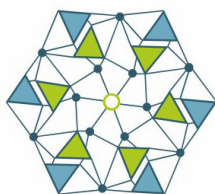


1930 **95** 2025



КОЛЬСКИЙ
НАУЧНЫЙ
ЦЕНТР



А. А. Калинин, Е. Э. Савченко

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЗОЛОТА
В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА**

ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. А. Калинин, Е. Э. Савченко

**МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЗОЛОТА
В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА**

Апатиты

Издательство Кольского научного центра РАН

2025

УДК 553.411 + 549.3 + 553.22 (470.21)
ББК 26.3
К17

Печатается по решению Редакционного совета по книжным изданиям ФИЦ КНЦ РАН.

Рецензенты:

Волков А. В. — член-корреспондент РАН, д-р геол.-минер. наук,
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН;
Каулина Т. В. — д-р геол.-минер. наук, Геологический институт КНЦ РАН

Калинин, А. А.

К17 Минералогия и геохимия рудопроявлений золота в северо-восточной части Фенноскандинавского щита : монография / А. А. Калинин, Е. Э. Савченко. — Апатиты : Изд-во Кольского научного центра РАН, 2025. — 266 с. : ил. — Библиогр.: с. 246–265.

ISBN 978-5-91137-556-0

Систематизированы опубликованные данные и собственные материалы авторов по геохимическим особенностям и минеральному составу проявлений минерализации золота в метаморфических комплексах Кольского региона и на территории Финской Лапландии. С учетом геологического положения золоторудных объектов и характера минерализации в Кольском регионе выделены орогенные рудопроявления, орогенные, регенерированные в ходе наложенных гидротермальных процессов; метаморфизованные золотосодержащие колчеданные и эпитептермальные рудопроявления, а также связанные с интрузивным поздне- и посторогенным магматизмом. По геохимическим характеристикам месторождения и рудопроявления разделены на три группы: собственно золоторудные, золоторудные с цветными металлами и урановые золотосодержащие. К «сквозным» элементам, ассоциирующим с золотом в разных генетических типах и геохимических группах месторождений, отнесены мышьяк, висмут, селен и теллур. В месторождениях и рудопроявлениях региона установлено тринадцать собственных минеральных видов золота: самородное золото в сплавах с серебром, интерметаллические соединения золота с медью, висмутом, сурьмой, теллуриды золота, а также сульфид золота и серебра ютенбогардит. Рассмотрены ассоциации минералов золота с сульфидами, арсенидами и сульфоарсенидами, с минералами висмута, теллура и селена в разных генетических типах и геохимических группах месторождений, процессы изменения минералов благородных металлов в ходе регионального метаморфизма и при наложенных гидротермальных процессах.

УДК 553.411 + 549.3 + 553.22 (470.21)
ББК 26.3

Фото на обложке Калинина А. А.

ISBN 978-5-91137-556-0
doi:10.37614/978.5.91137.556.0

© Калинин А. А., Савченко Е. Э., 2025
© Геологический институт КНЦ РАН, 2025
© ФИЦ КНЦ РАН, 2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	4
1. Современное состояние исследования золоторудных месторождений.....	8
1.1. Содержание золота в земной коре.....	8
1.2. Перенос золота в гидротермальных растворах/флюидах.....	11
1.3. Типизация эпигенетических золоторудных месторождений.....	13
1.4. Минералы золота.....	20
2. Месторождения и рудопроявления золота в Кольском регионе.....	25
2.1. Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья.....	25
2.2. Титовско-Урагубская зона.....	53
2.3. Оленегорский зеленокаменный пояс.....	69
2.4. Стрельнинский зеленокаменный пояс.....	72
2.5. Тикшеозерский зеленокаменный пояс.....	90
2.6. Южно-Печенгская зона.....	106
2.7. Панареченская вулcano-тектоническая структура пояса Имандра-Варзуга.....	111
2.8. Пояс Салла-Куолаярви.....	115
3. Минералого-геохимические особенности месторождений и рудопроявлений золота северной Финляндии.....	138
4. Геохимические особенности месторождений и рудопроявлений золота в Кольском регионе.....	149
4.1. Геохимические ассоциации элементов-спутников минерализации золота.....	149
4.2. Исследование газово-жидких включений в жильных минералах рудопроявлений.....	153
5. Минеральные ассоциации золота в месторождениях и рудопроявлениях региона.....	159
5.1. Минералы золота в месторождениях и рудопроявлениях региона.....	159
5.2. Минеральные ассоциации золота в месторождениях и рудопроявлениях региона.....	170
5.2.1. Золото в ассоциации с сульфидами железа.....	170
5.2.2. Золото в ассоциации с минералами мышьяка.....	172
5.2.3. Золото в ассоциации с минералами сурьмы.....	178
5.2.4. Золото в ассоциации с минералами висмута.....	184
5.2.5. Золото в ассоциации с минералами теллура и селена.....	190
5.3. Структуры кристаллизации сульфидных расплавов в золотосодержащих рудах (сульфидный анатексис).....	196
5.4. Наложённые изменения содержащих золото минералов в месторождениях и рудопроявлениях региона.....	204
6. Основные этапы формирования месторождений и рудопроявлений золота в северо-восточной части Фенноскандинавского щита.....	217
Заключение.....	240
Библиографический список.....	246

ВВЕДЕНИЕ

Северо-восточная часть Фенноскандинавского щита, охватывающая Мурманскую область и северную часть Карелии (далее в работе именуется как Кольский регион), не относится к золотодобывающим областям Российской Федерации. Государственным балансом учтено примерно 40 т золота, которое является попутным компонентом в медно-никелевых и платинометаллических месторождениях в базит-ультрабазитовых интрузиях; ежегодная добыча металла в регионе не превышает 0,1 т [Государственный доклад..., 2023].

В соседней Финляндии, в ее северной части, на территории, весьма близкой к Кольскому региону по геологическому строению, известно свыше 200 рудопроявлений и месторождений золота, в том числе месторождение мирового класса Суурикуусикко. Поисковые работы на золото здесь выполняются систематически силами Геологической службы Финляндии и частных компаний, что привело к открытию в последние годы новых средних (к примеру, Райапалот) и крупных (Иккари) месторождений. Важнейшим видом поисковых работ на золото в Финляндии является глубинная геохимическая съемка четвертичных отложений (почвенный горизонт С), выполняемая по регулярной сети. В большинстве случаев именно при заверке буровыми работами выявленных в ходе геохимической съемки аномалий и были в последние десятилетия открыты золоторудные месторождения и рудопроявления в Финской Лапландии.

На данный период в Кольском регионе число известных рудопроявлений золота в метаморфических комплексах докембрия меньше 20, все они располагаются в пределах зеленокаменных поясов неогархейского и палеопротерозойского возраста. Уже сам факт наличия рудопроявлений является прямым положительным признаком, определяющим перспективность зеленокаменных структур на открытие месторождений золота. Изучение геологического строения известных рудопроявлений, определение их геохимических характеристик и исследование минерального состава позволит более точно определить перспективные участки недр для постановки поисковых работ и комплекс методов поиска.

Предлагаемая вниманию читателей монография продолжает серию работ авторов, посвященных золотой минерализации в метаморфических комплексах докембрия в северо-восточной части Фенноскандинавского щита [Калинин, 2018; Калинин и др., 2021a]. Основное внимание в данной работе уделено геохимическим особенностям минерализованных пород и минералогии оруденения: рассматриваются сульфиды и их аналоги, а также самородные металлы и интерметаллические соединения. При этом информация о геологическом строении золоторудных объектов, по возможности, сокращена: более детальные

описания геологического положения и строения рудопоявлений и месторождений золота в регионе приведены в работе [Калинин, 2018] и в специальных статьях авторов настоящей монографии. В сокращенном виде приведена информация о минералогии золото-серебряного месторождения Оленинского, поскольку ранее этот объект подробно охарактеризован в монографии [Калинин и др., 2021а].

Исследования проведены на основе материала из коллекции авторов, собранного на месторождениях и рудопоявлениях в ходе полевых работ в зеленокаменных структурах Кольского региона. В коллекцию входили протолочные пробы горных пород, образцы и сколки на шлифы и аншлифы, отобранные из коренных пород в обнажениях и поверхностных горных выработках. Кроме того, изучались искусственные аншлифы, изготовленные из шлиховых концентратов протолочных проб и проб перекрывающих рыхлых отложений. По Панарченскому и Сергозерскому рудопоявлениям исследования выполнялись на основе материала, полученного при просмотре и опробовании керна скважин в центре обработки керна ОАО «Центрально-Кольская экспедиция». По ряду других рудных объектов также по мере необходимости использован керновый материал, доступ к керну был предоставлен в Мурманском филиале территориального фонда геологической информации по Северо-Западному федеральному округу (г. Апатиты)

Химический анализ горных пород выполнен в химико-аналитической лаборатории Геологического института КНЦ РАН (заведующая лабораторией Л. И. Константинова) по разработанным там методикам¹. Коллективом лаборатории так же определено содержание благородных металлов методом атомной абсорбции с предварительным концентрированием алкиланилином и сульфидами нефти.

ICP-анализ пород на малые элементы² выполнен в аналитической лаборатории Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург) и в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН с помощью масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой серии XII ICP-MS Thermo Scientific.

Фазовую и внутрифазовую неоднородность минеральных индивидов, химический состав минералов исследовали методами оптической и электронной микроскопии в лаборатории физических исследований пород руд и минералов ГИ КНЦ РАН (заведующая лабораторией к. г.-м. н. Е. А. Селиванова).

Методика исследований включала:

1. Минералогические и петрографические исследования с помощью оптического микроскопа AxioPlan, снабженного блоком видеорегистрации, в отраженном и проходящем поляризованном свете.

2. Детальное исследование препаратов на растровых электронных микроскопах Zeiss Evo-25 и Leo-1450 (Carl Zeiss), оснащенных энергодисперсионными рентгеновскими спектрометрами AZtec UltimMax-100 (Oxford Instruments). До 2021 г. прибор Leo-1450 был оснащен энергодисперсионным спектрометром

¹ URL: <http://geoksc.apatity.ru/index.php/about/structure/86-chemical-analytical-lab> (дата обращения: 21.10.2020).

² Погрешность определения элементов менее 2 %.

Bruker XFlash-5010, исследования проводились нестандартным методом, что сопровождалось далекими от 100 % суммами результатов при сохранении верного соотношения элементов. Поэтому часть ранних анализов приведена к 100 %.

!!! *Прочерк в таблицах состава минералов означает, что содержание элемента ниже предела его обнаружения.*

На снимках в режиме обратно-отражённых электронов (BSE) были зафиксированы и идентифицированы все представляющие интерес фазы. Химический состав фаз определяли рентгеноспектральным электронно-зондовым методом с дисперсией рентгеновского излучения по энергии (EDS). Параметры работы прибора: ускоряющее напряжение — 20 кВ, ток электронного зонда — 2 нА, время накопления спектров — 100 с.

При анализе силикатов-оксидов использованы следующие аналитические линии (и эталонные вещества): FК α (фторапатит), SiК α и CaК α (волластонит), ClК α (атакамит), FeК α (гематит), LaL α (LaSe), CeL α (CeS), NdL α (LiNd(MoO₄)₂), TiК α и NaК α (лоренценит), MnК α (MnCO₃), SK α и SrL α , MgК α , AlК α , KK α , NiК α (металл), SK α и SrL α (целестин), MgК α (форстерит), AlК α (Y₃Al₅O₁₂), KK α (ортоклаз). При анализе сульфидов и интерметаллидов использованы следующие аналитические линии (и эталонные вещества): PbM α и TeL α (PbTe) (иногда для TeL α использовался HgTe), BiM α и SeL α (Bi₂Se₃), AsК α (InAs), AgL α (металл), AuM α (металл), FeК α и SK α (пирит) (иногда для FeК α использовался металл), NiК α (металл), CoК α , (металл), ZnК α (металл или сфалерит), BrК α (KBr), CdL α (металл или CdSe).

3. До 2023 г. фазы крупнее 20 мкм анализировали на микроанализаторе Cameca MS-46 при следующих условиях: ускоряющее напряжение — 22 кВ, ток электронного зонда — 30–40 нА, диаметр зонда — 2–10 мкм в зависимости от устойчивости материала при анализе. Время измерения составляло: 10 с — для главных компонентов, 20 с — для элементов с низким содержанием, 10 с — для измерения фона. Результаты 4–5 измерений усреднялись. Были использованы стандарты (аналитические линии, предел обнаружения, мас. %) Fe₁₀S₁₁ (FeК α ; 0,01 and SK α ; 0,05), Bi₂Se₃ (BiM α ; 0,1 and SeК α ; 0,05), LiNd(MoO₄)₂ (MoL α ; 0,1), PbS (PbM α ; 0,1), металлы Co (CoК α ; 0,01), Ni (NiК α ; 0,01), Cu (CuК α ; 0,01), Pd (PdL α ; 0,05), Ag (AgL α ; 0,05), Te (TeL α ; 0,05), Re (ReL α ; 0,05), Au (AuL α ; 0,05).

4. Анализ фаз выполняли порошковым рентгеноструктурным методом (Дебай-Шерер, РКУ 114 мм, Fe-излучение, 40 кВ, 16 мА), рентгеновская диагностика минералов выполнена к. г.-м. н. Е. А. Селивановой.

При подготовке и написании работы авторы прибегали к консультациям: сотрудников Геологического института КНЦ РАН к. г.-м. н. Н. М. Кудряшова, д. г.-м. н. Т. В. Каулиной, к. г.-м. н. Е. А. Селивановой, к. г.-м. н. Т. В. Рундквист, к. г.-м. н. С. В. Мудрука, к. г.-м. н. А. В. Мокрушина, к. г.-м. н. П. В. Припачкина, к. г.-м. н. Н. Ю. Грошева, к. г.-м. н. А. А. Компанченко, М. Ю. Сидорова, А. В. Чернявского; специалистов из ИГЕМ РАН (Москва) чл.-корр. РАН А. В. Волкова, д. г.-м. н. В. Ю. Прокофьева, а также О. В. Казанова (Роснедра, Москва), Г. Ф. Бакаева (ОАО «ЦКЭ», Мончегорск), В. И. Безрукова (ВСЕГЕИ,

Санкт-Петербург). Кроме того, огромную помощь при минералогических исследованиях шлиховых концентратов оказали В. И. Басалаева, А. Б. Калачева, Т. С. Зыкова, Е. В. Галеева и М. Ю. Сидоров. Всем упомянутым коллегам, а также сотрудникам вспомогательных подразделений Геологического института авторы выражают глубокую признательность.

В настоящей работе использованы обозначения минералов в соответствии с сокращениями, рекомендованными IMA [Warr, 2021], с незначительными дополнениями авторов (выделены курсивом):

Aca	Акантит	Dol	Доломит	Mtd	Матильдит
Ag	Серебро самородное	Dpr	Диафорит	Owy	Овихиит
<i>Ag-Au</i>	<i>Золотистое серебро</i>	Drv	Дравит	Pl	Плагиоклаз
Alt	Алтаит	Dys	Дискразит	Pn	Пентландит
Amp	Амфибол	Ehg	Эриджит	Prs	Прустит
Ang	Англезит	Ekr	Эккерит	Ptz	Петцит
Arp	Аргентопентландит	Fiz	Физелиит	Pub	Поубаит
Apy	Арсенопирит	Fmn	Фалькманит	Pwl	Повеллит
As	Мышьяк самор.	Frb	Фробергит	Pу	Пирит
Attr	Аргентотетраэдрит	Gn	Галенит	Pуg	Пираргирит
Au	Золото самор.	Gnk	Гринокиит	Pуh	Пирротин
<i>Au-Ag</i>	<i>Серебристое золото</i>	Grf	Герсдорфит	Qz	Кварц
Ausb	Ауростибит	Gru	Грюнерит	Rdh	Рамдорит
Bdn	Бёдантит	Gu	Гудмундит	Ruc	Раклиджит
Bgy	Биллингслейит	Hbl	Роговая обманка	Skp	Скиппенит
Bhp	Брейтгауптит	Hdl	Хедлейит	Sp	Сфалерит
Bi	Висмут самор.	Hes	Гессит	Sph	Стефанит
Bin	Висмутин	Jal	Ялпаит	Ssy	Семсеит
Bmc	Бисмоклит	Js-B	Жозеит-В	Stz	Штютцит
Bnn	Бурнонит	Kaw	Кавацулит	Syv	Сильванит
Boh	Богдановичит	Lil	Лиллианит	Tbi	Теллуrowисмутит
Bou	Буланжерит	Ln	Ленаит	Te	Теллур самор.
Bt	Биотит	Lö	Лёллингит	Tea	Теллурантимон
Cbt	Кобальтин	Mdo	Мальдонит	Tro	Троилит
Ccp	Халькопирит	Meg	Менегинит	Tsu	Цумоит
Chl	Хлорит	<i>MG</i>	<i>“Горчичное золото”</i>	Ttn	Титанит
Clr	Колорадоит	Mlt	Мелонит	Tr	Тетраэдрит
Copn	Кобальтпентландит	Mnb	Монтрбррейит	Uch	Учукчакуаит
Cth	Клаусталит	Mol	Молибденит	Ull	Ульманнит
Cvl	Кервеллеит	Mrc	Марказит	Urn	Уранинит
Dem-Bt	Демикелеит-Вт	Ms	Мусковит	Uyt	Ютенбогардтит
Di	Диопсид	Mtg	Маттагамит	Vol	Вольнскит

1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1.1. Содержание золота в земной коре

Золото относится к наиболее редким элементам в составе земной коры. Среднее содержание золота в земной коре в целом, по оценкам разных авторов [Справочник..., 1990; Григорьев, 2009], составляет от 4 до 5 мг/т, и из всех природных элементов лишь у рения кларк ниже, чем у золота. В континентальной коре среднее содержание золота еще ниже — примерно 1,5 мг/т [Frimmel, 2008].

Фоновое содержание золота в магматических породах варьирует от 0,2 мг/т в риолитах до 5,1 мг/т в габброидах расслоенных интрузивов (рис. 1). Поскольку коэффициент распределения золота между сульфидным и силикатным расплавами оценивается величиной порядка 10^4 в пользу сульфидного расплава, то вариации содержания золота в магматических породах являются функцией поведения серы в магматической системе [Pitcairn, 2011]. Будут ли магматические расплавы насыщены серой или нет, во многом зависит от фугитивности кислорода. В восстановленных системах с низкой фугитивностью кислорода насыщение серой и образование сульфидного расплава происходит значительно раньше, чем в окисленных, где сера находится в виде сульфатов. Как результат, содержание серы в окисленных магмах может быть в десятки раз выше, чем в восстановленных, что и определяет более высокое содержание золота в окисленных магмах. Поэтому базальтах океанической дуги и задуговых бассейнов (back-arc basalts), формирующихся в более окислительных условиях, содержание золота выше, чем в восстановленных базальтах срединно-океанического хребта (MORB). А более высокая емкость по отношению к сере основных расплавов объясняет более высокий уровень содержания в них золота по сравнению с магматическими породами среднего и кислого состава [Pitcairn, 2011].

В наиболее распространенных типах осадочных пород (глинистых сланцах, алевролитах, песчаниках, конгломератах, карбонатных породах) концентрация золота находится в пределах 0,1–30 мг/т, то есть разброс значений значительно больше, чем в магматических породах, что можно объяснить возможным появлением в составе обломочных пород зерен золотосодержащих минералов. В целом, концентрация золота выше в глинистых сланцах по сравнению с более грубозернистыми породами, что, возможно, связано с повышенной концентрацией золота в биогенном материале (углеродистых сланцах) и пирите, а также с привнесением золота в процессах диагенеза и катагенеза. Высокий фон золота в углеродистых сланцах определяет эти породы как вероятный источник металла при последующих гидротермальных процессах рудообразования.

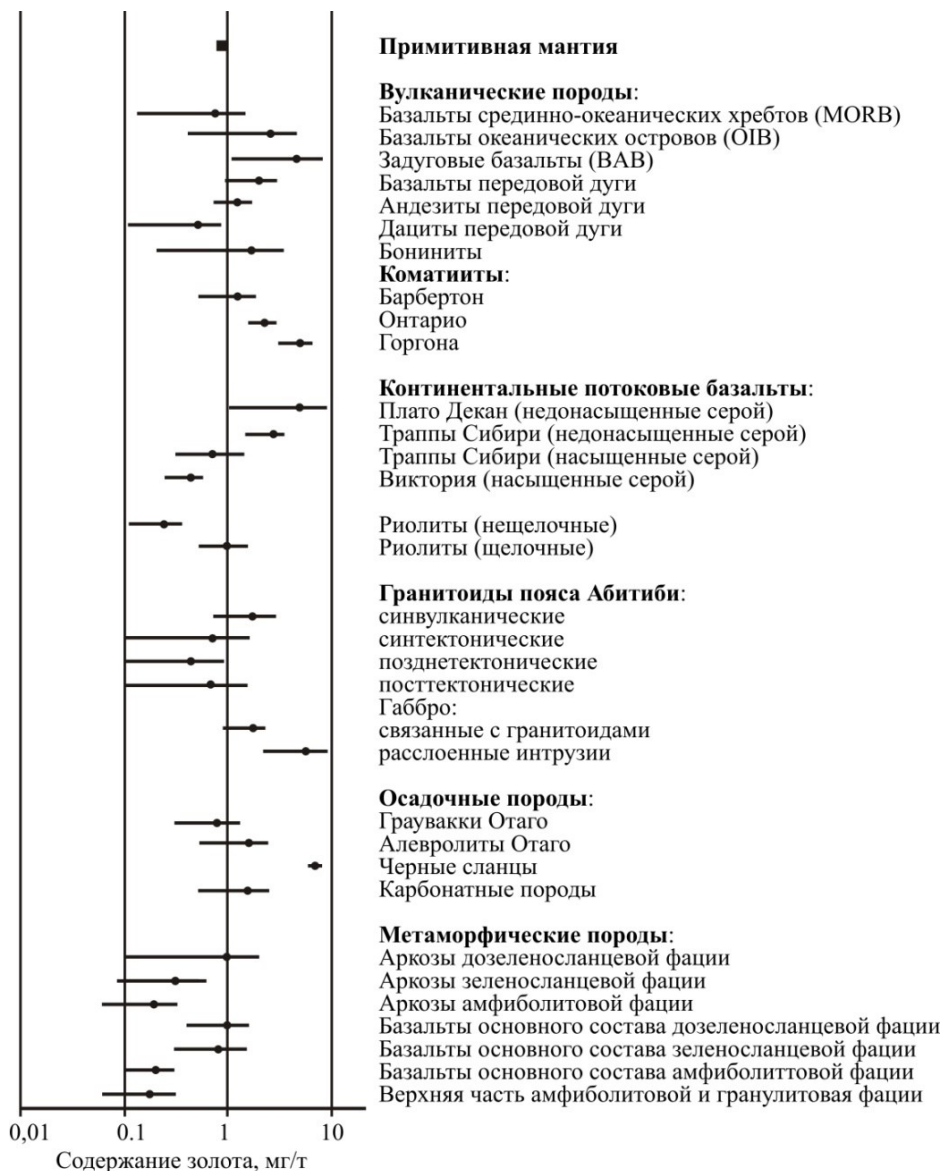


Рис. 1. Концентрация золота в различных типах горных пород (по [Pitcairn, 2011]). Черные точки указывают средние значения, линии — интервал ± 1 среднеквадратическое отклонение

В метаморфических породах фоновое содержание золота закономерно уменьшается с увеличением степени метаморфизма. Как показали исследования зонально метаморфизованного сланцевого пояса Отаго (Новая Зеландия) [Sources of metals..., 2006; Pitcairn et al., 2010], метаосадочные и метавулканические породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, потеряли от 50 до 80 % золота по отношению к их неметаморфизованным аналогам.

Разные типы горных пород рассматривались как возможный основной источник золота для месторождений золота в метаморфических комплексах.

