сульфиды железа — пирит и пирротин. Важные рудные минералы на месторождении — фрейбергит, дискразит, пираргирит, самородное серебро, электрум, галенит, халькопирит; кроме того, отмечены арсенопирит, кубанит, ковеллин, гудмундит, акантит, миаргирит, фрейеслебенит, бурнонит, шеелит, самородные сурьма и висмут. Размер зерен 0,1–0,5 мм, у минералов серебра — 0,01–0,1 мм. Минералы серебра ассоциируют с галенитом. 95 % Ag приходится на его сульфиды и антимониды, оставшиеся 5 % — на серебро в галените (0,1 мас. %), самородное серебро и электрум.

Пирит — главный сульфидный минерал, встречается в виде кубических кристаллов во всех рудных телах и вмещающих породах. Пирротин более характерен для рудных тел C и D. Арсенопиритовой вкрапленностью обогащены отдельные полосы, при этом никакой корреляции между содержанием арсенопирита и золота не выявлено.

Основной минерал серебра на месторождении — фрейбергит. В составе рудной вкрапленности фрейбергит ассоциирует с галенитом, а в анкерит-кварцевых жилах — с галенитом и дискразитом. Размер зерен 0,03–0,06 мм. Содержание Ag во фрейбергите 20–50 мас. %, наиболее низкие значения характерны для тела C. Фрейбергиты с максимально возможным для этого минерала содержанием Ag около 50 мас. % отмечены в рудном теле B, в сростании с «рядовым» фрейбергитом, содержащим 20–25 мас. % Ag.

Второй по значимости минерал серебра — дискразит. Он образует сростания с галенитом, фрейбергитом, халькопиритом, самородной сурьмой в составе анкерит-кварцевых жил либо тонкую вкрапленность в карбонате. Размер зерен до 0,1 мм. На месторождении был описан также золотосодержащий дискразит, который позднее был интерпретирован как тонкое сростание дискразита и электрума.

Самородное серебро ассоциирует с галенитом и другими минералами серебра, выделяется по микротрещинам в сульфидах или образует тонкую пылевидную вкрапленность в анкерите. Размер выделений не превышает 0,05 мм. В составе самородного серебра установлены примеси Sb 4,8 мас. % и Au 0,2 %. Электрум встречен во включениях в пирите и сфалерите, в составе минерала 51,7 мас. % Ag, 43,4 мас. % Au.

Месторождение серебра Тайвалярви стратиформное, с хорошо выраженной расслоенностью. Сульфиды и другие рудные минералы распределены полосами, образуют вкрапленность и выполняют трещины. Обогащенные полезными компонентами породы могут быть прослежены от рудных тел по простиранию на значительное расстояние.

Ассоциация минерализации с фельзитовыми пирокластическими породами, стратиформный характер оруденения, отчетливая зональность метасоматических преобразований (калиевый метасоматоз в нижней

(оруденелой) части, выше хлоритизация, серицитизация, в верхней части аргиллитизация), широкое развитие карбонатов в рудной зоне и подстилающих породах, вкрапленный характер минерализации и распределение ее полосами, струями, прожилками, относительно низкое содержание сульфидов железа — все это позволяет отнести месторождение Тайвалъярви к эпитермальному генетическому типу, впоследствии метаморфизованному.

Формирование оруденения связано с гидротермальной активностью, следующей за циклами эксплозивного вулканизма. Предполагается следующая модель образования месторождения:

- обогащенные металлами и CO_2 флюиды отделялись от магматического источника на небольшой глубине и продвигались в области пониженного давления по трещинным зонам;

- в определенный момент происходило вскипание флюида, и отделяющийся от него кислотный пар двигался далее по проницаемым зонам, что приводило к кислотному выщелачиванию пород — аргиллитизации (кианит-кварцевые породы);

- снижение растворимости металлов при вскипании флюида приводило к осаждению сульфидов, карбонатов и кварца и формированию сети оруденелых прожилков в трещинах пород.

ISBN 978-5-91137-446-4