Предполагалось, что это могут быть базальты океанического дна [Evans et al., 2010; Phillips, Powell, 2010; New constraints..., 2012; Pitcairn et al., 2015], железистые формации [Meyer, Saager, 1985; Lambeck et al., 2011], дайки лампрофиров [Rock, Groves 1988a, b], базальтовые породы, связанные с плюмами [Bierlein, Pisarevsky, 2008; Golden plumes..., 2013; Augustin, Gaboury, 2017], кислые магмы [Initial gold..., 1993; No mass-independent..., 2013].

Но в последнее время все большее подтверждение находит предположение о том, что основным источником золота для месторождений в метаморфических комплексах служил пирит из осадочных пород дна океана, сформировавшийся за счет бактериального восстановления сульфатов, а мобилизация золота из пирита происходила при замещении пирита пирротинном в ходе метаморфизма. Это было показано на примере сланцевого пояса Отаго в Новой Зеландии [Sources of metals..., 2006; Pitcairn et al., 2010], где известен ряд орогенных месторождений золота, включая крупное месторождение Макраэс (запасы золота — 125 т). Сланцевый пояс Отаго был выбран для исследования, поскольку в его пределах уровень метаморфизма вулканогенно-осадочных пород варьирует от неизменных разностей до амфиболитовой фации, при этом магматической интрузивной активности не отмечено. Установлено снижение содержания золота и сопутствующих элементов (As, Mo, Au, Ag, Sn, W, Cd, Hg) с увеличением степени метаморфизма осадочных пород (граувакк). Показано, что перечисленные элементы присутствовали в повышенной концентрации в диагенетическом пирите до метаморфизма пород [Pitcairn et al., 2010]. При переходе от зеленосланцевой к амфиболитовой фации метаморфизма пирит замещается пирротинном, из состава пород исчезают такие минералы-концентраторы малых элементов, как пирит, галенит, сфалерит, кобальтин. Аналогичные данные о снижении концентрации золота и сопутствующих мышьяка и сурьмы получены для метаосадочных пород разных фаций метаморфизма в зонально метаморфизованном поясе Далрадиан в Шотландии [Pitcairn et al., 2015].

То обстоятельство, что именно первоначальное присутствие в черносланцевых толщах син- и диагенетического пирита с повышенным содержанием золота и мышьяка и последующее его замещение пирротинном в ходе метаморфизма является критическим моментом для формирования орогенных месторождений золота, показано также в ряде других работ [Multistage..., 2007; Gold and trace..., 2009; Large et al., 2011; Pyrite..., 2011; Diagenetic..., 2012]. Согласно оценке Р. Чжун [Zhong] с коллегами, при метаморфизме на границе зеленосланцевой и амфиболитовой фации с высвобождающимся флюидом из породы выносятся до 2 мг/т золота [Contrasting..., 2015].

Также вполне возможно, что источником золота могут служить и другие перечисленные выше породы. В первую очередь это относится к базальтам, с которыми связаны многие орогенные месторождения архейского возраста. Как показано на примере того же сланцевого пояса Отаго, при возрастании степени метаморфизма базальтов содержание золота (но не мышьяка!) в них закономерно снижается [Pitcairn et al., 2015]. Расчеты, выполненные на примере пояса Ля Гранде (Канада), показывают, что при прогрессивном метаморфизме амфиболитовой фации (> 550 °C) из вулканитов основного состава было вынесено 77 %

содержавшегося в них золота. Аналогичные расчеты для вулканитов Центрально-Лапландского пояса показали вынос 59 % Au [Gold mobilization..., 2020]. Золота, мобилизованного из вмещающих вулканитов, вполне достаточно для формирования в зеленокаменных поясах крупных орогенных и иных месторождений.

1.2. Перенос золота в гидротермальных растворах/флюидах

Золото — благородный металл, в нормальных атмосферных условиях не поддающийся коррозии, нерастворимый в абсолютном большинстве кислот и щелочей. Тем не менее, благодаря своим химическим особенностям, оно при определенных условиях может переноситься гидротермальными растворами/флюидами и образовывать рудные концентрации в гидротермально измененных горных породах.

Атом золота имеет три основных стадии окисления: Au^0 , Au^{1+} и Au^{3+} [Williams-Jones et al., 2009]. Чтобы золото было мобилизовано из породы и оказалось способно к миграции в составе флюида, оно должно образовать комплексные соединения с лигандами HS^- , Cl^- , S^{2-} , S_3^- , I^- , CN^- , CO , OH^- ; в гидротермальных условиях наиболее часто это комплексные соединения с HS^- и Cl^- .

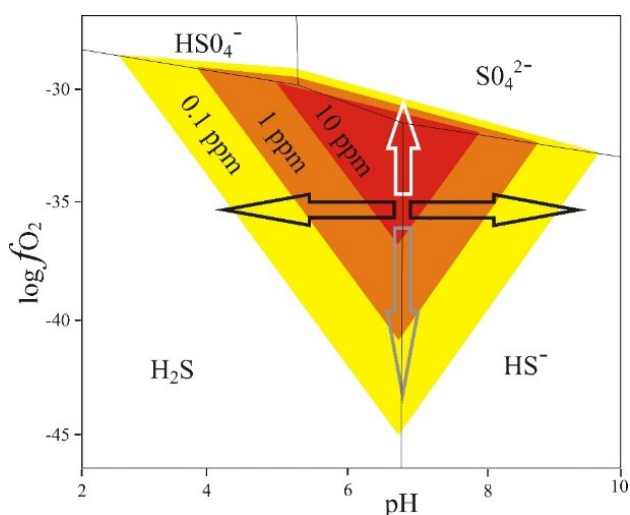


Рис. 2. Схематическая диаграмма $\log f\text{O}_2$ — pH растворимости золота для $T = 300$ °C, $P = 1$ кбар, при общем содержании серы 0,05 моль, хлоридов 0,1 моль [Gaboury, 2019].

Показаны контуры 0,1, 1,0 и 10,0 г/т растворимости золота в виде бисульфидных комплексов (по [Influence..., 2009, Phillips, Powell, 2010])

Ион Au^+ — это крупный (0,137–0,151 нм) легко поляризуемый ион, относящийся к группе «мягких» элементов (по классификации Пирсона). Поэтому в нейтральной и восстановительной среде ион Au^+ образует ковалентные связи с «мягкими» лигандами, в первую очередь с HS^- , аналогично другим элементам с высокой электроотрицательностью (> 2) и сопоставимым ионным

радиусом — As, Sb, Bi, Mo, W, Te, Se. Наиболее высокая растворимость золота в виде комплексного соединения с HS^- достигается при значениях pH, близких к нейтральным, и фугитивности кислорода, граничащей с зоной перехода от сульфидных комплексов к сульфатным (рис. 2).

Ион Au^{3+} значительно меньше по размерам (0,085–0,099 нм), чем Au^+ , и, по классификации Пирсона, входит в группу «жестких» элементов. Аналогично Cu, Ag, Fe, Zn и другим элементам с электроотрицательностью больше 2 и малыми ионными радиусами ион Au^{3+} формирует комплексные соединения с ионной связью с «жесткими» кислотами — сильными анионами. Поэтому в сильно окислительных условиях Au^{3+} будет образовывать комплексные соединения с хлором AuCl_2^- или AuCl_4^- [Williams-Jones et al., 2009]. Для мобилизации и миграции золота в виде комплексов с хлором нужны растворы/флюиды с высокой соленостью, низким содержанием серы, высокой фугитивностью кислорода и низким значением pH.

Смещение в сторону комплексных соединений с хлором имеет место также при повышении температуры до значений более 350 °C (рис. 3) [Williams-Jones et al., 2009]. Заметим, что в сильно разбавленных растворах с дефицитом серы и хлора преобладающим комплексным соединением золота будет $\text{AuOH} \cdot (\text{H}_2\text{O})^0$.

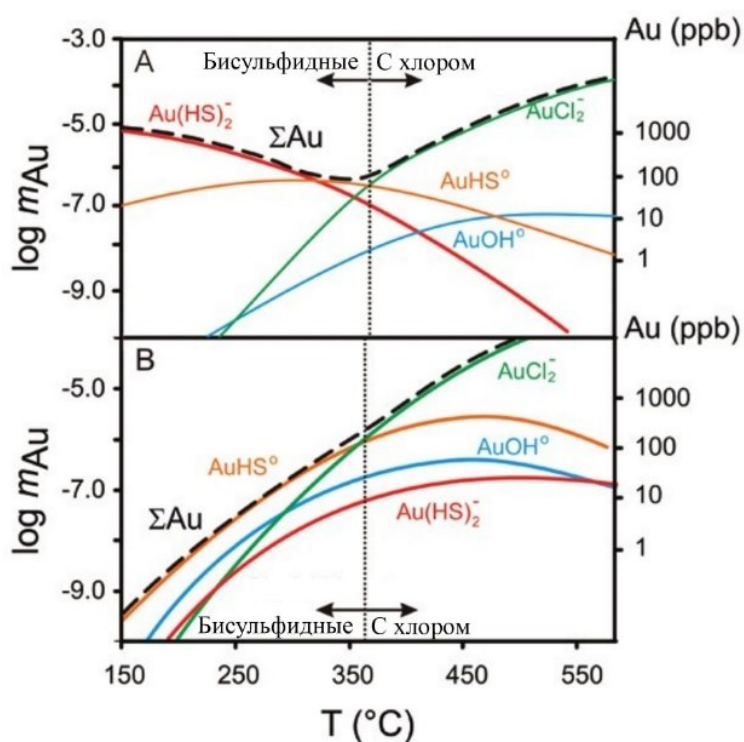


Рис. 3. Растворимость золота (моль и мг/т) при давлении 1 кбар как функция температуры в водных растворах, содержащих 1,5 моля NaCl и 0,5 моля KCl, при pH, буферированном ассоциацией калиевого полевого шпата, мусковита и кварца (по [Williams-Jones et al., 2009])

Отложение золота из растворов/флюидов может происходить при колебании рН растворов в сторону как более щелочных, так и кислых растворов (черные стрелки на рис. 2), а также при изменении fO_2 (серая и белая стрелки). Эти параметры могут варьировать в зависимости от множества факторов, в том числе при изменении содержания в породе CO_2 и других газов (CH_4 , H_2S). К отложению золота может привести также снижение концентрации серы в растворе при ее отложении в виде сульфидов, а также целый ряд иных факторов.

A — общее содержание серы 0,01 моль, фугитивность кислорода буферирована ассоциацией гематита и магнетита; B — ΣS и fO_2 буферированы ассоциацией пирит-пирротин-магнетит, максимальная величина ΣS — 0,1 моль. Черная пунктирная линия (ΣAu) указывает максимальную растворимость золота.

Экспериментальные работы, выполненные Г. Покровски с соавторами [Sulfur radical..., 2015], показали также, что важную (а возможно, и ведущую) роль в мобилизации и миграции золота могут играть комплексные соединения золота с трисульфид-ионом S_3^- . При повышенной температуре (> 250 °C) и давлении более 100 бар наиболее стабильным является комплекс $Au(HS)S_3^-$: концентрация золота во флюиде в виде этого комплексного соединения может достигать 10–100 г/т при температуре более 300 °C, что в 10–100 раз выше, чем у золота в виде сульфидных и хлоридных комплексов. Распад комплексного соединения с трисульфид-ионом и отложение золота может происходить как при снижении температуры и концентрации серы во флюиде при кристаллизации сульфидов, так и при изменении окислительно-восстановительного потенциала.

Комплексные соединения с трисульфид-ионом, помимо золота, могут образовывать такие халькофильные элементы, как Ag, Sb, Te, и некоторые другие (особенно охотно Mo), но не Cu, Zn, Pb, что может привести к разделению названных металлов в некоторых типах месторождений золота.

Наиболее вероятным источником серы для месторождений золота в метаморфических комплексах могли служить богатые пиритом углеродистые сланцы [Ferry, 1981; Mohr, Newton, 1983; Tracy, Robinson, 1988] и колчеданные руды [Craig, Vokes, 1993; Tomkins, 2007]: в этих породах пирит замещается пирротинном с высвобождением серы в широком интервале температуры от нижней части амфиболитовой и до начала гранулитовой фации. Но, поскольку на долю колчеданных руд в разрезах геологических структур приходится очень малая часть, их роль, скорее всего, невелика, а основным источником серы служат богатые пиритом осадочные породы.

1.3. Типизация эпигенетических золоторудных месторождений

Значимыми моментами для определения генезиса эпигенетических месторождений золота являются такие их характеристики, как источник флюидов, источник золота, способного к переходу в раствор/флюид, лиганды и их источник, наличие проводящих зон для миграции золотоносных флюидов,

механизм миграции флюидов и, наконец, механизм отложения золота [Кнох-Робинсон, Wyborn, 1997].

На данный момент Единая генетическая классификация золоторудных месторождений не разработана. Выделяют следующие классы эпигенетических месторождений [The geodynamic..., 2000; Сафонов, 2003; Ridley, 2013; Groves, Santosh, 2015; Diversity of Gold..., 2017; Горячев, 2019; и др.]:

- орогенные (orogenic);
- связанные с интрузиями (преимущественно с гранитоидами, окисленными и восстановленными — oxidized and reduced intrusion-related);
- порфировые золотосодержащие (porphyry);
- эпитермальные высоко- и низкосульфидизированные (epithermal high- and low sulfidation);
- колчеданные золотосодержащие (VMS);
- золото-медно-железорудные (IOCG);
- скарновые (skarn) и типа Карлин (Carlin type).

Понятно, что такое подразделение генетической классификацией считать нельзя, поскольку классы месторождений выделены по разным признакам, а именно: по геодинамической обстановке формирования (орогенные), по геохимическим особенностям (золото-медно-железорудные месторождения), по характеру метасоматических преобразований пород (скарновые), по текстурным особенностям интрузивных пород (порфировые), по температуре гидротермального минералообразования (эпитермальные).

Определение орогенных месторождений, указывающее лишь на геотектоническую обстановку формирования и тектонический контроль их размещения, внесло значительную неопределенность в понимание того, какие именно месторождения следует относить к орогенным, а какие нет. В истории формирования орогенных поясов выделяется три этапа: складчатый, метаморфический и плутонический, причем последний, связанный с магматизмом, тесно ассоциирует с разрывной тектоникой, когда формируются позднеорогенные сдвиги и сбросы. Формирующиеся в связи с процессами орогенного и посторогенного гранитоидного магматизма рудные объекты одними исследователями относятся к орогенным месторождениям, другими — к связанным с интрузиями. Следует также заметить, что многие характеристики этих типов месторождений близки и их бывает очень сложно разделить.

В зависимости от предполагаемого основного источника рудообразующих флюидов/растворов, лигандов и металлов принятые в мире классы эпигенетических золоторудных и золотосодержащих месторождений можно сгруппировать в две рудные системы — магматогенно-гидротермальные и метаморфогенно-гидротермальные. К магматогенно-гидротермальным рудным системам относятся плутоногенно-гидротермальные (связанные с гранитоидами, с порфировыми интрузиями) и вулканогенно-гидротермальные (колчеданные, эпитермальные) месторождения, к метаморфогенно-гидротермальным — орогенные.

Следует подчеркнуть, что речь идет только о предполагаемом *основном источнике* флюидов, с которым связаны как металлы, так и лиганды. Во многих случаях рудообразующие растворы/флюиды на месторождениях золота являются гетерогенными, что обуславливает некоторую «размытость» границ. Так, к примеру, в составе флюидов многих орогенных месторождений отмечен вклад магматического источника в их формирование [Бортников, 2006; Состав..., 2007; Mineral Paragenesis..., 2010; Волков, Сидоров, 2016; и др.].

В ряде случаев именно смешение растворов/флюидов различного происхождения служит механизмом отложения золота: например, в эпитермальных и золото-медно-железородных месторождениях к отложению рудных минералов может привести смешение флюидов из магматического источника с метеорными водами [Kuehn, Rose, 1995; Barton, 2014; Geochemistry..., 2014].

Ключевые характеристики магмато- и метаморфогенно-гидротермальных рудных систем и предполагаемая глубина их формирования представлены схематически на рис. 4.

Геологические и геохимические характеристики основных генетических типов месторождений золота (за исключением колчеданных), которые выявлены (или могут быть выявлены) в метаморфических комплексах северо-восточной части Фенноскандинавского щита, приведены в табл. 1, составленной на основе данных [Groves, Santosh, 2015] с изменениями и дополнениями авторов.

Спектр геодинамических обстановок, где возможно образование месторождений золота, весьма широк, но при этом каждому конкретному типу месторождений свойственны определенные благоприятные геодинамические обстановки формирования (рис. 5).



Рис. 4. Схематический разрез, показывающий ключевые геологические характеристики и глубину формирования золоторудных и золотосодержащих месторождений [Models and Exploration..., 2007]

Основные характеристики орогенных, связанных с интрузивами и эпитегрмальных месторождений золота

Параметры месторождений	Орогенные метаморфогенно-гидротермальные	Связанные с интрузивами	
		с восстановленными	с окисленными (порфировые)
Геодинамическая обстановка формирования	В зонах конвергенции в окраинных частях континентальных плит на этапах коллизии и последующей активизации магматизма в ходе более поздних аккреционных событий	с восстановленными	скарновые
Вмещающие комплексы	Осадочно-вулканогенные зеленокаменные толщи, турбидиты	Осадочно-вулканогенные (в т. ч. метаморфизованные) толщи, граниты I типа	Интрузивные окисленные и восстановленные различного типа, вмещающие карбонатные толщи
Соленость, кислотность, состав рудообразующего флюида	Низкая, близнеитральные, $H_2O-CO_2-CH_4$		Высокая, кислотные, H_2O , высококислотный потенциал
Температура, давление	200–650 °С 0,5–5 кбар	200–600 °С 0,5–1,5 кбар	150–600 °С < 1–4 кбар
Главные агенты метасоматоза	K_2O (Na_2O), CO_2 , SiO_2	K_2O (Na_2O), CO_2 , SiO_2	CaO , MgO , Na_2O , K_2O , FeO
Кварцевые и карбонат-кварцевые жилы	Многочисленные	Многочисленные	Возможны
Основные типы метасоматитов	Зависит от уровня метаморфизма и состава вмещающих пород	Березитоподобные	Са-Мг пироксен и амфибол, Са-гранат, карбонат, скаполит, эпидот, кварц
Метасоматическая зональность	Слабая	Сильная	Сильная
Зональность оруденения	Слабая	Слабая	Слабая, средняя
Главные (второстепенные) металлы	Au, Ag, As (Te, Sb, W)	Au, As, Ag, Bi (Te, W, Sn)	Cu, Au, Ag, Zn, Bi, W, Mo, Sn, Co, U, REE
Отношение Au/Ag	> 1, часто > 10	> 1	?

Окончание таблицы 1

Параметры месторождений	Эпитермальные	
	Связанные с интрузивами	Высокосульфидные
Геодинамическая обстановка формирования	Золото-медно-железородные	Низкосульфидные
Вмещающие комплексы	В зонах тыловодужного спрединга	Островная дуга, вулкано-плутоническая дуга
Соленость, кислотность, состав рудообразующего флюида	Интрузивные различного типа, вмещающие их осадочно-вулканогенные толщи	Вулканогенные (андезиты-риодациты)
Температура, давление	Высокая, кислотные, H ₂ O, высокий окислительный потенциал	Высокая, кислотные, H ₂ O, высокий окислительный потенциал
Главные агенты метасоматоза	200–550 °C < 1–4 кбар	150–300 °C < 1 кбар
Кварцевые и карбонат-кварцевые жилы	Na ₂ O, K ₂ O, CaO, Fe ₂ O ₃	K ₂ O, SiO ₂
Основные типы метасоматитов	Не характерны	Многочисленные, карбонат не характерен
Метасоматическая зональность	Ранние Na-Ca (альбит, Са-Mg амфибол, Са-гранат), поздние K-Fe-Ca (КШШ, биотит, хлорит, эпидот, актинолит)	Адуляр, серицит, карбонаты
Зональность оруденения	Сильная	Сильная
Главные (второстепенные) металлы	Слабая, средняя	Сильная, средняя
Отношение Au/Ag	Cu, Au, Ag, U, Bi, Co, Nb, P, V, REE	Cu, Au, As, Ag, Pb (Bi, Sb, Mo, Sn, Zn, Te)
	?	< 1
		Слабая, средняя
		Слабая, средняя
		Au, Ag, Zn, Pb, Cu (Mo, Sb, As, Bi, Te)
		< 0,1

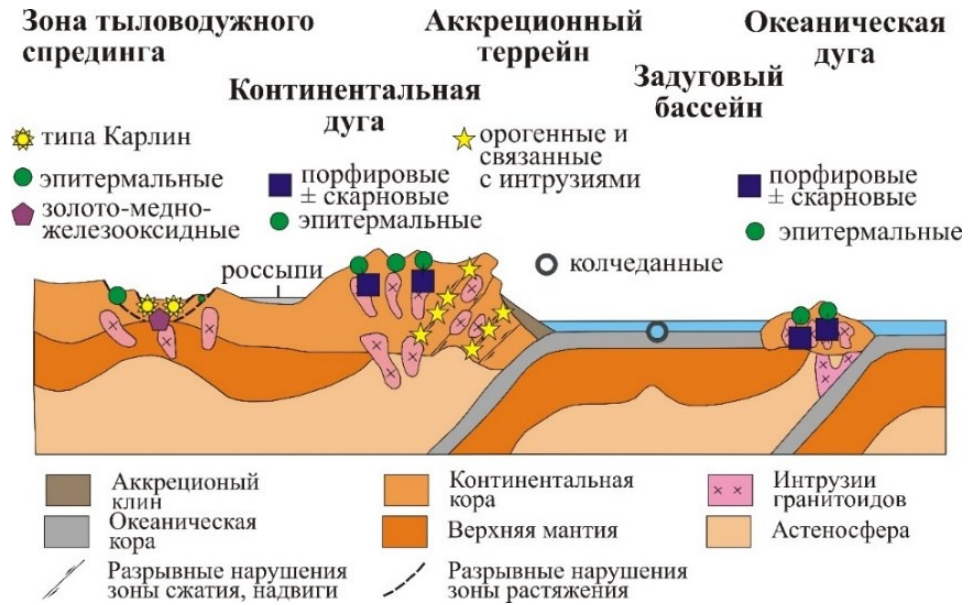


Рис. 5. Схематическая иллюстрация геотектонической позиции различных типов эпигенетических месторождений золота (по [Orogenic gold..., 1998; Goldfarb et al., 2001; Distribution..., 2005], с изменениями)

Наиболее благоприятны для формирования месторождений золота, естественно, обстановки активных окраин, особенно надсубдукционные зоны, где формируется большинство эпигенетических месторождений — орогенные, порфирировые, эпитермальные.

Наиболее крупные эпигенетические месторождения золота (орогенные) образуются в аккрецированных террейнах в периоды аккреции и формирования суперконтинентов, то есть в те периоды развития Земли, когда происходит наиболее активный обмен между корой и мантией, сопровождающийся созданием конвекционных ячеек и активной циркуляцией флюидов [Condie, 2000; Горячев, 2006, 2014, 2019; The Generation..., 2010]. В геодинамической обстановке океанической островной дуги формируются порфирировые и эпитермальные высокосульфидные месторождения, в задуговых бассейнах — колчеданные золотосодержащие.

Геодинамическая обстановка континентальной дуги благоприятна для формирования различных месторождений, связанных с интрузивами, а также эпитермальных месторождений.

В окраинных частях континентов в условиях растяжения при рифтообразовании формировались месторождения типа Карлин, золото-медно-железорудные (IOCG) и эпитермальные низкосульфидные месторождения.

С геодинамической обстановкой соотносится глубина формирования золоторудных месторождений. Большинство типов эпигенетических месторождений образуется на глубине до 5 км, глубина формирования орогенных месторождений — 5–25 км (см. рис. 4).

Установленные к настоящему времени месторождения золота формировались в широком интервале времени — от мезоархея до кайнозоя (рис. 6, 7), но распределение типов месторождений золота по времени их образования неравномерное. Первая наиболее значимая эпоха относится к мезоархею, когда формировались «палеороссыпи» бассейна Витватерсранд в Южной Африке; с этими «палеороссыпями» связано около 40 % мирового золота, включая его добычу, запасы и ресурсы [Frimmel, 2008; Горячев, 2019].

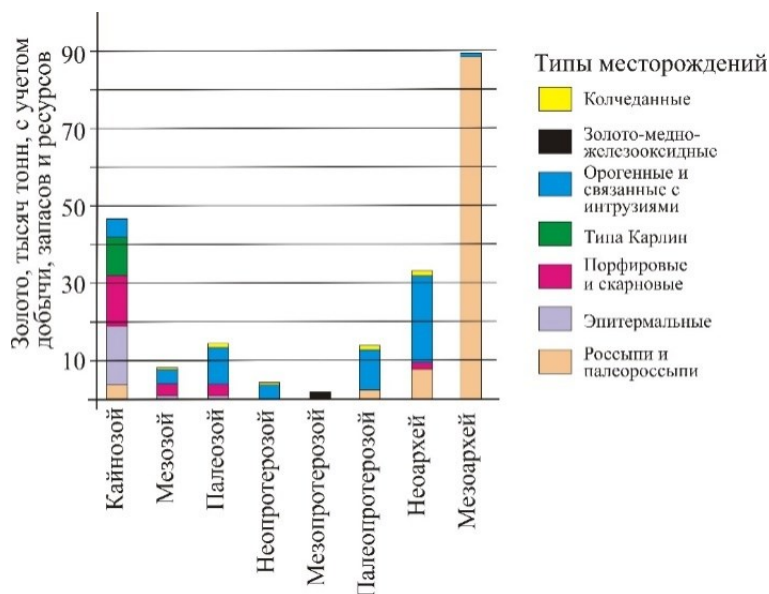


Рис. 6. Распределение различных типов золоторудных месторождений в геологической истории Земли по данным Х. Фриммеля с коллегами [The formation..., 2005]

Последующие эпохи образования золоторудных месторождений имели место в неоархее, палеопротерозое, палеозое и кайнозое (рис. 6, 7).

Эпохи от неоархея до палеозоя характеризуются преобладанием орогенных и связанных с восстановленными интрузиями месторождений золота. Орогенные и связанные с интрузиями месторождения — вторые по значимости в мировой добыче золота после палеороссыпей (~30 %) [Frimmel, 2008; Горячев, 2019]. Наиболее древние из известных орогенных месторождений формировались в мезоархее (пояс Барбертон в Южной Африке), но пик их развития приходится на неоархей, с которым связано образование месторождений на Канадском (месторождения пояса Абитибиде), Индийском (Колар), Австралийском (пояс Йилгарн) щитах, а также в Южной Америке и в Африке (Зимбабве, Танзания).

В палеопротерозойских комплексах количество орогенных месторождений существенно снижается по сравнению с неоархейскими структурами. Наиболее крупные из палеопротерозойских орогенных месторождений — Ашанти в западной Африке и Хоумстейк в США, а на Фенноскандинавском щите в этот период сформировались месторождения Суурикуусикко и Иккари в Лапландском поясе.

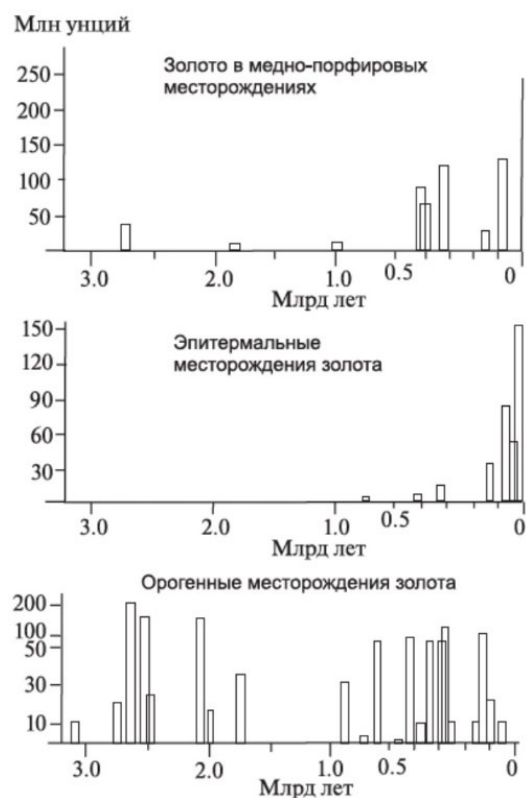


Рис. 7. Продуктивность важнейших золоторудных эпох, по данным Р. Гольдфарба с соавторами [Distribution..., 2001; Goldfarb et al., 2005], с упрощениями [Горячев, 2019]

Значительное увеличение разнообразия типов золоторудных месторождений характерно для кайнозоя — эпитермальные, порфировые, скарновые месторождения и объекты типа Карлин. Такое распределение можно объяснить в первую очередь сохранностью месторождений при экзогенных процессах: все перечисленные типы месторождений, характерные для кайнозойских структур, относятся к приповерхностным образованиям. Будучи выведенными на поверхность, они наиболее подвержены эродированию, их сохранность в длительные периоды геологической истории Земли маловероятна, тем не менее известны порфировые золотосодержащие месторождения неогархайского и палеопротерозойского возраста, в том числе и на Фенноскандинавском щите (Айтик).

1.4. Минералы золота

В настоящее время известно около 40 минералов золота, которые относятся к классам самородных металлов и интерметаллидов, сульфидов и их аналогов (селениды, теллуриды, арсениды, антимониды, висмутиды) (табл. 2). Золото образует соединения с металлами (Ag, Cu, Hg, Tl, Sn, Pb), металлоидами (Sb и Bi) и халькогенами (S, Se, Te).

Таблица 2

Основные минералы золота в гидротермальных сульфидных рудах (по [Викентьев, 2015], с дополнениями авторов)

Химическое состояние	Форма нахождения	Распространенность	Минералы
Au ⁺ , Au ³⁺ (ионное, химически связанное)	Изоморфная	Основные	1 — арсенопирит, As-содержащий пирит, блеклая руда 2 — борнит, халькопирит, пирит, Fe-сфалерит
		Второстепенные	1 — сульфосоли Ag, Bi, Pb, Cu (кроме блеклых руд); халькозин 2 — марказит
Au ⁰ свободное, металлическое	Изоморфная	Редкие	1 — теллуриды Ag, Bi; самородный мышьяк, самородное серебро, самородная медь, иридоосмин, платина, платиноидиум; сперрит; сульфиды Ag, Sb; селениды Cu, Pb 2 — теллуриды Pb, Hg, Sb, Cu
		Крайне редкие, теллуриды — редкие	Ютебогардит, петровскит, пенжинит Джонасонит Кридлеит Нагиаит, бакхорнит, музеумит, толстухит Петцит, калаверит, креннерит, сильванит, монгбрейит, мутманнит, костовит, пампалонит, богдановит, безсмертновит, билибинскит Фишессерит, ауроселенид Малетойвайямит, гачингит Мальдонит Ауростибит
Au ⁰ свободное, металлическое	Самородная	Редкие, крайне редкие	Самородное золото, тетрааурикуприд, аурикуприт, аннойит, хунчунит, юанцзянит, порпещит, родит, ругустое золото, вейшангит, аурамалыгама

Примечания: 1 — содержание Au до целых мас. %; 2 — содержание Au редко превышает 0,002 мас. %.

Подавляющая часть самородного золота представлена твердыми растворами системы Au-Ag. Ряд Au-Ag непрерывен по составу, и граница между золотом и серебром проходит примерно по значениям 63 мас. % Au, 37 мас. % Ag. Деление ряда Au-Ag на два минерала — золото и серебро соответствует требованиям международной минералогической ассоциации IMA. На практике иногда используется и более дробное деление сплавов Au-Ag по соотношению металлов. К примеру, Н. В. Петровской [1973] выделены: золото (0–30 мас. % Ag, пробность 1000–700), электрум (пробность 700–300), кюстелит (пробность 300–100); золотосодержащее серебро (пробность 100–0). Такое разделение не является строгой минералогической классификацией, и в перечне [The New IMA List..., 2024] такие минералы, как электрум или кюстелит, отсутствуют.

Ртуть — второй по распространенности после серебра элемент-примесь в самородном золоте. Минерал золота и ртути — вейшанит (Au,Ag,Hg) — формируется при низкой фугитивности серы fS_2 , как и ртутистое серебро (Ag,Au,Hg).

Золото также может теоретически образовывать при высокой температуре (> 800 °C) непрерывные твердые растворы с медью, никелем, палладием и платиной [A survey of gold..., 2003], но в природе непрерывные твердые растворы не встречаются, поскольку при понижении температуры формируются более стабильные интерметаллиды этих металлов.

Интерметаллические соединения золота с медью — это аурикуприд Cu_3Au , купроаурид Au_3Cu и тетрааурикуприд $AuCu$. Минералы системы Au-Cu образуются при фугитивности серы fS_2 на 8–10 порядков ниже, чем для стандартных месторождений Au, при гидротермальной цементации золота на самородной меди [Спиридонов, 2010].

Для платинометалльных месторождений в основных-ультраосновных магматических комплексах характерно золото с примесью элементов группы платины: палладистое (Au,Pd) («порпецит») и платинистое (Au,Pt). Интерметаллиды золота и платиноидов по составу близки к Pt_3Au и $Pt(Au,Pd)$, но они не зарегистрированы IMA как минеральные виды. Формируется палладистое и платинистое золото при низкой активности серы и повышенной фугитивности кислорода fO_2 [Спиридонов, 2010].

Кроме меди, палладия и платины, золото образует интерметаллические соединения с ртутью (ауригидраргирумит Au_6Hg_5), оловом (юаньцзянит $AuSn$ и румойит $AuSn_2$) и свинцом (анюйит $AuPb_2$, хунчунит Au_2Pb , новоднеприт $AuPb_3$) [The New IMA..., 2024].

Известны также соединения золота с металлоидами — висмутом (мальдонит Au_2Bi) и сурьмой (ауростибит $AuSb_2$) [Спиридонов, 2010] (см. табл. 2).

Минералы системы Au-Ag(Cu)-Te — характерные минералы гидротермальных месторождений, в ряде случаев (например, месторождение Калгурли в Австралии) это основные минералы — носители золота в рудах. Система включает следующие минералы золота: монтбрейит $(Au,Ag,Sb,Bi,Pb)_{23}(Te,Sb,Bi,Pb)_{38}$,

калаверит AuTe_2 , креннерит $\text{Au}_3(\text{Au,Ag,Cu})\text{Te}_8$, сильванит $\text{Au}(\text{Ag,Au,Cu})\text{Te}_4$, мутманнит AuAgTe_2 , петцит AuAg_3Te_2 . Наиболее распространенными теллуридами золота являются калаверит и петцит. В 2019 г. на месторождении Пампало в Финляндии открыт теллурид золота и сурьмы пампалоит с формулой AuSbTe [Pampaloite, $\text{AuSbTe}\dots$, 2019].

Минералы систем Au-Ag-Se и Au-Ag-S — это ауроселенид AuSe , фишессерит AuAg_3Se_2 , ютенбогардит AuAg_3S_2 , петровскаит AuAgS , пенжинит $\text{AuAg}_4(\text{S,Se})_4$. Они более редкие, чем теллуриды, встречаются преимущественно в вулканогенных месторождениях, а также в корах выветривания руд золота и серебра, богатых сульфидами.

Золото входит в состав комплексных халькогенидов нагиагита $[\text{Pb}_3(\text{Pb,Sb})_3\text{S}_6](\text{Au,Te})_3$, бакхорнита $\text{AuPb}_2\text{BiTe}_2\text{S}_3$, криддлеита $\text{Au}_3\text{Ag}_2\text{TeSb}_{10}\text{S}_{10}$, музеумита $[\text{Pb}_2(\text{Pb,Sb})_2\text{S}_8][(\text{Te,Au})_2]$, джонасонита AuBi_5S_4 , толстыхита $\text{Au}_3\text{S}_4\text{Te}_6$, малетойвайямита $\text{Au}_3\text{Se}_4\text{Te}_6$, гачингита $\text{Au}(\text{Te}_x\text{Se}_{1-x})$, где $0,2 < x < 0,5$; это редкие минералы вулканогенных гидротермальных месторождений [Спиридонов, 2010, Maletouyayamite..., 2020; Gachingite..., 2022; Tolstykhite..., 2022]. Кроме того, известны плюмботеллуриды билибинскит $\text{PbAu}_3\text{Cu}_2\text{Te}_2$ и билибинскит-(Sb) $\text{PbAu}_3\text{Cu}_2(\text{Sb,Te})_2$, богдановит-(Cu)-(Au,Te,Pb) $_3(\text{Cu,Fe})$ и богдановит-(Fe)-(Au,Te,Pb) $_3(\text{Fe,Cu})$, безсмертновит $(\text{Au,Ag})_4\text{Cu}(\text{Te,Pb})$, которые развиваются по гипогенным костовиту, креннериту, сильваниту, нагиагиту и алтаиту, но в зоне окисления неустойчивы и замещаются тонкофестончатый золотом и теллуридами Cu, Pb, Fe [Спиридонов, 2010].

В сульфидных месторождениях золото нередко присутствует в «невидимой» форме в минералах мышьяка — арсенопирите и лёллингите и в мышьяковистом пирите (см. табл. 2), содержание золота в этих минералах может даже превышать 1 мас. %. В пирите отмечалась прямая корреляция содержания золота и мышьяка [Викентьев, 2015].

Природа невидимого золота в сульфидах и сульфоарсенидах железа разная: это может быть внеструктурное — ультрамикроскопическое (менее 0,1 мкм) и структурно связанное — изоморфное состояния. Внеструктурная форма Au в основном отвечает его металлическому состоянию Au^0 (самородное золото, интерметаллиды), подчиненной является теллуридная, остальные соединения Au редки. Среди ультрамикроскопического золота по размеру частиц выделяют субмикроскопическое (~0,1 или 0,1–0,01 мкм) и наноразмерное (~1–10 нм) золото. Наноразмерные частицы (0,5–2,0 нм) часто именуют кластерами, они состоят из 100–300 атомов Au [Викентьев, 2015].

Что касается структурно связанного состояния золота, последние исследования Г. С. Покровски с соавторами методом рентгеновской абсорбционной спектроскопии высокого разрешения золотосодержащих лёллингита, арсенопирита, мышьяковистого пирита ($> 0,1$ –1,0 мас. % As) показали, что золото в этих минералах занимает октаэдрическую позицию Fe и образует ячейки в лёллингите $[\text{Au}(\text{As,S})_6\text{-AuAs}_6]$, арсенопирите $[\text{AuAs}_3\text{S}_3\text{-AuAs}_6]$ и мышьяковистом пирите

[$\text{AuAs}_{1-3}\text{S}_{5-3}$]; при этом формальная степень окисления золота оказывается равной 2 [An arsenic-driven..., 2021]. В бедном мышьяком пирите золото входит в ячейки [$\text{Au}^{\text{I}}\text{S}_2$] и его концентрация оказывается существенно ниже, чем в мышьяковистом [An arsenic-driven..., 2021].

В дискразите содержание золота достигает 13 мас. % [Белолипецкий и др., 1987; Калинин, 1991; Ražout et al., 2017, 2019], форма вхождения золота в состав дискразита однозначно не определена, скорее всего, это не структурно связанное золото, а субмикроскопическое или наноразмерное.

В научной литературе также упоминается единственный минерал золота с кислородом — аурантимонат AuSbO_3 [Аурантимонат..., 1988], но данное соединение не утверждено IMA как минеральный вид.

2. МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА В КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

Размещение месторождений и рудопроявлений золота в метаморфических комплексах Кольского региона контролируется региональными тектоническими зонами на границах крупных сегментов Фенноскандинавского щита. Наиболее важными представляются три зоны (рис. 8): 1 — система неoarхейских зеленокаменных поясов Колмозеро-Воронья — Ура-губа по южной границе Мурманского кратона; 2 — сутурная зона, ограничивающая ядро Лапландско-Кольского орогена с севера; 3 — системы зеленокаменных поясов в краевой части Карельского кратона вдоль границы с Беломорским подвижным поясом.

Месторождения и рудопроявления золота располагаются в зеленокаменных поясах неoarхейского и палеопротерозойского возраста, вмещающими породами служат породы различного первичного состава (основные метавулканы, диоритовые порфиры, метаосадочные терригенные породы). Уровень метаморфизма вмещающих пород варьирует от зеленосланцевой до верхней части амфиболитовой фации, но в большинстве случаев породы метаморфизованы в нижней части амфиболитовой фации, вблизи перехода к зеленосланцевой.

2.1. Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья

В северо-западной части зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья известно два рудопроявления золота орогенного типа — Няльм-1 и Няльм-2 и малое месторождение золота Оленинское (рис. 9), которое рассматривается нами как элемент единой порфирово-эпитермальной системы, включающей, кроме названного месторождения, Cu-Mo-порфиоровое рудопроявление Пеллапах [Калинин и др., 2021б; Kalinin, Kudryashov, 2021].

На *рудопроявлениях Няльм-1 и Няльм-2* золоторудная минерализация связана со штокверком кварцевых жил и прожилков в малой интрузии габбро-диоритов-диоритов-гранодиорит-порфиоров размером примерно 100×220 м.

Вмещающими породами интрузии служат углеродистые глиноземистые сланцы поросозерской серии и амфиболиты оленинской толщи (рис. 10). Контакты интрузии с вмещающими толщами тектонизированные: северный контакт представляет собой зону дробления и милонитизации пород мощностью около 5 м, а южный — зону рассланцевания гранит-порфиоров мощностью около 10 м, причем интенсивность рассланцевания порфиоров увеличивается по мере приближения к контакту с углеродистыми сланцами.

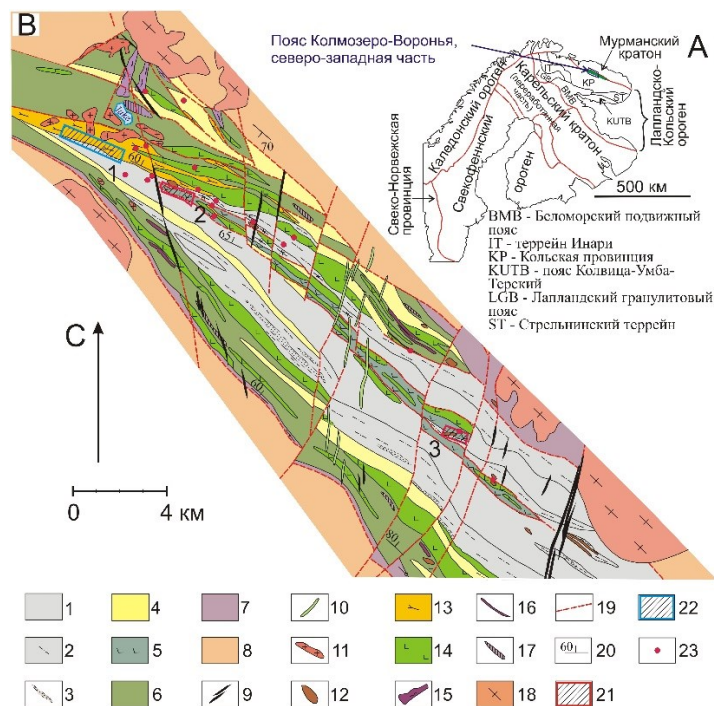


Рис. 9. Положение зеленокаменного пояса Колдозера-Воронья на тектонической схеме Фенноскандинавского щита [The Lapland-Kola Orogen..., 2006] (А) и схематическая геологическая карта северо-западной части зеленокаменного пояса Колдозера-Воронья [Калинин и др., 2021а] (В). *Условные обозначения:* 1–3 — 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 туфо-лавобрекчий кисло-среднего состава, 3 — полимиктовые конгломераты; 4–7 — колдозерская серия: 4 — вороньетундровская свита (LP₂): порфиroidы, альбитофиры, андезитовые порфириты 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 — гнейсоплагиограниты 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, габбро-амфиболиты, комагматичные амфиболитам-метабазальтам 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 гнейсоплагиогранитов, 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

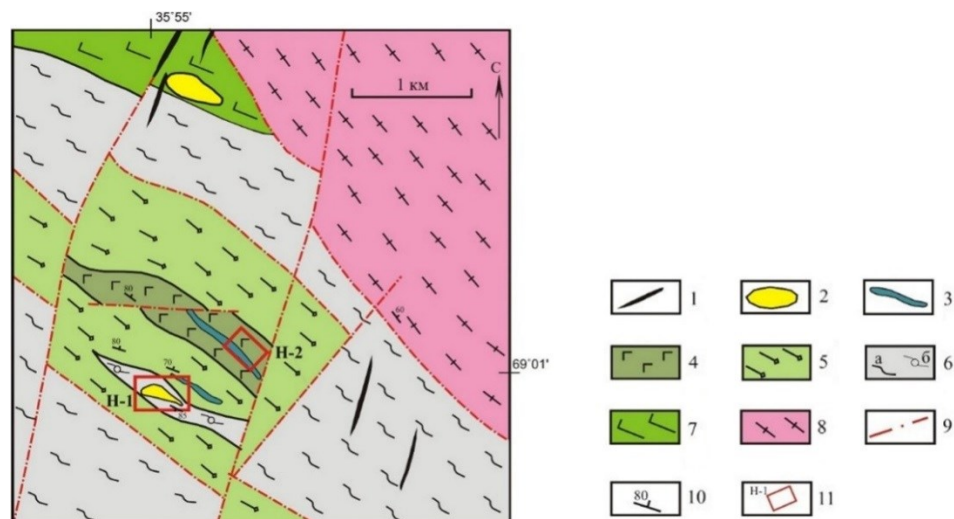


Рис. 10. Схематическая геологическая карта района рудопоявлений Няльм-1 и Няльм-2 (по данным [OvocaGold..., 2007], с упрощениями). Условные обозначения:
 1 — дайки долеритов; 2 — комплекс малых интрузий комплекса габбродиоритов-диоритов-гранодиорит-порфиров; 3 — метапироксениты и метаперидотиты; 4 — метагаббро; 5 — амфиболиты хр. Оленьего (оленинская толща); 6 — метасадочные породы поросозерской серии: высокоглиноземистые (а) и углеродистые (б) сланцы; 7 — амфиболиты полмостундровской свиты; 8 — гранитогнейсы Мурманского блока; 9 — разрывные нарушения; 10 — сланцеватость пород; 11 — участки рудопоявлений Няльм-1 (Н-1) и Няльм-2 (Н-2)

Процессы метасоматического изменения габбро-диоритов-диоритов-гранодиорит-порфиров — это березитизация (кварц-серицит-карбонатные метасоматиты) гранодиорит-порфиров, развитие клиноцоизит-биотитовых и кальцит-актинолит-биотитовых метасоматитов по диоритам, эпидотизация (клиноцоизит) и карбонатизация всех пород, включая углеродистые сланцы и амфиболиты.

Наиболее широко проявлено окварцевание и карбонат-кварцевое прожилкование (рис. 11). Установлено несколько зон прожилкования, их можно сгруппировать в два линейных штокверка мощностью до 15 м, которые ориентированы параллельно удлинению интрузивного тела. Насыщенность прожилками до 10 об. %, но в двух зонах прожилкования мощностью 3,0 и 0,8 м повышается (до > 80 %). Возможно, именно такие зоны интенсивного окварцевания были ранее задокументированы как кварцевые жилы [Недра Северо-Запада..., 2003].

Содержание малых элементов в диоритовых порфирах и гранит-порфирах близко к кларковым значениям для средних и кислых пород, весьма незначительно повышено только содержание хрома, серебра и теллура (рис. 12, табл. 3) [Калинин, Бакаев, 2017].

Сульфидная минерализация в породах комплекса габбро-диоритов-диоритов-гранодиорит-порфиров обычно составляет менее 1 об. %, в кальцит-актинолит-биотитовых метасоматитах и в кварцевых прожилках повышается до 3 об. % породы.

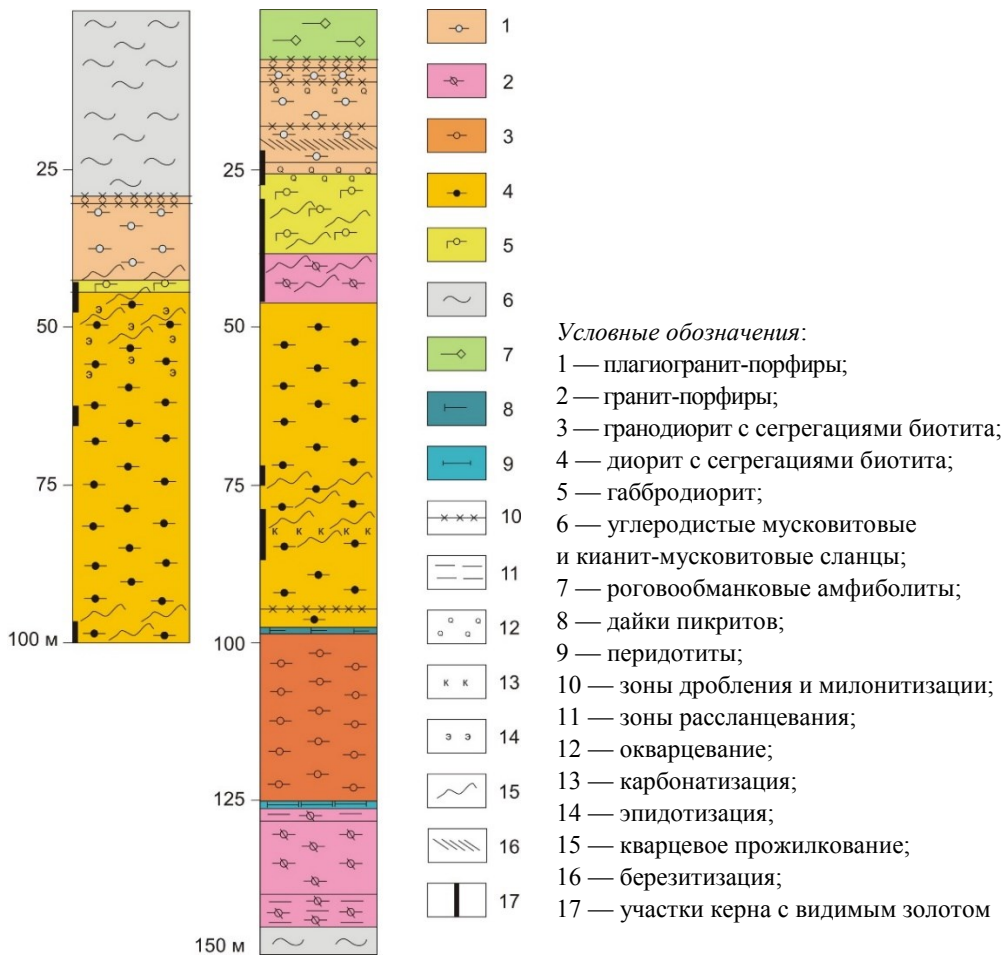


Рис. 11. Колонки скважин рудопроявления Няльм

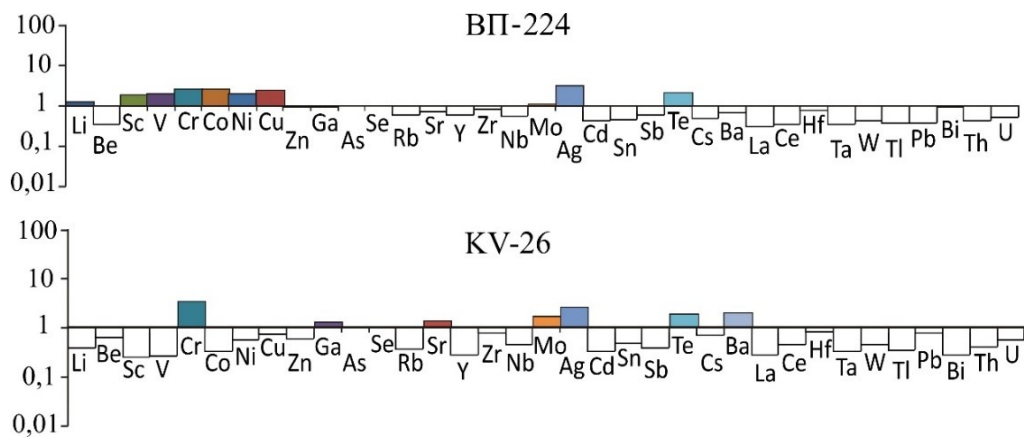


Рис. 12. Спектры малых элементов в слабоизмененных диоритовых порфирах (ВП-224) и гранит-порфирах (KV-26), нормированные по среднему содержанию элементов в составе верхней земной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Таблица 3

Результаты ICP-MS анализа гранит-порфиров
и метасоматических пород рудопроявления Няльм-1, г/т

Элемент	ВП-227	ВП-228	KV-26	ВП-223	ВП-224	Элемент	ВП-227	ВП-228	KV-26	ВП-223	ВП-224
Li	20,14	21,39	11,33	14,14	40,18	La	9,14	15,25	7,89	15,82	9,01
Be	1,35	1,07	1,39	0,86	0,74	Ce	41,29	30,41	25,86	29,63	20,75
Sc	3,45	5,77	3,43	3,98	28,07	Pr	2,35	3,17	2,49	3,15	2,63
V	34,08	42,72	27,41	28,88	229,61	Nd	8,20	10,66	9,31	10,91	10,33
Cr	31,93	307,88	310,03	278,84	231,89	Sm	1,45	1,57	1,89	1,74	2,51
Co	9,36	8,96	4,78	9,47	42,95	Eu	0,54	0,54	0,69	0,66	0,77
Ni	38,28	26,67	25,78	26,61	96,84	Gd	1,86	2,18	2,25	2,28	2,99
Cu	15,21	21,37	27,09	33,00	91,53	Tb	0,15	0,16	0,23	0,20	0,42
Zn	41,35	37,60	42,73	35,72	73,78	Dy	0,76	0,88	1,29	1,02	2,89
Ga	20,80	18,37	21,79	15,92	18,33	Ho	0,14	0,17	0,26	0,19	0,63
Rb	36,30	29,59	32,11	42,39	56,33	Er	0,40	0,44	0,75	0,54	1,97
Sr	516,27	600,14	322,90	178,89	185,75	Tm	0,06	0,07	0,11	0,07	0,32
Y	3,39	4,36	6,30	4,91	15,02	Yb	0,37	0,41	0,76	0,51	2,10
Zr	97,65	77,30	120,70	95,06	125,00	Lu	0,06	0,06	0,12	0,07	0,31
Nb	4,52	3,34	5,09	3,62	6,32	Hf	2,82	2,04	3,62	2,51	3,43
Mo	1,21	0,80	2,45	1,67	1,62	Ta	0,41	0,31	0,40	0,32	0,47
Ag	0,23	0,17	0,28	0,24	0,35	W	1,15	0,97	0,82	0,97	0,81
Cd	0,17	0,18	0,19	0,23	0,25	Tl	0,19	0,20	0,24	0,56	0,28
Sn	1,32	0,84	1,57	1,06	1,49	Pb	9,92	8,17	12,44	8,89	5,97
Sb	0,50	0,90	0,28	0,33	0,45	Bi	0,50	0,12	0,07	0,10	0,27
Te	н. о.	н. о.	0,05	0,07	0,06	Th	4,09	3,03	3,35	3,48	3,60
Cs	3,64	4,99	3,55	5,67	2,51	U	1,61	0,89	1,27	1,09	1,20
Ba	527,16	528,86	941,30	225,79	322,17						

Примечание: ВП-224 — диоритовые порфиры; ВП-223, ВП-227, ВП-228, KV-26 — гранит-порфиры рудопроявления Няльм; н. о. — элемент не определялся.

Среди сульфидов резко преобладает пирротин, в котором отмечаются вроски халькопирита, пирита, редко — сфалерита и пламеневидного пентландита, а также арсенопирит и кобальтин (табл. 4, 5). Кобальтин более характерен для пород среднего состава — диорит- и габбродиорит-порфиров. Из рудных минералов класса оксидов установлены рутил и ильменит.

Выделено две генерации арсенопирита. Ранний арсенопирит-1 встречается в основной массе породы в виде гипидиоморфных (до идиоморфных дипирамидальных) вросков в пирротине, размер зерен преимущественно менее 0,2 мм. В составе арсенопирита-1 из гранодиорит-порфиров отмечается некоторое преобладание мышьяка над серой и присутствие примесей Co и Ni. Некоторые зерна арсенопирита-1 зональные по химическому составу: мышьяком,

кобальтом (до 4,7 мас. %) и никелем существенно обогащены внешние зоны кристаллов (табл. 5).

Таблица 4

Химический состав сульфидов из рудопроявления Няльм-1
по данным микрозондового анализа, мас. %

Минерал	Пирротин						Сфалерит	Халькопирит	Пирит
	МН-216	МН-216	МН-258	МН-120	МН-211	МН-374			
Номер пробы	МН-216	МН-216	МН-258	МН-120	МН-211	МН-374	МН-120	МН-120	С-107-57.2
Fe	60,04	60,03	60,02	58,95	59,89	60,81	8,85	30,58	46,53
Co	0,02	0,06	0,06	0,06	0,09	0,07	0,03	—	—
Ni	0,10	0,22	0,26	0,04	0,09	0,35	—	—	—
Cu	0,18	0,02	0,02	0,03	0,02	—	0,04	33,97	—
Zn	—	—	—	0,10	—	—	56,12	0,31	—
Cd	—	—	—	—	—	—	0,11	—	—
Ag	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—
Au	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—
Sb	—	—	0,04	0,03	—	—	0,03	—	—
As	—	0,05	0,03	—	0,06	0,21	—	0,03	—
S	39,61	39,65	39,73	40,89	39,58	38,14	32,79	35,01	53,82
Сумма	100,03	100,03	100,14	100,09	99,83	9,58	7,97	99,89	100,35
Коэффициенты кристаллохимических формул									
Fe	0,870	0,869	0,867	0,828	0,868	0,913	0,155	1,003	0,993
Co	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001			
Ni	0,001	0,003	0,004	0,001	0,001	0,005			
Cu	0,002						0,001	0,979	
Zn				0,001			0,839	0,009	
Cd							0,001		
Ag	0,001								
Au									
Sb									
As		0,001			0,001	0,002		0,001	
S	1,000	0,999	0,999	1,000	0,999	0,998	1,000	1,999	2,000

Примечания: 1. Коэффициенты кристаллохимических формул рассчитаны на $(S+As+Sb) = 1$ — для пирротина и сфалерита и на $(S+As+Sb) = 2$ — для халькопирита и пирита.

2. МН-216, 258, 120 — минералы из углеродистых кианит-мусковитовых сланцев поросозерской серии; МН-374 — из габбро-диорит-порфиров, МН-211, С-107-57,2 — из гранодиорит-порфиров.

3. Здесь и ниже в таблицах прочерк означает, что содержание элемента ниже предела его обнаружения.

Арсенопирит-2 развит в пределах минерализованного штокверка, образует дипирамидальные кристаллы до 0,8 мм и замещает пирротин и халькопирит. Арсенопирит-2 отличается низким содержанием примесей Co и Ni (сотые доли мас. %) и отношением $As/S < 1$ (см. табл. 5, обр. С-107-57.2).

Видимое золото обнаружено практически во всех зонах прожилкования, но только в пределах прожилков. Размер золотин до 0,7 мм. Зерна золота идиоморфные, изолированные в кварце, располагаются чаще всего в центральной части прожилков, реже — в их эндоконтактной зоне; срастания с сульфидами не характерны. Золото высокопробное (870–920) [Недра Северо-Запада..., 2003, Калинин и др., 2010], установлена примесь меди (табл. 6).

Таблица 5

Химический состав арсенопирита и кобальтина
из рудопроявления Няльм-1 по данным микрозондового анализа, мас. %

Минерал	Арсенопирит							Кобальтин	
	МН-258	МН-423-R	МН-423-C	МН-423-R	МН-423-C	МН-211	С-107-57.2	МН-374	
Fe	28,82	28,55	33,61	30,51	33,90	34,71	34,80	7,08	7,77
Co	4,30	4,68	0,66	3,56	0,20	0,90	0,08	23,00	22,46
Ni	0,99	0,27	0,03	0,27	0,02	0,02	0,02	7,80	8,15
Cu	0,03	—	0,01	—	—	—	—	—	—
Zn	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	0,03	—	—	—	—	—	0,08	0,05
Au	—	—	0,07	0,05	—	—	—	—	—
Sb	0,14	0,08	—	0,04	0,06	0,01	—	0,04	0,03
As	49,57	47,34	47,02	48,03	46,70	46,26	44,00	43,30	44,71
S	15,94	18,77	18,31	17,62	18,68	18,51	21,27	18,21	17,74
Сумма	99,81	99,72	99,71	100,08	99,56	100,41	100,17	99,52	100,90
Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на $(S + As + Sb) = 2$									
Fe	0,891	0,839	1,004	0,918	1,007	1,041	0,996	0,221	0,242
Co	0,126	0,130	0,019	0,101	0,005	0,025	0,002	0,681	0,663
Ni	0,029	0,007	0,001	0,008	0,001	0,001		0,232	0,242
Cu	0,001								
Zn	0,001								
Ag								0,001	0,001
Au			0,001	0,000					
Sb	0,002	0,001		0,001	0,001			0,001	
As	1,142	1,038	1,047	1,077	1,034	1,033	0,939	1,009	1,038
S	0,858	0,961	0,953	0,923	0,966	0,967	1,061	0,991	0,962

Примечания: 1. МН-258 — углеродистые кианит-мусковитовые сланцы поросозерской серии; МН-423, МН-211 — гранодиорит-порфиры, С-107-57.2 — гранодиорит-порфиры в пределах минерализованного штокверка, МН-374 — габбродиорит-порфиры.

2. Здесь и далее индексом R в номере пробы обозначены краевые части зерен, индексом С — центральные.

Средневзвешенное содержание золота в штокверке, по данным работ «Центрально-Кольской экспедиции», — 1,2 г/т, в двух «жилых» телах — 11,6 и 12,8 г/т [Недра Северо-Запада..., 2003].

Геологические, геохимические и минералогические особенности рудопроявления Няльм-1 наиболее близки к характеристикам орогенных месторождений [Калинин, 2018].

Проявление Няльм-2 изучено в очень слабой степени по сравнению с другими рудопроявлениями пояса Колмозеро-Воронья. Минерализованные породы здесь связаны с зоной интенсивного окварцевания метагаббро мощностью от 40 до 140 м, прослеженной 6 канавами и 10 скважинами глубиной от 46 до 102,4 м на расстояние 1,8 км. Предполагаемая протяженность зоны измененных пород — до 2,5–3,0 км [Недра Северо-Запада..., 2003]. Окварцевание амфиболитов сопряжено с биотитизацией, актинолитизацией и эпидотизацией пород.

Таблица 6

Химический состав золота из рудопроявлений
Няльм-1 (С-107-62.8) и Няльм-2 (С-25-36), мас. %

Номер пробы	С-107-62.8	С-25-36	С-25-36	С-25-36	С-25-36	С-25-36	С-25-36	С-25-36
Fe	–	0,33	–	0,52	0,30	0,48	–	–
Co	–	–	–	–	–	–	–	–
Ni	–	–	–	–	–	–	–	–
Cu	1,35	0,34	0,24	0,12	0,31	0,09	0,05	0,26
Ag	8,73	5,83	5,17	5,81	5,20	5,86	6,46	4,25
Au	89,50	90,68	92,48	92,86	91,78	90,32	90,63	94,63
Sb	–	–	–	–	–	–	–	–
As	–	0,34	–	0,55	0,50	0,59	–	–
Hg	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,58	97,52	97,94	99,87	98,09	97,34	97,52	99,17
Коэффициенты кристаллохимических формул, рассчитанные на сумму металлов, равную 1								
Fe		0,011		0,017	0,010	0,016		
Cu	0,038	0,010	0,007	0,004	0,009	0,003	0,001	0,008
Ag	0,145	0,102	0,092	0,099	0,091	0,102	0,115	0,075
Au	0,817	0,868	0,901	0,867	0,877	0,864	0,884	0,917
As		0,009		0,014	0,013	0,015		

Примечание. Аналитики А. А. Тележкин (С-107-62,8) и Л. И. Полежаева (С-25-36).

Продуктивная зона располагается в центральной части зоны метасоматического изменения амфиболитов, имеет истинную мощность 3,4 м, длину по простиранию около 100 м, по падению минерализация прослежена до глубины 50–100 м и не оконтурена.

Для прожилков окварцевания характерна гнездово-вкрапленная пирротин-халькопирит-арсенопиритовая минерализация от 1–3 до 10–15 об. %. Отличительная черта рудопроявления Няльм-2 — развитие минерализации никеля (пентландита, арсенидов (никелин, маухерит) и сульфоарсенидов (ряд герсдорфит-кобальтин)) (табл. 7, 8), эта минерализация детально описана в коллективной статье [О необычной..., 1982] и далее в подразделе 5.3 настоящей монографии.

Золото самородное, мелкое комковидное, выделяется по границе арсенопирита и кварца либо в виде включений в арсенопирите. Размер выделений — до 0,2 мм, пробность — 920–930 (см. табл. 6). Из элементов-примесей постоянно присутствует только медь (до 0,3 мас. %), в некоторых зернах отмечены также железо (до 0,5 мас. %) и мышьяк (до 0,6 мас. %).

Рудопроявление Няльм-2, как и Няльм-1, по своим характеристикам может быть отнесено к орогенному типу.

Месторождение Оленинское приурочено к северо-западному выклиниванию толщи амфиболитов хр. Оленьего. С южной стороны толща амфиболитов граничит с андалузит-биотитовыми плагиосланцами поросозерской серии, с севера — с толщей переслаивания амфиболитов, кордиерит-биотитовых и андалузит-биотитовых плагиосланцев. 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-порфиоров, залегающими среди амфиболитов и глиноземистых плагиосланцев, мощность силлов — от 0,1 до 5–6 м (рис. 13).

Процессы метасоматического изменения пород затронули амфиболиты и гранит-порфиры, они проходили многоэтапно. Ранние процессы — это биотитизация и диопсидизация амфиболитов. Позднее, в ходе околорудных процессов в пределах участка развития амфиболитов, диопсидизированных и биотитизированных, сформировалась группа эшелонированных линзовидных тел полнопроявленных альбит-мусковит-кварцевых, турмалин-арсенопирит-кварцевых и кварцевых метасоматитов по амфиболитам и гранит-порфирам (рис. 14). Мощность таких линз достигает 5 м, в среднем составляя приблизительно 1,5 м, при протяженности до 100 м (рис. 13). Оси зон развития полнопроявленных метасоматитов и сланцеватость пород в их пределах находятся под углом 10–15° к генеральному простиранию толщи амфиболитов. В обнажениях на поверхности установлено три линзы, однако по результатам бурения можно полагать, что их число больше.

Минерализация золота выявлена в пределах всей зоны метасоматического изменения пород, при этом наиболее высокое содержание золота и серебра и основное разнообразие минеральных видов связано с линзами полнопроявленных альбит-мусковит-кварцевых, турмалин-арсенопирит-кварцевых и кварцевых метасоматитов.

Таблица 7

Химический состав сульфидов из габброидов рудопроявления Няльм-2 по данным микронзондового анализа, мас. %

Минерал	Пентландит			Халькоширит			Кубанит			Пирротин								
	30,26	31,23	29,06	29,72	30,94	30,68	40,38	40,90	41,12	40,99	57,36	58,34	57,94	58,50	58,16	58,79	59,81	58,29
Fe	1,39	1,55	1,34	0,33	0,02	—	—	—	0,03	0,02	0,40	—	—	—	—	—	0,03	—
Co	34,57	34,36	36,72	35,57	0,13	0,01	—	—	0,14	0,09	1,84	0,88	0,95	0,73	0,54	0,81	0,08	0,74
Ni	0,09	0,09	—	0,04	34,69	34,51	23,53	23,94	23,49	23,56	—	—	—	—	0,25	0,02	0,19	0,03
Cu	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Au	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	0,09	0,03	1,94	—	—	—	—	—	—	—
As	—	—	—	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	33,74	33,67	32,56	33,95	33,60	34,96	35,71	35,67	34,58	34,42	37,41	39,83	39,09	40,88	40,09	39,53	40,34	41,07
Сумма	100,06	100,89	99,68	99,60	99,41	100,16	99,62	100,52	99,58	99,14	98,95	99,05	97,99	100,11	99,04	99,15	100,45	100,14
Коэффициенты кристаллохимических формул																		
Fe	4,120	4,261	4,101	4,021	1,057	1,008	1,948	1,975	2,045	2,051	6,888	6,728	6,808	6,576	6,664	6,832	6,808	6,52
Co	0,179	0,200	0,180	0,043	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,048	—	—	—	—	—	—	—
Ni	4,479	4,460	4,929	4,579	0,004	0,000	0,000	0,000	0,006	0,004	0,208	0,096	0,104	0,08	0,056	0,088	0,008	0,08
Cu	0,010	0,010	—	0,004	1,041	0,996	0,997	1,016	1,027	1,036	—	—	—	—	0,024	—	0,016	—
Ag	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Au	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—
As	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,176	—	—	—	—	—	—	—
S	8,000	8,000	8,000	8,000	1,999	2,000	3,000	3,000	2,995	2,999	7,824	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000

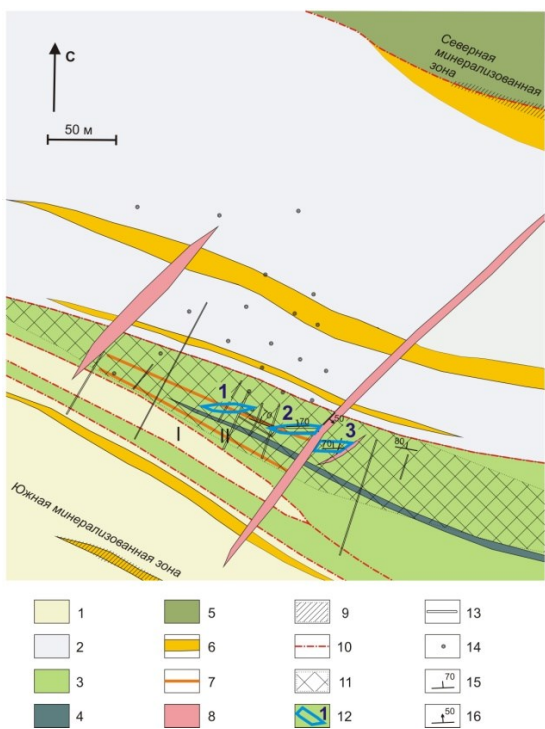
Примечание. Коэффициенты кристаллохимических формул рассчитаны на (S + As + Sb) = 8 — для пирротина, (S + As + Sb) = 2 — для халькопирита, (S + As + Sb) = 3 — для кубанита, (S + As + Sb) = 8 — для пентландита.

Таблица 8

Химический состав сульфоарсенидов и арсенидов Fe, Ni, Co из габброидов рудопоявления Няльм-2 по данным микронзондового анализа, мас. %

Минерал	Арсенопирит	Герсдорфит				Кобальтин			Маухерит			Никелин			
		10,29	10,99	8,26	7,45	10,09	8,92	9,38	6,64	1,67	0,53	1,18	1,12	0,43	0,32
Fe	35,05	10,29	10,99	8,26	7,45	10,09	8,92	9,38	6,64	1,67	0,53	1,18	1,12	0,43	0,32
Co	0,08	4,91	5,78	4,92	12,69	3,35	4,38	4,17	17,21	0,61	0,18	0,72	0,19	0,09	—
Ni	0,02	19,92	19,48	21,75	15,06	21,32	22,16	21,58	12,96	49,19	50,51	42,67	42,82	43,26	43,62
Cu	0,07	0,77	1,07	0,08	0,02	0,05	—	0,09	—	—	0,05	—	0,50	0,02	—
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Au	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	0,07	0,13	0,07	0,06	0,17	0,10	0,08	0,10	—	0,03	0,49	0,20	0,26	0,50	0,37
As	46,63	45,42	43,97	48,93	47,77	46,58	46,81	48,11	44,57	48,15	47,43	55,44	53,46	55,39	55,72
S	19,24	18,43	18,18	16,91	17,00	18,24	17,55	17,40	16,94	0,68	—	0,20	—	—	—
Сумма	101,15	99,88	99,54	100,91	100,16	99,72	99,91	100,82	98,33	100,32	99,19	100,41	99,35	99,69	100,02
Коэффициенты кристаллохимических формул															
Fe	1,026	0,312	0,341	0,250	0,228	0,303	0,272	0,283	0,212	0,360	0,118	0,028	0,028	0,010	0,008
Co	0,002	0,141	0,170	0,141	0,368	0,095	0,127	0,119	0,520	0,124	0,038	0,016	0,004	0,002	—
Ni	0,000	0,574	0,575	0,628	0,439	0,610	0,644	0,620	0,393	10,095	10,806	0,972	1,019	0,991	0,995
Cu	0,002	0,021	0,029	0,002	0,000	0,001	—	0,002	—	—	0,010	—	0,011	0,000	—
Sb	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,000	0,003	0,051	0,002	0,003	0,005	0,004
As	1,018	1,026	1,017	1,106	1,091	1,044	1,065	1,083	1,059	7,742	7,949	0,990	0,997	0,994	0,996
S	0,981	0,973	0,982	0,893	0,907	0,955	0,933	0,915	0,941	0,256	—	0,008	—	—	—

Примечание. Коэффициенты кристаллохимических формул рассчитаны на (S + As + Sb) = 2 — для арсенопирита, герсдорфита и кобальтина, на (S + As + Sb) = 1 — для никелина, (S + As + Sb) = 8 — для маухерита.



Условные обозначения:

- 1 — глиноземистые (андалузит-биотитовые, гранат-ставролит-биотитовые и др.) плагиосланцы поросозерской серии;
- 2 — толща чередования глиноземистых плагиосланцев и амфиболитов;
- 3 — амфиболиты хр. 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 — канавы, 14 — скважины;
- 15—16 — элементы залегания: 15 — сланцеватость, 16 — контакт пегматитовой жилы

Рис. 13. Схематическая геологическая карта района месторождения Оленинское

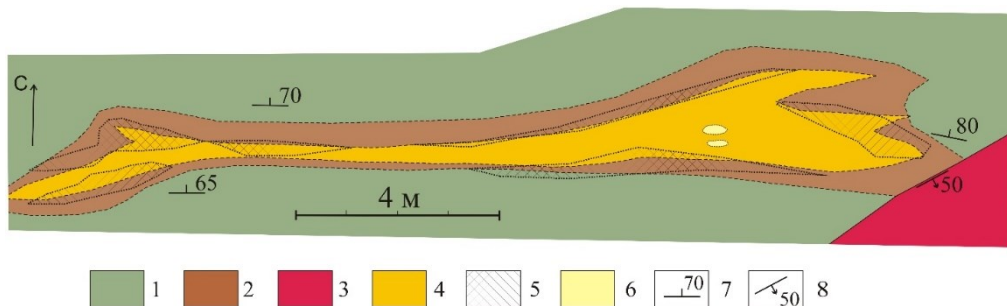


Рис. 14. Схема зональности метасоматических пород в линзе 2

месторождения Оленинское по результатам документации полотна канавы 509.

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

Минерализованные метасоматические породы отличаются высокими концентрациями таких элементов, как Au, As, Ag, Sb, Pb, Te (табл. 9), сходный набор элементов характерен и для метасоматитов по амфиболитам, и для метасоматитов по кварцевым порфирам (рис. 15, 16).

Таблица 9
Содержание малых элементов в породах и рудах месторождения Оленинское по данным ICP MS анализа, г/т

Номер 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	н. о.	н. о.	574,1	3122,8	н. о.	н. о.	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	н. о.	н. о.	303,6	160,4	н. о.	н. о.	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	–	–	3,1	2,3	–	–	1,4	1,6
As	н. о.	160,2	н. о.	6202,93	9796,1	н. о.	н. о.	46072,7	2497,6	н. о.	29,4
Se	н. о.	0,3	н. о.	2,09	1,9	н. о.	н. о.	–	–	н. о.	–
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	–	0,1	–	0,24	0,2	–	–	0,5	1,1	–	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

Номер пробы	ВП-42	АК-713	АК-13	АК-704	АК-715	АК-24	АК-25	АК-712	АК-711	ВП-43	АК-706
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
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. о.	0,5	н. о.	27,02	4,9	н. о.	н. о.	64,4	4,7	н. о.	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	—	0,1	—	0,49	0,2	—	—	0,2	—	—	—
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 хр. 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; н. о. — элемент не определялся.

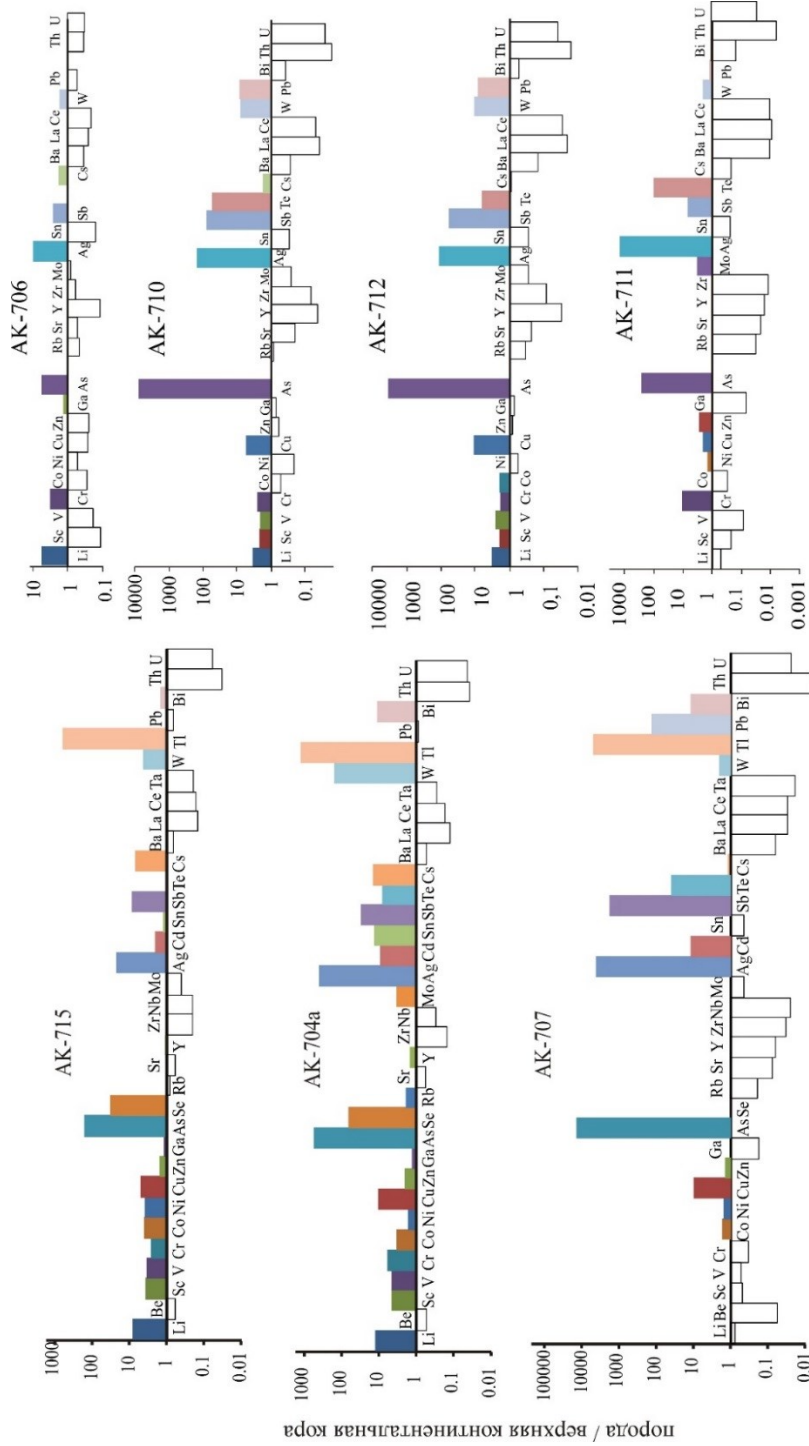


Рис. 15. Спектры малых элементов, нормированные по среднему содержанию элементов в верхней части земной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]: слева — спектры измененных (диопсидизированных и окварцованных) амфиболитов, пробы АК-704а (1,27 г/т Au) и АК-715 (1,04 г/т Au), и арсенипит-турмалин-кварцевых метасоматитов (проба АК-707, 3,16 г/т Au) по амфиболитам; справа — спектры малых элементов кварцевых порфиров (АК-706) и метасоматитов по ним: мусковит-альбит-кварцевых (пробы АК-710 (3,29 г/т Au) и АК-712 (0,19 г/т Au)), и кварцевых (проба АК-711, 46,3 г/т Au)

Минеральный состав оруденения на Оленинском месторождении отличается исключительным разнообразием: здесь установлено свыше 60 минеральных видов самородных металлов, сульфидов и сульфосолей, а также теллуридов, арсенидов, антимонидов (табл. 10).

Исходные слабоизмененные амфиболиты содержат редкую вкрапленную ильменит-пирротиновую минерализацию на уровне десятых долей процента. Зерна пирротина размером не превышают 0,2 мм, в пирротине отмечаются редкие вросстки халькопирита и пламенивидного пентландита.

Рудная минерализация в диопсидовых и биотитовых метасоматитах по амфиболитам не различается ни по содержанию рудных минералов, ни по составу (табл. 10). Содержание сульфидов в породах 1–3 об. %, участками до 5 об. %, текстура оруденения вкрапленная либо гнездовая. Преобладают пирротин, второстепенные минералы представлены халькопиритом, пентландитом и сфалеритом. Вблизи зон развития турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов в составе минерализации диопсидовых и биотитовых метасоматитов появляется также арсенопирит, спорадически — лёллингит, минералы ряда золото-серебро и очень редко — галенит. Развитие этих минералов контролируется узкими полосами шириной менее 1 см. Среди оксидов преобладают ильменит и шеелит, присутствует также магнетит. Вкрапленность шеелита приурочена к полосам развития эпидота в диопсидовых метасоматитах.

В турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах содержание рудной минерализации повышается до 10–15 об. %, на первый план выходит арсенопирит. Текстура оруденения вкрапленная, в зонах интенсивного развития арсенопирита прожилково-вкрапленная; размер зерен сульфидных минералов, как правило, менее 1 мм. Именно в этом типе пород установлено наибольшее разнообразие минералов золота, серебра, свинца, сурьмы и меди, отмечены многочисленные минералы подкласса сульфосолей, антимониды, теллуриды (табл. 10). Из аксессуарных минералов класса оксидов здесь отмечаются ильменит, замещающий его рутил, а также шеелит.

В альбит-мусковит-кварцевых метасоматитах, развивающихся 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 золотистое серебро.

Рудные минералы класса оксидов представлены рутилом и шеелитом. Текстура оруденения вкрапленная, прожилково-вкрапленная; размер зерен сульфидных минералов менее 1 мм. 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, пирротином и минералами ряда золото-серебро, в кварцевых метасоматитах присутствует пирит, отмечен молибденит с примесью Se (до 5 мас. %) и Re. Кроме того, чаще, чем в других метасоматитах, здесь встречаются теллуриды серебра — гессит и кервеллеит, но галенит, в отличие от турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов, редок и практически отсутствуют сульфосоли Pb, Ag, Sb, Cu.

Таблица 10

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
Пирротин	+++	++++	++++	++++	+++	++++
Халькопирит	++	+++	+++	+++	++	+++
Пентландит	+	+				
Пирит					++	++
Марказит (первичный)					++	
Сфалерит	+	++	+++	+++	++++	++
Галенит		++	++	++	++++	++
Молибденит						+
<i>Ленаит</i>						++
<i>Борнит</i>					+	
<i>Ковеллин</i>					+	++
Гринокит					++	
<i>Акантит</i>					+++	++
<i>Ютенбогардит</i>					+++	+++
<i>Маккинстриит</i>					+	
Арсенопирит		++++	++++	++++	++++	++++
Лёллингит		+++	+++			+
Герсдорфит		+			+	
Сафлорит		+				
Никелин		+				
Гудмундит					+++	
Ульманнит					++	
Нисбит					+	
Брейтгауптит					+	
Дискразит					+++	
Ауростибит					+	
Аргенто-тетраэдрит*					++++	++
Полибазит					+	+
Буланжерит					+++	
Фалькманит					+++	
Семсеит					+++	
Менегинит					++	
Бурнонит					++	
Овихиит					++	
Диафорит					+++	

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
Рамдорит					++	
Учукчакуаит					++	
Физелиит					++	
Пираргирит					+++	
Стефанит					++	
Миаргирит					+	
<i>Биллингслейит</i>					+	
<i>Дервиллит</i>					+	
<i>Прустит</i>					+	
Гессит					++	+++
Штютцит					+	
Кервеллеит					+	++
Калаверит					+	
Петцит					+	
Канфилдит-Ге					+	
Висмут					+	
Ряд Au-Ag		++	++	++	+++	+++
Серебро					+	++
<i>Мышьяк</i>					+	

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

* Все изученные аргентотетраэдриты, за исключением одного зерна (см. [Калинин и др., 2021a]), относятся к аргентотетраэдриту-(Fe).

Детально характеристики отдельных рудных минералов месторождения Оленинского рассмотрены в монографии [Калинин и др., 2021a].

Последовательность минералообразования установлена по распространенности минералов в разных типах первичных и измененных пород, а также по взаимоотношениям минералов — обрастанию одних минералов другими, более поздними, по формированию структур распада, появлению включений и т. д. (рис. 16).

Наиболее ранняя ильменит-пирротиновая ассоциация характерна для исходных слабоизмененных пород (амфиболитов, гранит-порфиров, глиноземистых плагиосланцев), наследуется диопсидовыми и биотитовыми метасоматитами.

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									—	
Ютенбогартит										
Маккинстриит										
Арсенопирит		—				—		—		
Леллингит		—								
Герсдорфит										
Сафлорит										
Никелин										
Гудмундит			—							
Ульманнит										
Нисбит										
Брейтгаушит										
Дискразит					—					
Ауростибит					—					
Аргентотетраэдрит			—		—					
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										
Ряд Ag-Au		—	—							
Серебро сам.										
Мышьяк										

Рис. 16. Стадийность формирования рудных минералов месторождения Оленинское (сульфиды и их аналоги, самородные металлы). *Условные обозначения:* 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 — ютенбогартит-акантитовая ассоциация. Толщина линии отражает интенсивность развития минеральных фаз, пунктирная линия — редкие фазы, точечный пунктир — единичные зерна

В составе минерализации резко преобладает пирротин, роль второстепенного минерала играет халькопирит; редкие акцессорные сульфидные минералы — сфалерит и пламеневидный пентландит. Из минералов-оксидов часто встречается ильменит, реже — магнетит.

Лёллингит-арсенопиритовая ассоциация развивается в диоксидовых 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 лёллингит-арсенопиритовой ассоциации резко преобладает арсенопирит первой генерации (до 2–3 об. % породы) с высоким отношением As/S 1,05–1,10 и повышенным содержанием примесей Ni и Co [Калинин и др., 2021a].

На данной стадии образуется также золотистое серебро с содержанием Au 25,5–31,3 мас. %, которое нередко приурочено к границе лёллингита и арсенопирита, реже встречается просто во включениях 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 в ассоциации с арсенидами и сульфоарсенидами. Выделение золота на границе лёллингита и арсенопирита происходит при замещении лёллингита арсенопиритом по реакции $L\ddot{o} + Pyh \rightarrow Apy$ и объясняется более высокой растворимостью золота в лёллингите, чем в арсенопирите [Tomkins, Mavrogenes, 2002].

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 только в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах, развивающихся по гранит-порфирам и по вмещающим их амфиболитам в экзоконтактных зонах силлов гранит-порфиров.

С данной стадией связано формирование вторых генераций пирротина, халькопирита и сфалерита и основное разнообразие сульфосолей серебра, свинца и меди, антимонидов и теллуридов. Развитие минералов сульфосольно-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):

Pa — галенит, сфалерит-2, аргентотетраэдрит-1 (< 25 мас. % Ag), золотистое серебро, гудмундит, марказит, пирротин-2, гессит, кервеллеит, канфилдит-Te;

Pb — семсеит, буланжерит, фалькманит, менегинит;

Pc — диафорит, аргентотетраэдрит-2 (> 30 мас. % Ag), дискразит, золотистое серебро-3, овихиит, физелиит, учукчакуайт, рамдорит, бурнонит, халькопирит-2, аурустибит;

Pd — пираргирит.

Общая тенденция развития минеральной ассоциации — это снижение роли свинца и меди и повышение роли серебра от ранней подстадии к поздней. Наблюдается последовательная смена галенита сульфосолями свинца (семсеит, буланжерит, фалькманит, менегинит), затем сульфосолями свинца и серебра (диафорит, овихиит, физелиит, учукчакуаит, рамдорит) и завершается развитием сульфосолей серебра, по большей части пираргирита. Параллельно аргентотетраэдрит с низким содержанием серебра сменяется его высокосеребристой разновидностью.

Арсенопиритовая ассоциация — главная стадия развития арсенопирита на месторождении. Это арсенопирит второй генерации (арсенопирит-2), для которого характерны отношение As/S , близкое к стехиометрическому, наличие примеси сурьмы, низкий уровень содержания примесей Ni и Co [Калинин и др., 2021a]. Арсенопирит-2 развивается не только в турмалин-кварцевых и арсенопирит-кварцевых метасоматитах, где его содержание достигает 10–15 об. % породы, но и в биотитовых и диоксидовых 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 него характерны включения галенита и сульфосолей, сфалерита и других минералов сульфосольно-галенит-сфалеритовой ассоциации, в том числе минералы ряда золото-серебро.

Ассоциация минералов стадии сульфидного анатексиса, включающая поздние генерации галенита, пирротина, аргентотетраэдрита, пираргирита, а также ульманнит, штюцит, гринокит и некоторые другие сульфиды и сульфосоли, связана с наложенным метаморфизмом руд. Детально особенности минералов данной стадии рассмотрены в подразделе 5.3. Ассоциация минералов стадии сульфидного анатексиса проявилась только в тех породах с сульфосольно-галенит-сфалеритовой ассоциацией, где развиты минеральные фазы легкоплавких элементов, таких как серебро, кадмий, свинец, мышьяк, сурьма, теллур.

Пирит-арсенопиритовая ассоциация слабо проявилась в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах и более полно — в поздних кварцевых. На этой стадии формировалась третья генерация арсенопирита в виде мелких ромбических и призматических хорошо образованных кристаллов, наложенных на ранее образованные сульфиды, а также пирит, теллуриды серебра, золотистое серебро и серебро (см. рис. 16). Состав арсенопирита-3 отличается от ранних генераций преобладанием серы над мышьяком и отсутствием примесей [Калинин и др., 2021a].

Ютенбогардит-акантитовая ассоциация — это ассоциация сульфидных минералов, развивающихся в ходе наложенных гидротермальных процессов. На этой стадии формировались низкотемпературные сульфиды серебра и меди (акантит, ютенбогардит, маккинстриит, ленаит, борнит и ковеллин), гессит, содержащий примесь серы, 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.

Минералы ряда золото-серебро на Оленинском месторождении формируют практически полный ряд от высокопробного (950) золота до самородного серебра.

Можно различить четыре химико-морфологических типа минералов ряда золото-серебро по форме выделения, характеру сростания с другими минералами и по химическому составу.

Первый тип — зерна преимущественно неправильной формы в межзерновом пространстве кварца и силикатов, иногда в сростаниях с пирротином (рис. 17, А) и арсенопиритом. Встречаются также окта- и кубоктаэдрические кристаллы [Галкин, 2006]. Преобладающий размер зерен золота до 0,1 мм, но может достигать 4 мм. По составу золото первого химико-морфологического типа варьирует от золотистого серебра (54 мас. % Au) до золота высокой пробы (до 87–95 % Au) (табл. 11). Для золота этого типа характерны примеси меди и железа, содержание примесей обычно менее 0,1 % (табл. 11).

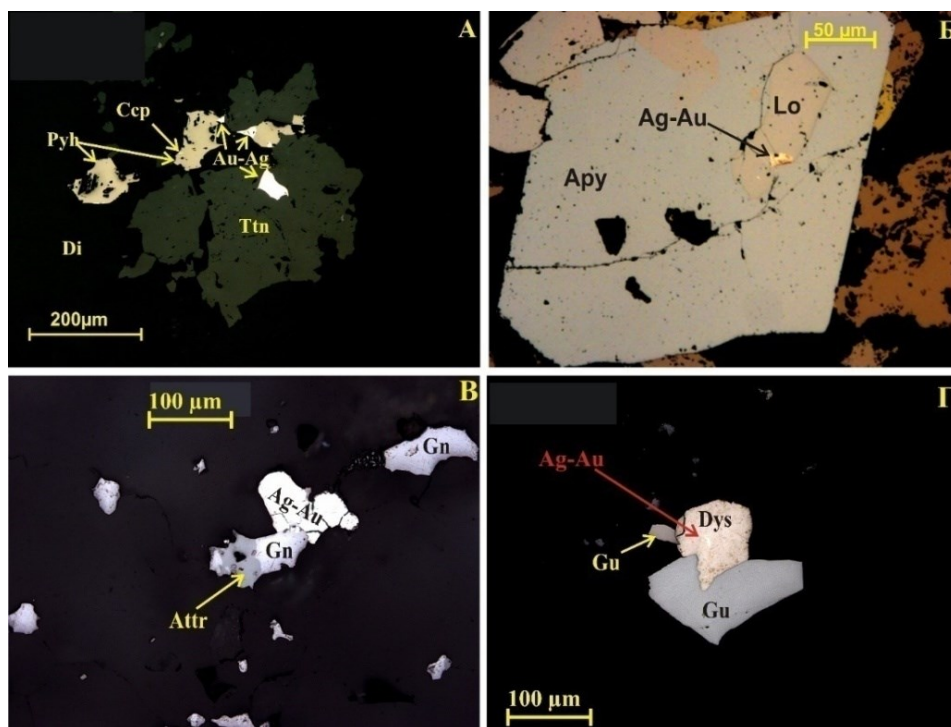


Рис. 17. Минералы ряда золото-серебро первого (А), второго (Б) и третьего (В, Г) типов. Фото шлифов, без анализатора

Второй тип — золотистое серебро (25,5–31,3 мас. % Au), встречается в ассоциации с лёллингитом во включениях в арсенопирите (рис. 17, Б). Выделения золотистого серебра приурочены к границе лёллингита и замещающего

его арсенопирита, размер выделений — до 0,2 мм. В золотистом серебре этого типа отмечены примеси железа (0,2–1,2 мас. %), меди (0,03–1,2 %), сурьмы (0,04–1,6 %), серы (0,14–0,31 %) и мышьяка (0,5–1,6 мас. %) (табл. 11).

Золото первого и второго химико-морфологических типов встречается в пределах всего месторождения в разных типах измененных пород.

Третий тип золота встречается только в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах, в полиминеральных агрегатах с гудмундитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, сульфосолями серебра и свинца, дискразитом. Размер выделений достигает 0,25 мм (рис. 17, В, Г). По химическому составу этот тип характеризуется довольно широкими вариациями содержания Au — от 18 до 77 мас. %. В золотистом серебре и серебристом золоте третьего типа постоянно отмечается примесь сурьмы до 2,7 мас. %, в отдельных зернах выявлены также мышьяк (до 1,85 %) и железо (до 0,4 %) (см. табл. 11). В ассоциации с золотистым серебром встречается и другой носитель золота на месторождении, это золотосодержащий дискразит [Калинин и др., 2021а].

Четвертый тип — золотистое серебро (менее 40 мас. % Au) и самородное серебро (примесь Au менее 10 %, вплоть до нуля) — отмечен в кварцевых, турмалин-арсенопирит-кварцевых и альбит-мусковит-кварцевых метасоматитах. Золотистое серебро образует отдельные зерна размером до 0,3 мм либо развивается в виде прожилков по границам зерен силикатных минералов в агрегатах мусковит-турмалин-кварц-альбитового состава (рис. 18).

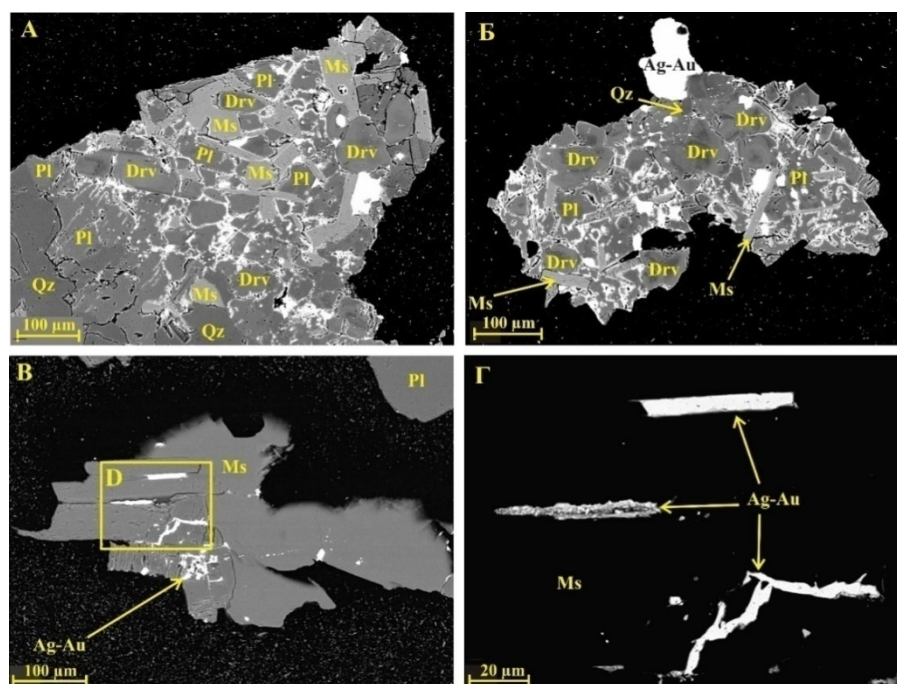


Рис. 18. Золотистое серебро, развивающееся по границам зерен силикатных минералов в агрегатах мусковит-турмалин-альбитового состава (А, Б) и по трещинам в мусковите (В, Г). Изображения в обратно-рассеянных электронах

Таблица 11

Состав самородных металлов ряда золото-серебро по данным микрозондового анализа

Номер пробы	AK-702A	284	284	2026	9015-1	AK-704A	AK-704A	90	9014	9014-2
Тип	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2
Fe	0,38	0,01	0,02	-	-	-	-	1,19	0,41	0,22
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05
Cu	-	-	-	0,11	0,84	0,10	0,11	0,03	0,41	1,22
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ag	45,10	35,90	24,75	38,74	26,41	35,12	21,30	71,70	68,51	64,99
Au	54,52	63,49	74,99	61,16	72,75	64,78	78,59	25,29	27,55	31,45
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sb	-	0,51	0,16	-	-	-	-	0,04	1,62	1,27
As	-	0,08	0,08	-	-	-	-	1,59	1,20	0,53
S	-	-	-	-	-	-	-	0,14	0,31	0,27
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на сумму элементов, равную 1										
Fe	0,010		0,001					0,025	0,009	0,005
Co										
Ni										0,001
Cu				0,003	0,021	0,002	0,003	0,001	0,008	0,024
Cd										
Zn										
Pb										
Ag	0,596	0,504	0,374	0,535	0,390	0,496	0,330	0,790	0,767	0,742
Au	0,394	0,488	0,621	0,463	0,589	0,501	0,667	0,153	0,169	0,197
Bi										
Sb		0,006	0,002						0,016	0,013
As		0,002	0,002					0,025	0,019	0,009
S								0,005	0,012	0,010

Номер пробы	P-18-5		P-18-5		700		700		700		700R-3		700		700	
	2	0,58	2	0,41	3	0,01	3	0,26	3	0,03	3	0,03	3	0,01	3	0,02
Тип																
Fe																
Co																
Ni																
Cu																
Cd						0,01			0,02		0,01					
Zn																
Pb																
Ag	53,43				58,12		56,83		41,38		39,69		64,20		63,57	59,88
Au	43,21				39,31		40,18		57,82		59,32		33,42		34,59	37,38
Bi																
Sb	0,93				2,54		2,73		0,75		0,64		2,38		1,83	2,70
As	1,85										0,30					
S																
Сумма	100,00				100,00		100,00		100,00		100,00		100,00		100,00	100,00
Кoeffициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на сумму элементов, равную 1																
Fe	0,014						0,006		0,001		0,001		0,002			
Co																
Ni																
Cu																
Cd									0,001							
Zn																
Pb																
Ag	0,654				0,709		0,695		0,561		0,542		0,759		0,755	0,723
Au	0,290				0,263		0,269		0,429		0,443		0,216		0,225	0,247
Bi																
Sb	0,010				0,028		0,030		0,009		0,008		0,025		0,019	0,029
As	0,033										0,006					
S													0,022			0,001

Номер пробы	АК-711А	ВТ-10		ВТ-10		ВТ-10		ВТ-10		ВТ-10		ВТ-10		ВТ-10		ВТ-10	
		4	—	4	—	4	—	4	—	4	—	4	—	4	—	4	—
Тип	4	—	4	—	4	—	4	—	4	—	4	—	4	—	4	—	4
Fe	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	39,63	62,31	56,04	62,66	63,12	72,00	91,72	94,58	92,89	93,72	95,08	96,84	—	—	—	—	—
Au	59,19	37,68	43,85	38,13	37,19	28,15	4,32	1,54	2,75	6,28	1,28	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	0,15	3,17	3,67	2,89	—	3,63	3,37	—	—	—	—	—
S	1,04	—	—	—	—	—	—	0,39	2,08	—	0,72	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,00	99,99	99,89	100,79	100,31	100,3	99,21	100,18	100,61	100,00	100,71	100,21	—	—	—	—	—
Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на сумму элементов, равную 1																	
Fe	0,003																
Ag	0,523	0,751	0,700	0,750	0,756	0,822	0,947	0,946	0,894	0,965	0,937	0,970					
Au	0,428	0,249	0,300	0,250	0,244	0,176	0,024	0,008	0,014	0,035	0,007	—	—	—	—	—	—
Sb						0,002	0,029	0,033	0,025		0,032	0,030					
S	0,046							0,013	0,067		0,024						

Примечание. Анализы ВТ-10-Р и ВТ-10-С относятся к зерну, изображенному на рис. 20.

В виде примесей в минералах ряда золото-серебро этого химико-морфологического типа постоянно присутствует сурьма (от 0,15 до 3,6 мас. %), иногда сера (до 1 %) и редко — железо (до 2 %) (табл. 11). Довольно часто зерна золотистого серебра четвертого типа содержат многочисленные микровключения кварца, количество которых несколько снижается в краевой части зерен (рис. 19, Б, и рис. 20). В некоторых зернах золотистого серебра отмечается зональность в распределении Au и Ag. Серебром (вплоть до чистого серебра) обогащены внешние зоны зерен (рис. 20). Предполагается, что это зональность роста, отражающая эволюцию состава рудообразующих растворов.

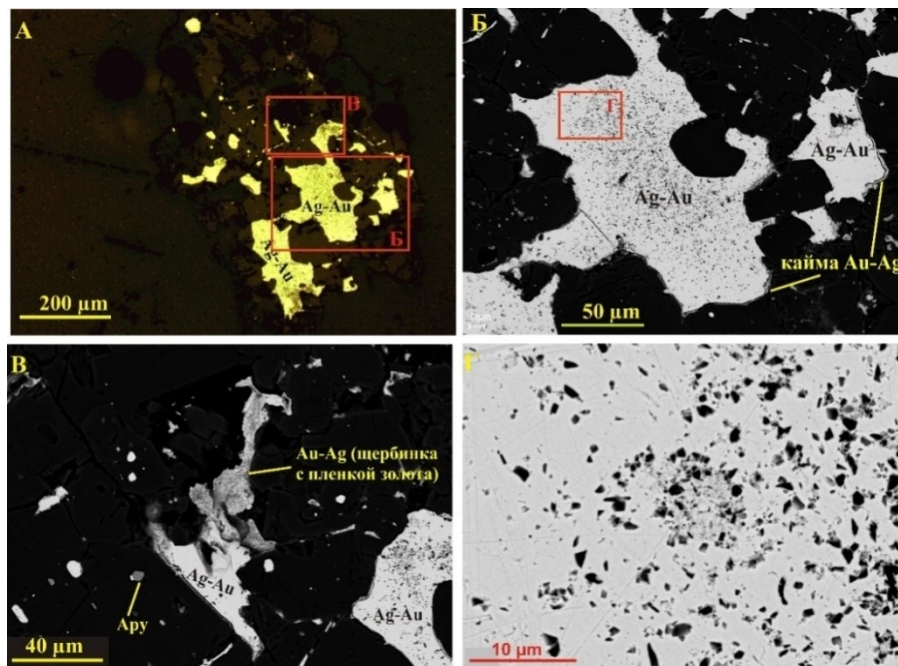


Рис. 19. Золотистое серебро-4 с включениями кварца в полиминеральном зерне мусковит-турмалин-альбит-кварцевого состава. А — фото искусственного аншлифа, без анализатора, Б–Г — изображения в обратно-рассеянных электронах

Выделения золотистого серебра-4 имеют также каймы обрастания мощностью в несколько микрометров в виде пленки по границе с силикатными минералами и кварцем. Состав пленок отличается от основного зерна несколько повышенным содержанием золота. В аншлифах в ряде случаев центральное зерно золотистого серебра выкрашивается, но пленка золота сохраняется на поверхности выкола (рис. 19, С).

Замещается золотистое серебро четвертого типа агрегатом гессита, акантита, самородного серебра и «горчичного серебра», процессы замещения рассмотрены детально в подразделе 5.4.

Выделенные четыре химико-морфологические типа минералов ряда золото-серебро, как представляется авторам, соответствуют порядку их развития

в породах месторождения. Для второго, третьего и четвертого типов порядок формирования можно установить по соотношению с другими рудными минералами. Менее определено время формирования золота первого химико-морфологического типа относительно второго, поскольку для золота-1 срastания с сульфидными минералами не характерны, за исключением редких случаев срastаний с пирротинном и арсенопиритом-1. Но, с учетом этого факта и принимая во внимание развитие золота первого типа во всех типах измененных пород, включая наиболее ранние биотитовые и диопсидовые метасоматиты, золото первого химико-морфологического типа мы считаем золотом первой генерации.

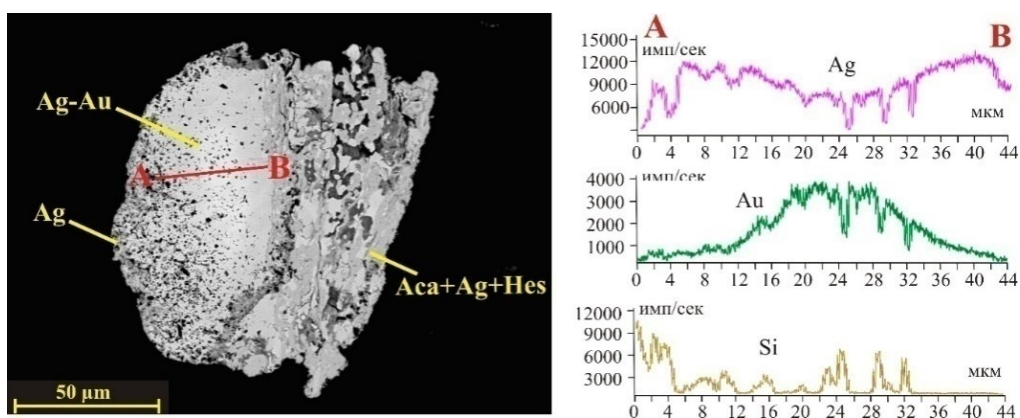


Рис. 20. Изменение содержания по профилю А–В через зональное зерно золотистого серебра. Слева — изображение изученного зерна в обратно-рассеянных электронах, справа — кривые содержания Ag, Au и Si. Минимумы на кривых Ag и Au связаны с включениями кварца

Генетический тип Оленинского месторождения рассмотрен нами в ряде работ [Калинин и др., 2021a; Kalinin, Kudryashov, 2021]. Согласно нашим данным, месторождение является составной частью Пеллапахк Оленинской эпитеpмальной системы, представляя собой метаморфизованное эпитеpмальное золото-серебряное месторождение.

2.2. Титовско-Урагубская зона

В *Титовско-Урагубской зоне*, которая является северо-западным продолжением зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (см. рис. 8), расположено *рудопроявление Мальявр*. Оно было обнаружено в 2019 г. в ходе работ ВСЕГЕИ по геологическому доизучению поверхности в масштабе 1:200000 в пределах листов R-36-XXVII, XXVIII (Мурманск), первая информация о рудопроявлении опубликована в работе [Вороняева, Крупеник, 2021]. Нами рассмотрены

геологическая позиция рудопоявления и его основные характеристики [Калинин и др., 2023; Kalinin et al., 2024].

Золоторудное проявление расположено на юго-западном фланге пояса, на участке, где биотитовые гнейсы (метапесчаники, метагравелиты и метаконгломераты) прорываются жилой турмалиновых пегматитов примерно 40-метровой мощности (рис. 21, 22). Простираение биотитовых гнейсов (и пегматитовой жилы) субмеридиональное, секущее по отношению к простираению пояса в целом: супракрустальные породы образуют здесь открытую антиклинальную складку с шарниром, погружающимся на юго-запад (рис. 21).

Биотитовые гнейсы турмалинизированы под воздействием пегматитов. Интенсивность турмалинизации и степень деформированности в гнейсах снижается по мере удаления от пегматитовой жилы, сходя на нет примерно через 20 м от контакта (рис. 22).



Рис. 21. Схематическая геологическая карта района рудопоявления Мальявр. Схема составлена с использованием материалов [Вороняева, Крупник, 2021]

Сульфидная с золотом минерализация приурочена к серии линзовидных тел метасоматитов, которая прослеживается в виде зоны мощностью около 10 м северо-северо-восточного простираения (10–15° СВ) согласно простираению и сланцеватости вмещающих биотитовых сланцев (рис. 22). Проследить зону метасоматитов к северу за пределы расчистки не представилось возможным из-за отсутствия обнаженности.

Размеры отдельных линз метасоматитов по длинной оси достигают 10 м, по мощности — до 1 м (рис. 22).

В метасоматических телах сформировалась зональность: тыловая зона колонки представлена кварц-гранатовой породой, вплоть до гранатита,

для промежуточной зоны характерна ассоциация граната, биотита и кварца, во фронтальной зоне колонки основными порообразующими минералами являются роговая обманка, геденбергит, присутствуют также эпидот, гранат, сидерит [Калинин и др., 2023].

Породы всех зон пронизаны более поздними кварцевыми прожилками, ориентированными преимущественно по простиранию линзы. Текстура метасоматических пород массивная, породы крупнозернистые: размер зерен граната достигает 1 см, остальных минералов — первые миллиметры.

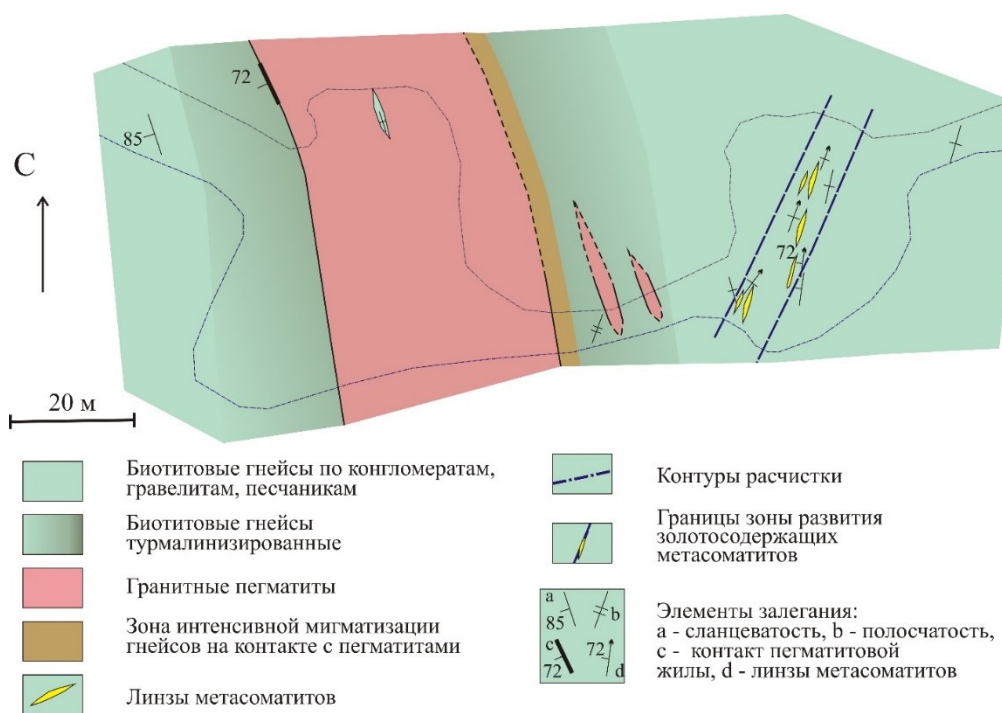


Рис. 22. Документация расчистки на г. Лисья.

Выполнено А. А. Калининым при участии студента МГТУ А. Ермолина

Температура развития метасоматических образований на рудопроявлении Мальявр была достаточно высокой, близкой к температуре метаморфизма, о чем свидетельствует состав сосуществующих биотита и граната из образцов ТУ-25 и ТУ-31 [Калинин и др., 2023], указывающий на температуру образования этой ассоциации 600–650 °С (гранат-биотитовый геотермометр [Термо- и барометрия..., 1977; Гульбин, 2010]).

Формирование линз метасоматитов проходило после пика регионального метаморфизма: об отсутствии одностороннего давления говорит массивная текстура метасоматических пород, где чешуйки слюды и игольчатые кристаллы амфиболов разноориентированные. Верхняя граница времени развития метасоматитов определяется внедрением пегматитов, поскольку отмечено воздействие пегматитов на метасоматиты (не наоборот!) [Калинин и др., 2023; Kalinin et al., 2024].

В метасоматитах, по сравнению с биотитовыми гнейсами, снижается концентрация Rb, Cs, Sr, Ba, Zr, Nb, легких редкоземельных элементов, U, Pb, возрастает содержание Cu, As, Ag, Te, Se, Bi (табл. 12, рис. 23).

Следует отметить высокий фон мышьяка в биотитовых гнейсах (табл. 12), в 3–25 раз превышающий кларковые значения для земной коры.

Факторный анализ данных (табл. 12) методом главных компонент с применением вращения системы координат Варимакс позволяет выделить три основных фактора, описывающих в сумме 73 % дисперсии (факторы 1 и 2 по 28 %, фактор — 3–17 %) (рис. 24):

- группа литофильных элементов (Be, Li, Rb, Cs, Ba, Sr, Ga, Zr, Hf, Nb, Ta, Tl, U, Pb, Th), характерных для гранитоидов, дает положительную нагрузку на первый фактор. Эта ассоциация, вероятно, отражает влияние пегматитов на породы;

- группа редких земель и сидерофильных элементов La, Ce, Y, Sc, V, Cr (второй фактор). Ее появление, скорее всего, связано с метасоматическими преобразованиями породы, прежде всего с развитием в метасоматитах граната, а также ильменита и магнетита;

- группа элементов-спутников золота (As, Ag, Sb, Bi, Se, Te, Co) определяет третий фактор. Формирование этой ассоциации отражает развитие золотосодержащей минерализации.

Некоторые элементы не вошли в выделенные геохимические группы, это Ni, Cu, Zn, Cd, Ge, Mo, W, Sn. Поведение данных элементов при развитии метасоматитов и золотоносной минерализации в них неоднозначно: Cu, Ni и Ge больше тяготеют к третьей геохимической ассоциации элементов, сопровождающих минерализацию золота; Zn и Cd — к элементам второго фактора; Sn, W и Mo образуют собственные факторы (4, 5 и 6 соответственно), на которые приходится лишь незначительная часть (6–7 %) общей дисперсии.

Содержание золота в биотитовых гнейсах близко к кларковым значениям для этого элемента и возрастает в метасоматитах (табл. 12). Согласно работе [Вороняева, Крупеник, 2021], по результатам бороздowego опробования в одной из линз метасоматитов выявлено содержание золота 1,78 г/т на мощность 0,8 м, а в штуфных пробах золото достигает 30 г/т.

Сульфидная минерализация в слабоизмененных биотитовых гнейсах-метапесчаниках и в цементе конгломератов представлена единичными мелкими (сотые доли миллиметра) зернами арсенопирита, пирротина, халькопирита и позднего наложенного пирита. Среди оксидов преобладает ильменит, отмечены также единичные зерна магнетита. В биотитовых гнейсах, в зоне мигматизации на контакте с пегматитовой жилой, сульфидная минерализация не отмечена.

В линзах метасоматитов содержание рудных минералов возрастает, в отдельных пробах до 20 %, хотя распределены они крайне неравномерно, и богатые сульфидами участки могут встретиться в любой зоне метасоматической колонки. Текстура сульфидного оруденения прожилково-вкрапленная, гнездовая, минеральный состав довольно простой.

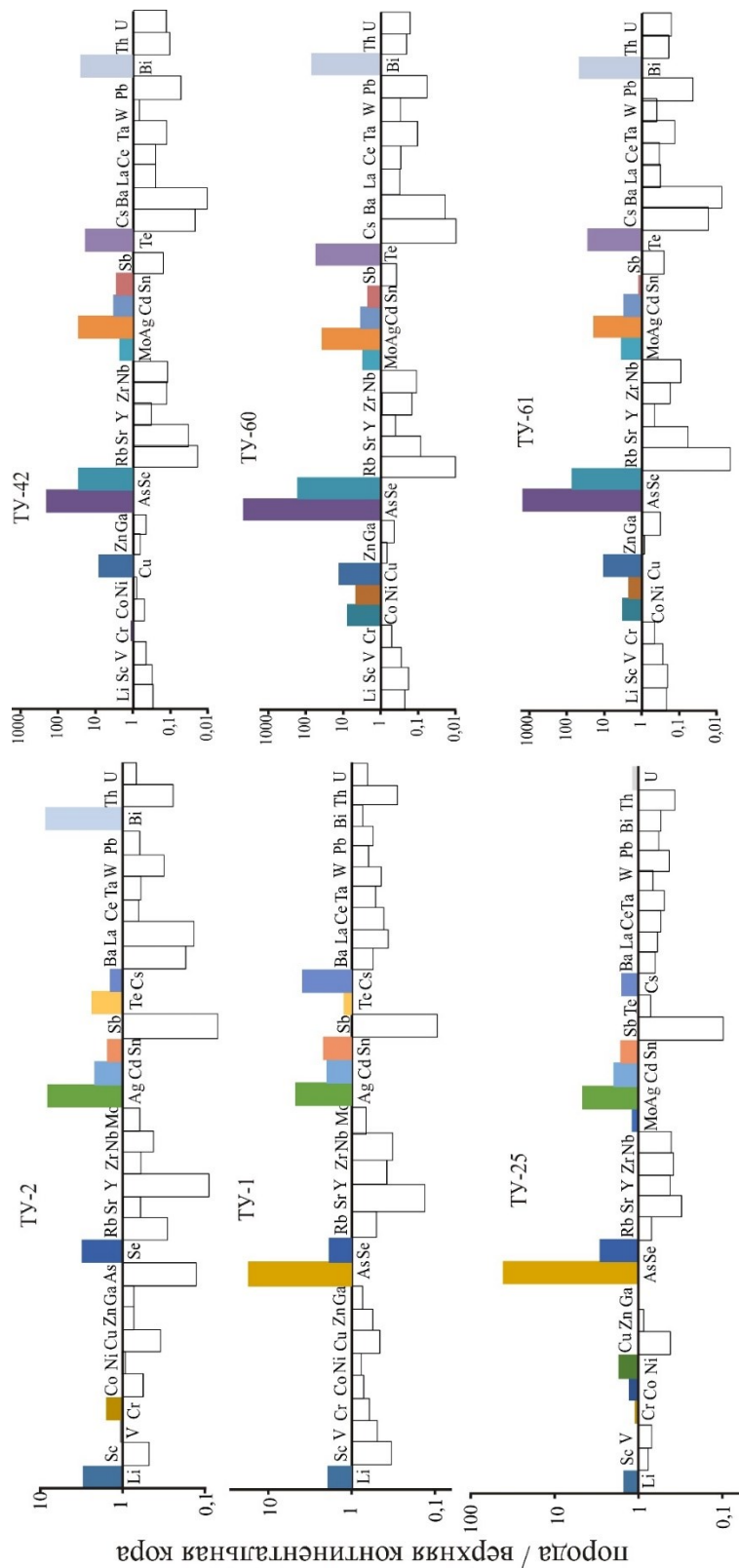


Рис. 23. Геохимические спектры малых элементов в слабоизмененных биотитовых гнейсах рудопроявления Мальевр — слева (в пробах TY-2, TY-1, TY-25 содержание золота 0,004 г/т) и в минерализованных метаседиментических породах — справа, пробы TY-42 (1,25 г/т Au), TY-60 (4,91 г/т Au), TY-61 (3,70 г/т Au), значения нормированы по среднему содержанию элементов в земной коре [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Содержание малых элементов в метасоматических породах рудопроявления Мальявр, г/т

Номер пробы	ТУ-1	ТУ-2	ТУ-36	ТУ-55	ТУ-25	ТУ-28	ТУ-33	ТУ-41	ТУ-42	ТУ-60	ТУ-61	ТУ-30	ТУ-55/2	ТУ-29	ТУ-31	ТУ-47	ТУ-55/3
	Биотитовые гнейсы — метаконгломераты													Метасоматиты кварц-гранатовой зоны			
Порода	Метасоматиты геденбергит-роговообманковой зоны													Метасоматиты гранат-биотитовой зоны		Метасоматиты кварц-гранатовой зоны	
Li	40	60	26	60	30	16	23	6	7	5	5	50	110	23	30	5	26
Be	1,2	1,5	1	2	0,6	0,18	1,4	0,27	0,8	0,4	0,19	0,18	1,3	0,08	0,33	0,33	0,05
Sc	5	7	7	11	11	6	5	5	5	2,7	3,1	10	34	5	13	3,2	18
V	50	100	60	120	70	26	40	50	50	30	30	60	260	40	80	40	150
Cr	60	140	80	210	100	25	50	110	100	50	45	80	350	33	150	45	240
Co	13	10	17	16	22	50	27	7	10	130	52	28	41	24	19	8	17
Ni	38	45	60	78	80	110	80	34	43	210	100	90	220	70	110	50	130
Cu	13,8	10,3	24	11,9	12,2	600	460	200	220	350	270	380	26	370	500	190	180
Zn	40	50	60	50	60	60	120	70	50	50	70	90	130	60	70	50	70
Ga	14	13	15	13	17	8	15	6	9	8	6	13	31	9	12	7	12
Ge	1,9	1,1	1,5	0,9	1,3	4,0	3,0	3,0	3,0	4,0	4,0	3,0	4,0	3,0	5,0	3,0	4,0
As	83	0,64	15,6	268	203	1920	7,8	930	960	20900	7300	224	1000	21,1	87	970	1150
Se	0,17	0,27	0,22	0,47	0,26	3,8	2,1	2,2	2,6	14	6,4	1,9	1,29	3,2	<0,07	2,1	2,2
Rb	85	25	47	58	61	11	11	0,3	1,8	0,9	0,4	49	110	19	22	1,3	34
Sr	170	210	110	600	100	11	24	7,7	12	30	21	27	320	15	19	7,2	1,7
Y	3,0	2,0	4,0	7,0	9,0	8,0	8,0	10,0	8,0	9,0	11,0	11,0	30,0	10,0	9,0	9,0	18,0
Zr	78	120	65	140	76	18	13	30,3	27,6	32,2	36,1	50	150	54	40,5	25,4	100
Nb	4,1	5,3	5,0	5,0	5,0	0,9	1,1	2,4	1,6	1,4	1,2	2,6	12,0	2,1	2,2	1,6	5,9
Mo	0,8	0,7	1,6	1,3	1,3	2,9	1	2,4	2,5	3,1	3,6	2,4	1,1	1,6	2,6	3,3	9

Номер пробы	ТУ-1	ТУ-2	ТУ-36	ТУ-55	ТУ-25	ТУ-28	ТУ-33	ТУ-41	ТУ-42	ТУ-60	ТУ-61	ТУ-30	ТУ-55/2	ТУ-29	ТУ-31	ТУ-47	ТУ-55/3
	Биотитовые гнейсы — метаконгломераты													Метасоматиты кварц-гранатовой зоны			
Порода	Метасоматиты геденбергит-роговообманковой зоны													Метасоматиты биотитовой зоны		Метасоматиты гранат-биотитовой зоны	
Ag	0,25	0,41	0,3	0,34	0,25	0,76	0,57	1,4	1,5	1,9	0,95	0,67	0,76	0,79	0,66	0,97	0,83
Cd	0,18	0,19	0,26	0,17	0,18	0,2	0,19	0,3	0,3	0,3	0,25	0,3	0,5	0,3	0,4	0,19	0,4
Sn	2,4	1,6	1,7	1,3	1,8	0,9	2,9	1,6	3	2,3	1,3	1,2	1,8	0,8	1,3	1,4	0,7
Sb	0,04	0,03	0,07	0,05	0,04	0,08	0,12	0,05	0,07	0,16	0,11	0,08	0,06	0,06	0,1	0,07	0,08
Te	0,033	0,062	0,029	0,029	0,02	0,52	0,36	0,44	0,51	1,5	0,7	0,3	0,07	0,61	<0,01	0,42	0,18
Cs	19	6,8	3,4	6,5	7,8	1,1	0,9	0,11	0,12	0,052	0,09	5,5	12	1,9	2,7	0,11	2,3
Ba	370	500	270	580	400	19	12	3,2	7,2	13	5	170	1120	40	60	8,2	240
La	12	5,6	19	18	7	13	13	14	9	11	11	5	43	6	5	9	27
Ce	28	9	35	36	14	26	26	29	18	20	23	11	68	12	11	20	45
Hf	2,3	3,0	2,0	3,0	2,4	0,57	0,4	0,8	0,7	0,7	0,7	1,4	3,0	1,5	1,7	0,61	2,2
Ta	0,5	0,6	1,0	0,31	0,45	0,24	0,16	0,19	0,13	0,1	0,13	0,35	0,7	0,37	0,39	0,13	0,37
W	0,9	1,2	1,6	0,4	1,3	0,7	30	0,22	1,5	0,6	0,8	1,0	1,1	0,4	140	0,6	0,9
Tl	0,6	0,3	0,4	0,3	0,4	0,05	0,04	0,007	0,011	0,007	0,011	0,21	0,6	0,08	0,13	0,011	0,11
Pb	10	11	10	10	10	1,2	2,4	0,8	1	1,1	0,8	1,8	7	1,7	1,8	0,8	1,4
Bi	0,128	1,3	0,32	0,044	0,088	3,2	7	3,3	4	11	7	2,6	0,3	8	0,8	2,9	1,2
Th	3,2	2,7	2,5	3,3	4	2,2	1,2	1,7	1,2	2,3	2,2	3,8	7	4	3,2	2	4,7
U	1,9	1,9	2,1	1,6	3,1	0,80	0,80	0,49	0,38	0,5	0,49	0,90	1,7	1,1	0,80	0,50	0,90

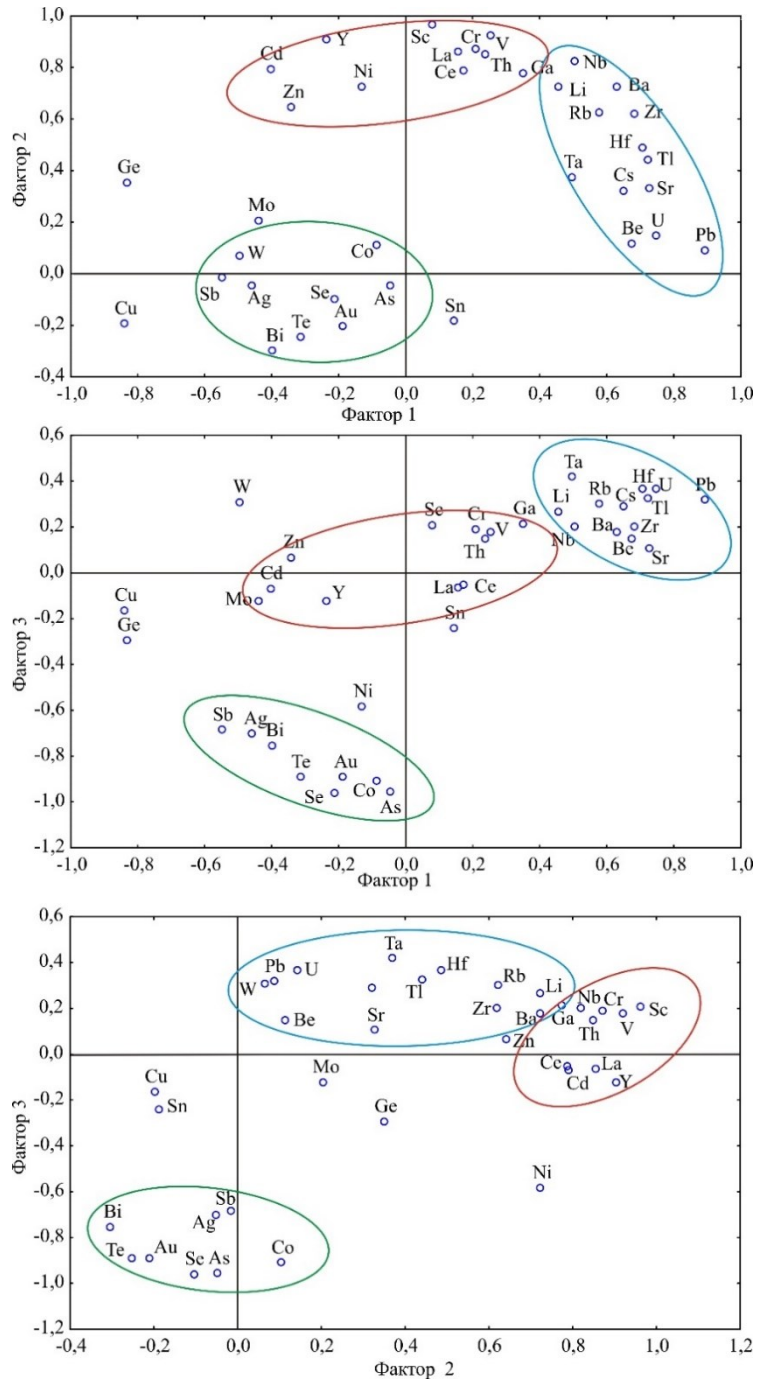


Рис. 24. Диаграммы в плоскостях 1–2, 1–3 и 2–3 факторов после вращения Варимакс системы координат для малых элементов пород рудопроявления Мальевр

Основным рудным минералом является пирротин, образующий ксеноморфные зерна размером до нескольких миллиметров с вростками халькопирита и пламенивидного пентландита. В некоторых зернах пирротина отмечена

структура распада с троилитом (рис. 25). Кроме того, троилит был отмечен в виде включений в амфиболе ряда куммингтонит-грюнерит. Составы пирротина и троилита соответствуют стехиометрическим формулам, примеси кобальта и никеля не обнаружены. В концентратах тяжелой фракции дробленых проб были отмечены единичные чешуйки молибденита.

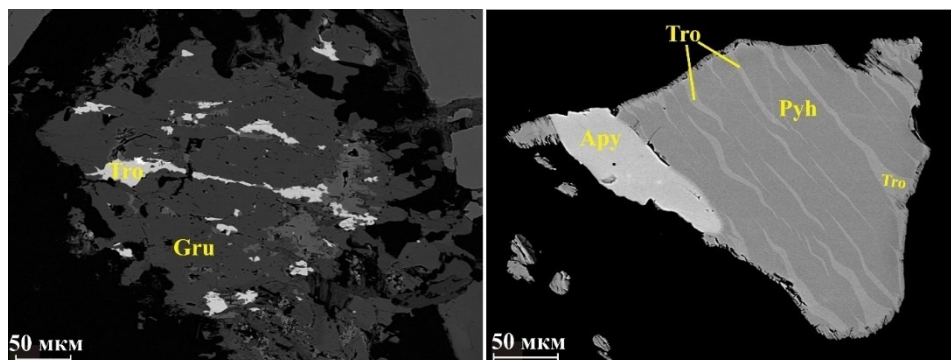


Рис. 25. Пирротин и троилит в породах рудопроявления Мальявр.
 Слева — включения троилита в грюнерите; белые микровыделения на границе троилита и грюнерита — недиагностированные карбонаты редких земель, справа — структура распада пирротина и троилита. BSE-изображение

Арсенопирит образует гипидиоморфные (до идиоморфных ромбического сечения) зерна, реже неправильной формы, размером до 1 мм. Выделено две генерации арсенопирита: арсенопирит-1, вкрапленный, с размером зерен до 0,2 мм в гранат-кварцевых метасоматитах; арсенопирит-2, перекристаллизованный, крупнозернистый (до 2 мм), встречается чаще в метасоматитах геденбергит-амфиболовой зоны и образует цепочки крупных зерен (рис. 26). И ранний, и поздний арсенопириты зональные (рис. 26), зональность хорошо видна в оптическом микроскопе и отражается в химическом составе минерала — в распределении примесей Co и Ni и в изменении отношения As/S. Внутренние зоны зерен арсенопирита-1 обогащены кобальтом и никелем и характеризуются высоким отношением As/S (38,2–39,7 ат. % As), во внешних зонах содержание примесей Ni, Co и величина As/S отношения (34,6–35,0 ат. % As) снижаются (табл. 13). Зональность позднего перекристаллизованного арсенопирита сложная, выявлено чередование зон с высоким (34,6–35,9 ат. % As) и низким (32,7–33,8 ат. % As) содержанием мышьяка (рис. 26, Г). Содержание примесей кобальта и никеля в арсенопирите-2 низкое, менее 0,5 мас. % в сумме (табл. 13).

Температура формирования минерализации арсенопирита оценена с помощью арсенопиритового геотермометра [Kretschmar, Scott, 1976] по данным о составе арсенопирита и его минеральной ассоциации. Использование состава арсенопирита для термометрии возможно только для зерен с содержанием примесей Ni и Co менее 0,5 мас. % [Kretschmar, Scott, 1976; Тюкова, Ворошин, 2007], поэтому арсенопирит-1 для целей термометрии не подходит и оценка температуры проведена только для арсенопирита-2.

Результаты микрозондового анализа арсенирита (Ару) и лёллингита (Lo) рудопроявления Мальявр, мас. %

Номер пробы	ТУ-25-1		ТУ-25-2		ТУ-31		ТУ-41		ТУ-45	
	Ару-1-С	Ару-1-Р	Ару-1-С	Ару-1-Р	Ару-1-С	Ару-1-Р	Ару-1-С	Ару-1-Р	Ару-1-С	Ару-1-Р
Минерал	Ару-1-С	Ару-1-Р	Ару-1-С	Ару-1-Р	Ару-1-С	Ару-1-Р	Ару-1-С	Ару-1-Р	Ару-1-С	Ару-1-Р
S	14,94	18,32	16,08	18,94	15,49	18,36	18,16	20,03	17,93	19,28
Fe	26,46	31,4	27,92	30,56	27,73	31,49	33,15	34,61	31,89	33,65
Co	3,76	2,32	3,12	2,44	4,11	2,23	0,47	0,13	1,28	0,48
Ni	2,89	0,64	2,25	0,81	1,62	0,38	0,24	–	0,29	0,02
As	51,83	47,69	50,57	47,45	50,93	46,8	47,86	45,47	48,52	46,38
Сумма	99,88	100,37	99,93	100,2	99,88	99,26	99,88	100,25	99,91	99,81
Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на (S + As) = 2										
S	0,805	0,946	0,852	0,965	0,831	0,957	0,94	1,014	0,927	0,986
Fe	0,819	0,931	0,850	0,894	0,854	0,942	0,985	1,006	0,946	0,987
Co	0,110	0,065	0,090	0,068	0,120	0,063	0,013	0,004	0,036	0,013
Ni	0,085	0,018	0,065	0,023	0,048	0,011	0,007	0,000	0,008	0,001
As	1,195	1,054	1,148	1,035	1,169	1,043	1,06	0,986	1,073	1,014
Ат. % As	39,7	35,0	38,2	34,7	38,7	34,6	35,3	32,7	35,9	33,8

Номер пробы	ТУ-41-1		ТУ-41-2		ТУ-29		ТУ-42		ТУ-41		ТУ-29		ТУ-42	
	Ару-2-С	Ару-2-Р	Ару-2-С	Ару-2-Р	Ару-2	Ару-2	Ару-2	Ару-2	Lo	Lo	Lo	Lo	Lo	Lo
Минерал	18,66	19,30	17,77	19,28	17,37	18,06	18,21	1,40	1,98	1,84	1,83	2,04	2,04	2,04
S	33,25	34,54	33,43	34,36	33,78	33,62	33,63	27,66	28,23	28,03	25,11	26,31	26,31	26,31
Fe	0,34	0,12	0,39	0,09	0,07	0,24	0,17	0,08	0,13	0,10	0,49	0,42	0,42	0,42
Co	0,49	–	0,38	–	0,17	0,26	0,11	0,09	0,10	0,13	2,07	0,68	0,68	0,68
Ni	47,96	46,72	48,59	45,80	48,80	47,87	48,09	70,27	69,35	69,94	70,26	70,04	70,04	70,04
As	100,70	100,67	100,55	99,53	100,19	100,05	100,21	99,51	99,79	100,04	99,76	99,49	99,49	99,49
Сумма	Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на (S + As) = 2													
S	0,952	0,982	0,921	0,992	0,908	0,937	0,939	0,089	0,125	0,116	0,114	0,127	0,127	0,127
Fe	0,975	1,009	0,996	1,015	1,014	1,001	0,996	1,009	1,024	1,013	0,904	0,944	0,944	0,944
Co	0,009	0,003	0,011	0,002	0,002	0,007	0,005	0,003	0,004	0,003	0,017	0,014	0,014	0,014
Ni	0,014	0,000	0,011	0,000	0,005	0,007	0,003	0,003	0,003	0,004	0,071	0,023	0,023	0,023
As	1,048	1,018	1,079	1,008	1,092	1,063	1,061	1,911	1,875	1,884	1,886	1,873	1,873	1,873
At. % As	34,9	33,8	35,7	33,4	36,1	35,2	35,3	63,4	61,8	62,4	63,0	62,8	62,8	62,8

Примечание. Ару-1 и Ару-2 — арсенопириты 1-й и 2-й генерации соответственно, индексы С и Р — данные для центральной части зерен и для их внешней зоны соответственно.

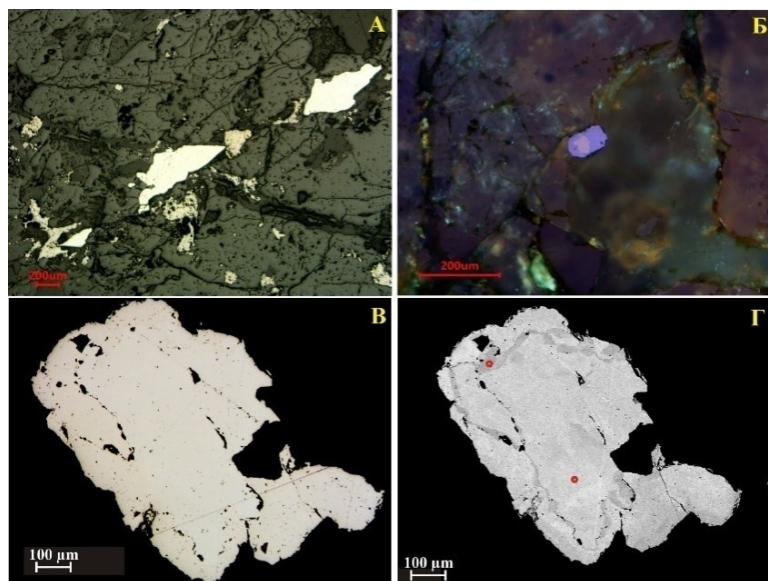


Рис. 26. Арсенопирит в породах рудопроявления Малъявр:
 А — цепочка гипидиоморфных зерен перекристаллизованного арсенопирита с микровключениями самородных металлов и теллуридов, фото аншлифа, без анализатора; Б–Г — зональность в арсенопиритах: Б — арсенопирит-1, фото аншлифа, с анализатором, В — арсенопирит-2, фото искусственного аншлифа, без анализатора, Г — BSE-изображение того же зерна с точками анализа состава на микрозонде

Состав арсенопирита и его ассоциация с пирротинном говорят о формировании арсенопирита с содержанием мышьяка 34,6–35,9 ат. % As при температуре 480–540 °С, а арсенопирита с 32,7–33,8 ат. % As — в интервале температур 420–480 °С. Второй из указанных пределов температуры минералообразования соответствует температурному интервалу формирования пегматитов, определенному по составу газово-жидких включений в берилле и с помощью минеральных геотермометров [Пономарева и др., 2015].

Лёллингит чаще встречается в виде включений в арсенопирите-2 (рис. 27, А, Б), реже в ильмените, либо образует отдельные неправильной формы зерна размером до 0,8 мм в метасоматитах геденбергит-амфиболовой зоны. В составе лёллингита отмечены примеси никеля — до 2 мас. % и кобальта — до 0,5 %, которые замещают железо, а также серы — до 2 мас. %, входящей в позицию мышьяка (см. табл. 13).

В крупных зернах перекристаллизованного арсенопирита и в лёллингите отмечены многочисленные включения самородных золота и висмута, эриджиты, в ассоциации с которыми также встречаются мальдонит, жозеит-В, хедлейит и гессит. Включения поли- и мономинеральные, размером до 0,2 мм, угловатой неправильной формы (рис. 27, Б, 28).

Наиболее высокая концентрация выделений золота, висмута и теллурида висмута наблюдается по границе включений лёллингита и арсенопирита (рис. 27, Б).

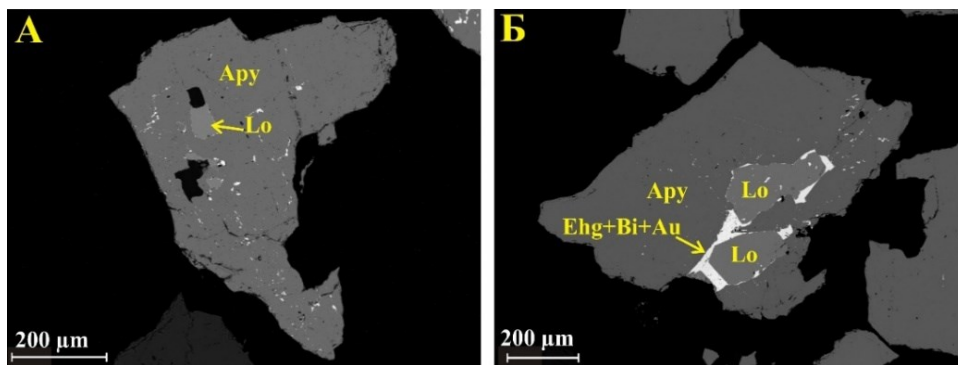


Рис. 27. Включения лёллингита, золота, висмута и эриджита в арсенопирите.
BSE-изображение

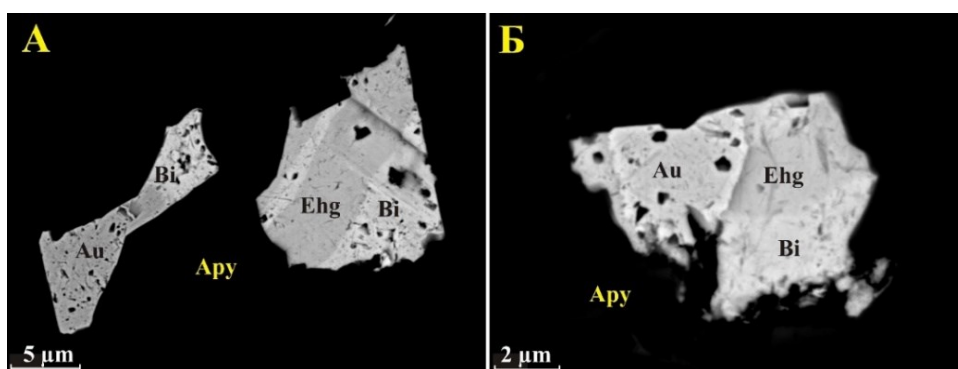


Рис. 28. Полиминеральные включения золота, висмута и эриджита в арсенопирите.
BSE-изображение

Золото средней пробы, реже высокой: содержание золота в составе сплава колеблется от 53 до 100 мас. %, преобладают значения в интервалах от 72 до 82 и от 92 до 98 мас. % Au (рис. 29). Кроме золота и серебра, в составе минерала выявлена примесь железа (до 2 мас. %) и мышьяка (до 0,11 мас. %) (табл. 14). По данным [Вороняева, Крупеник, 2021], состав золота варьирует от Au 71,54 мас. %, Ag 28,46 мас. % до Au 92,94 мас. %, Ag 7,06 мас. %, из элементов примесей авторы упоминают только Ag.

Таблица 14

Результаты микрозондового анализа самородного золота
рудопроявления Малъявр, мас.%

Fe	1,94	0,48	1,48	1,12	1,71	0,77	0,24	1,11	0,11	0,24	1,35	1,67
As	0,04	0,01	0,04	–	0,03	0,07	0,10	0,11	–	–	–	–
Ag	7,34	21,22	35,73	45,78	3,78	4,78	29,71	8,78	18,17	18,68	6,23	–
Au	88,97	77,08	61,42	53,10	94,19	92,83	69,32	89,45	77,69	78,62	91,16	99,22
Total	98,29	98,80	98,67	100,00	99,71	98,46	99,37	99,45	95,98	97,53	98,75	100,89

Коэффициенты кристаллохимической формулы												
Fe	0,063	0,014	0,040	0,028	0,056	0,026	0,007	0,036	0,003	0,007	0,044	0,056
As	0,001	0,000	0,001		0,001	0,002	0,002	0,003				
Ag	0,123	0,330	0,494	0,594	0,064	0,084	0,435	0,146	0,298	0,300	0,106	
Au	0,814	0,656	0,465	0,378	0,879	0,889	0,556	0,816	0,698	0,692	0,850	0,944

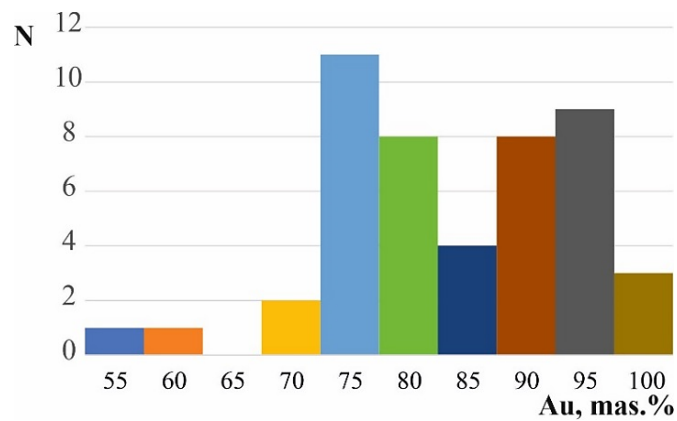


Рис. 29. Гистограмма содержания золота (мас. %) в минералах ряда золото-серебро рудопроявления Мальгявр (47 зерен)

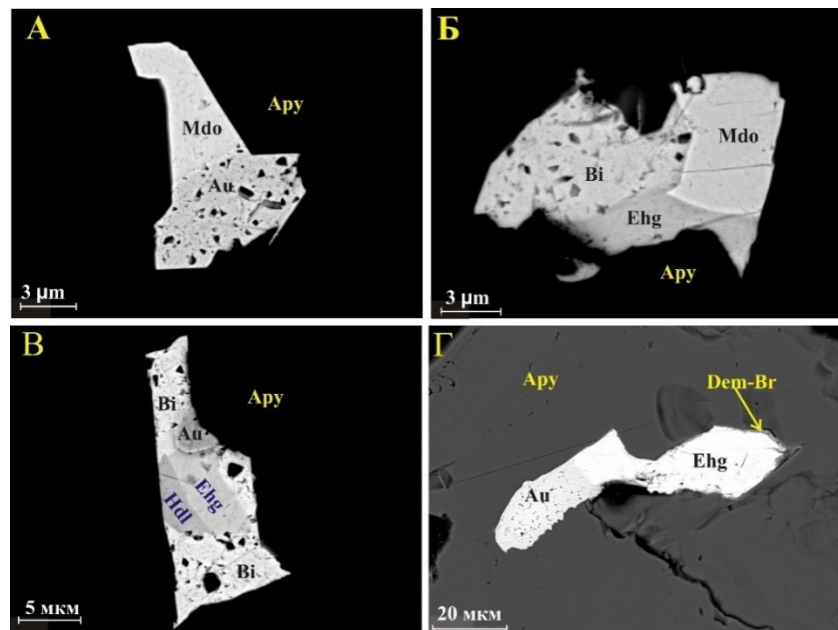


Рис. 30. Минералы золота и висмута во включениях в арсенопирите. BSE-изображение. А, Б — мальдонит с золотом, самородным висмутом и эриджитом; В — хедлейит и эриджит в сростании с золотом и самородным висмутом; Г — кайма демикелеита-Вг вокруг зерна эриджита

Висмут самородный содержит в качестве примеси мышьяк до 0,14 мас. % и железо до 1,4 % (табл. 15).

Мальдонит отмечен как в виде мономинеральных включений в арсенопирите размером менее 10 мкм, так и в полиминеральных включениях в сростаниях с висмутом самородным, эриджитом, реже с золотом. Зерна мальдонита в полиминеральных сростаниях отличаются идиоморфизмом, размером они не превышают нескольких микрометров (рис. 30).

Содержание висмута в эриджете Bi_8Te_3 составляет от 79,0 до 82,5 мас. %, теллура — от 16,4 до 18,7 мас. %. Эриджит, как и висмут самородный, в качестве примесей содержит мышьяк и железо (табл. 15). Размер его зерен достигает 0,1 мм.

Значительно реже, чем эриджит, встречается хедлейит Bi_7Te_3 , причем отмечены случаи сростания двух висмутотеллуридов без признаков замещения (рис. 30, С).

Жозеит-В отмечен в виде вросстка размером около 20 мкм в эриджете в составе полиминерального включения в арсенопирите (рис. 31, А).

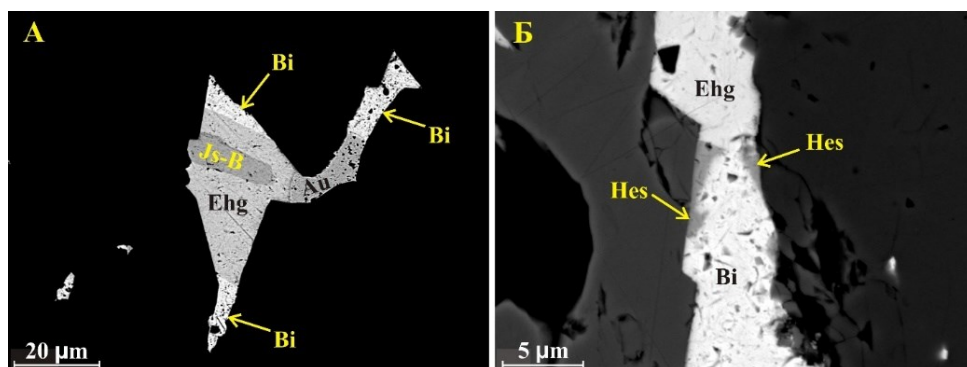


Рис. 31. Жозеит-В в составе полиминерального включения в арсенопирите (А) и кайма гессита у зерна самородного висмута (Б). BSE-изображение

Гессит развивается в краевой части одного из включений самородного висмута на границе с фазой Bi_3Te , размер выделений гессита около 1 мкм (см. рис. 31, Б).

Установлено замещение самородного висмута висмутином Bi_2S_3 (рис. 32, В, Г). В висмутине отмечено повышенное содержание брома до 4 мас. %. Кроме того, по границе эриджита и арсенопирита отмечено развитие демикелеита-Вг (Dem-Br) с формулой BiSBr (рис. 32, А). Появление демикелеита-Вг (и повышенное содержание Вг в висмутине), скорее всего, не связано с использованием бромформа при выделении монофракции арсенопирита, так как демикелеит-Вг развивается не на внешней границе зерна арсенопирита, а во включениях в нем.

По самородному висмуту отмечено также развитие вторичного минерала бисмоклита BiOCl , а эриджит при этом замещается фазой, в составе которой, кроме висмута, кислорода и хлора, присутствует также теллур (рис. 32, Б).

Результаты микрозондового анализа эриджита (Ehg), хедлейита (Hdl), мальдонита (Mdo) и самородного висмута (Bi) рудопроявления Мальявр, мас. %

Минерал	Ehg	Ehg	Ehg	Ehg	Ehg	Ehg	Ehg	Ehg	Ehg	Hdl	Hdl	Mdo	Mdo	Bi	Bi	Bi
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06	-	-
Fe	0,27	-	-	0,45	0,27	0,96	1,33	-	-	-	-	2,89	0,27	0,27	0,27	1,37
As	0,08	-	-	0,00	0,03	-	0,10	-	-	-	-	0,12	0,13	0,13	0,05	0,14
Te	18,61	18,68	18,34	16,38	18,29	18,36	18,25	23,45	24,93	-	-	-	0,00	-	-	-
Au	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	63,78	62,82	-	-	-	-
Pb	-	0,78	-	-	-	0,94	-	4,08	-	-	-	-	-	-	-	-
Bi	81,49	80,54	80,23	82,49	80,36	79,64	79,05	72,47	75,07	36,22	33,85	99,02	99,02	99,88	99,88	98,43
Total	100,45	100,00	98,56	99,39	98,95	99,89	98,73	100,00	100,00	100,00	100,00	99,68	99,49	100,20	100,20	99,94
Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на 11 атомов в эриджите, 10 атомов в хедлейите и 3 атома в мальдоните																
S				0,047										0,004		
Fe	0,099			0,168	0,099	0,347	0,479					0,291	0,010	0,010	0,010	0,049
As	0,022				0,008		0,028					0,009	0,004	0,001	0,004	0,004
Te	2,962	3,006	2,998	2,646	2,956	2,896	2,879	3,340	3,523							
Au											1,954	1,791				
Pb		0,077						0,358								
Bi	7,917	7,915	8,003	8,140	7,934	7,667	7,615	6,302	6,477	1,046	0,910	0,982	0,982	0,989	0,989	0,947

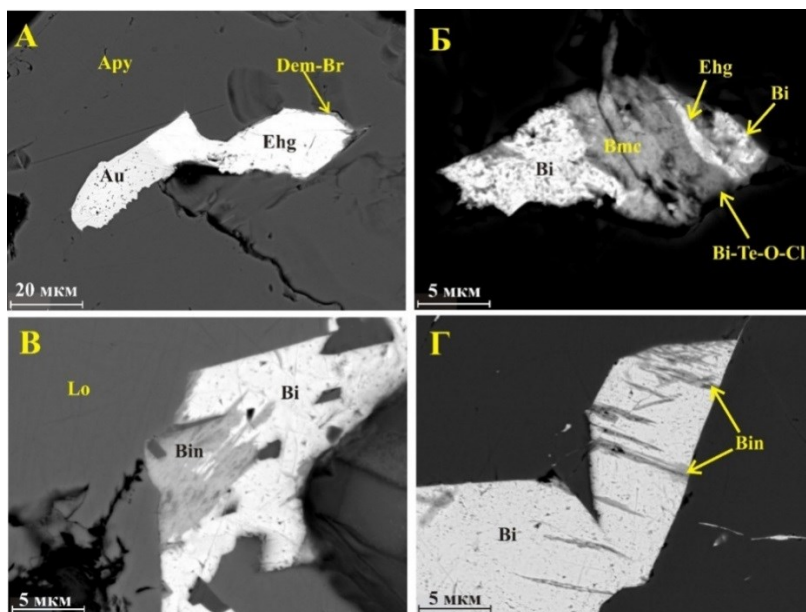


Рис. 32. Вторичные минералы, развивающиеся по самородному висмуту и эриджиту: демикелит-Br (А), висмоклит и фаза Bi-Te-O-Cl (Б). Висмутин (В, Г)

В своей статье Л. В. Вороняева и З. В. Крупеник [2021] в составе минерализации упоминают также присутствующие в единичных знаках в протолочных пробах герсдорфит, галенит, теллуrowисмутит и ауростибит, но документальное подтверждение этих находок не приводится.

Среди оксидов в составе минерализации преобладает, как правило, ильменит, однако в некоторых образцах метасоматитов из геденбергит-роговообманковой зоны отмечается обильная тонкая вкрапленность магнетита — до 25 об. % породы.

Генезис рудопроявления рассмотрен нами в статье [Kalinin et al., 2024], процесс формирования минерализации золота был многоэтапным. Повышенный фон золота и мышьяка характерен для конгломератов, которые вмещают рудоносные метасоматиты. На этапе регионального метаморфизма пород по биотитовым гнейсам-метаконгломератам сформировались метасоматиты, несущие сульфидную (арсенопирит-пирротиновую) минерализацию с золотом. При внедрении гранит-пегматитов сульфидная минерализация была перекристаллизована, что и привело к формированию оруденения в его настоящем виде. Генетический тип рудопроявления следует рассматривать как орогенный, регенерированный при внедрении пегматитов.

2.3. Оленегорский зеленокаменный пояс

В *Оленегорском зеленокаменном поясе* золоторудная минерализация пока изучена только на двух самых крупных месторождениях железистых кварцитов — *Оленегорском* и *Кировогорском*.

При изучении на золото Оленегорского месторождения, проводившемся в последней четверти XX в., были выявлены два золотоносных участка в зоне развития сульфидно-магнетитовых кварцитов [Золото в месторождениях..., 2005], а также установлена золотоносность скарноидов и гидротермальных жил [Золотоносность..., 1999; Базай, Иванюк, 2006, 2008].

В северном борту карьера Оленегорского месторождения (видимо, в лежачем боку рудного тела. — *А. К.*) на участке, интенсивно насыщенном жилами пегматитов, пегматоидных гранитов и метагаббродиоритов, была вскрыта зона золотосодержащих сульфидно-магнетитовых кварцитов мощностью 18–30 м. Среднее содержание золота в породе этой зоны по данным пробирного анализа составило 1,36 г/т, а в отдельных пробах достигало 5,5 г/т, серебра — 3,2 г/т (максимум 10,6 г/т) на мощность 18,0 м [Золото в месторождениях..., 2005]. Другая зона золотосодержащих кварцитов была установлена в висячем боку рудного тела, ее мощность составляла от 30 до 120 м, протяженность — 800 м, содержание золота от 0,01 до 1,5 г/т (максимально 2,2 г/т) [Золото в месторождениях..., 2005].

На границе сульфидно-магнетитовых железистых кварцитов и глиноземистых гнейсов в Оленегорском месторождении развиты скарноиды — метасоматические породы, в которых породообразующими минералами являются амфибол, по составу отвечающий ферропаргаситу — алюиноферрочермакиту, аннит, высококальциевый альмандин, эпидот-клиноцоизит, кальцит, кварц, пирротин и пирит [Базай, Иванюк, 2006]. Второстепенные и акцессорные минералы скарноидов — ферроактинолит, алланит и алланит-(Ce), циркон, шеелит, фторапатит, титанит, монацит, ксенотим, кайнозит-(Y) и флюорит.

На Кировогорском месторождении установлена такая разновидность скарноидов, как магнетит-клинопироксеновые породы, они состоят из диопсида, магнетита, кальцита, кварца, второстепенные минералы — актинолит, флогопит, клинохлор, андрадит и эпидот.

В железистых кварцитах, особенно часто в сульфидно-магнетитовых кварцитах, в магнетит-клинопироксеновых породах и во вмещающих железистые кварциты биотитовых гнейсах установлены гидротермальные жилы мощностью от первых миллиметров до 50–80 см и протяженностью в первые метры [Низкотемпературные..., 2001]. В гематито-магнетитовых кварцитах преобладают кварцевые жилы, в магнетитовых кварцитах, кроме кварцевых, встречаются кальцитовые, кальцит-диопсидовые, альмандин-биотит-кварцевые и альмандин-роговообманковые жилы. В сульфидно-магнетитовых кварцитах преобладают альмандин-биотит-кварцевые и альмандин-роговообманковые жилы, часто с богатым пирит-пирротинным оруденением. Более всего разнообразны по составу жилы во вмещающих биотитовых, роговообманковых и глиноземистых гнейсах: установлены кальцит-эпидот-кварцевые, диопсид-кальцитовые, кальцит-гроссуляр-кварцевые, цеолит-кварцевые, титанит-мейонит-кварцевые, кварцевые, цеолитовые, кальцит-датолитовые, пектолитовые и кальцитовые жилы. Возраст формирования метасоматитов и гидротермалитов попадает в сравнительно узкий интервал —

2645–2675 млн лет (U-Pb-метод, по циркону) и соответствует регрессивной стадии неогархейского этапа регионального метаморфизма [Состав, происхождение..., 2012, Mesoarchaeon..., 2022].

Скарноиды, магнетит-клинопироксеновые породы и гидротермальные жилы нередко содержат богатое сульфидное оруденение, в составе которого преобладают пирротин (до 80 об. % сульфидной массы в скарноидах), пирит (до 60 об. %) и халькопирит (до 5 об. %). Местами появляется тонкая вкрапленность галенита, сфалерита и молибденита [Базай, Иванюк, 2006, 2008; Состав, происхождение..., 2012]. На участках развития сульфидов в составе минерализации выявлены золото низкой пробыности $Au_{0,39-0,56}Ag_{0,33-0,51}Fe_{0,03-0,18}$, самородные золотистое серебро $Ag_{0,70}Au_{0,25}Fe_{0,05}$, медь и висмут, ауруприды, а также такие сульфиды и теллуриды, как гессит, акантит, алтаит, виттихенит, кервеллеит, петцит, пильзенит, теллуrowисмутит, хедлейит, цумоит и некоторые другие. Размер выделений этих минералов не превышает 30 мкм.

Минерализация с золотом в скарноидах тяготеет к выделениям вторичных по отношению к породообразующим силикатам минералов — к пирротину, кальциту, андрадиту, грингалиту и др., развивающимся по трещинам в ферропаргасите, геденбергите, альмандине.

В магнетит-клинопироксеновых породах Кировогорского месторождения золото низкой пробыности вместе с галенитом отмечено во включениях в пирите. В гидротермальных жилах (в частности, в гроссуляр-кварцевой жиле в мусковит-биотитовых гнейсах на Оленегорском месторождении), в сетчато-прожилковом агрегате халькопирита и борнита, отмечена тонкая (до 30 мкм) вкрапленность золотистого серебра, а также самородного серебра, висмута, паркерита, виттихенита, халькозина, айкинита, миллерита [Базай, Иванюк, 2006, 2008].

В Геологическом институте КНЦ РАН было выполнено минералогическое изучение золотосодержащего концентрата Оленегорской обогатительной фабрики [Золотоносность..., 1999, Базай, Иванюк, 2008]. Концентрат был получен из технологических хвостов после магнитной сепарации и гравитационного разделения проб на концентрационных столах и гидроциклонах, содержание золота в нем составило 40 г/т [Золотоносность..., 1999; Базай, Иванюк, 2008].

Золото образует зерна, чешуйчатые, пластинчатые, крючковатые и проволоковидные, находящиеся в сростаниях с кварцем, магнетитом, роговой обманкой и сульфидами. Иногда внутри зерен наблюдались мирмекитоподобные выделения магнетита, кубической формы включения алтаита. Отмечены правильные кристаллы с гранями октаэдра, тетрагексаэдра и куба, часто на гранях кристаллов встречаются каверны и дырки. Преимущественный размер зерен — 0,2–0,5 мм, максимально — 5,6 мм. Некоторые зерна золота пористые, сложенные губчатым агрегатом золота, и зональные — микропористое ядро и крупнопористая внешняя часть зерен. Цвет золота желтый, иногда зеленоватый или коричневатый, медистое золото — бронзово-желтое. Отдельные зерна покрыты пленкой борнита 10–50 мкм, благодаря чему они приобретают черный цвет и матовый блеск [Золотоносность..., 1999].

Состав минерала варьирует от $Ag_{0,51}Au_{0,49}$ до $Au_{0,94}Ag_{0,06}$ [Золотоносность..., 1999; Базай, Иванюк, 2008]. Краевые части некоторых зерен, по сравнению с ядрами, обогащены серебром. В качестве примеси установлена медь до 3,4 ат. %. В обогащенных медью зернах выявлена структура распада золота с интерметаллическими соединениями — тетрааурокупридом и купроауридом.

Кроме золота, в составе минерализации в концентрате выявлены самородные серебро (до 12 ат. % Au), медь (99,7 % Cu), теллур. В сростании с золотом установлены сульфиды: борнит, галенит, пирит, халькопирит, теллуриды алтаит, вейссит, костовит, селениды берцелианит, буковит и клаусталит [Базай, Иванюк, 2006, 2008]. В статье Н. Н. Голикова с соавторами [Золотоносность..., 1999] упоминается также рикардит.

Генетический тип золоторудного проявления пока нельзя определить однозначно. С учетом того, что формирование минерализации приурочено к регрессивному этапу регионального метамorfизма, на данном этапе его следует классифицировать как орогенное, но, скорее всего, регенерированное при развитии гидротермальных жил, которые, в свою очередь, могут быть связаны с проявлениями магматической активности (дайки, тела гранит-пегматитов).

2.4. Стрельнинский зеленокаменный пояс

В результате попутных поисков при картировочных работах, проведенных главным образом в 1970–1980-е гг. силами Центрально-Кольской экспедиции и НПО «Аэрогеология», в Сергозерском блоке Стрельнинского зеленокаменного пояса было установлено рудопроявление золота Ворговый, к западу от него выявлены пункты минерализации Фомкин ручей и Горелый бор (с содержанием $Au > 1$ г/т), а в Сосновско-Стрельнинской купольно-складчатой зоне — пункт минерализации Оленное [Гавриленко, Калинин, 1997; Государственная..., 2012]. По результатам поисковых работ на золото, проведенных ОАО «Центрально-Кольская экспедиция» в 2014 г., выявлено рудопроявление золота Сергозерское.

Геологическое строение *Сергозерского рудопроявления* определяется пачкой метавулканитов основного-ультраосновного состава (амфиболитов и амфиболовых сланцев) мощностью 130–170 м в толще тонкозернистых сланцев биотит-кварцевого и мусковит-биотит-кварцевого состава (рис. 33, 34).

Нижняя часть пачки метавулканитов сложена преимущественно хлорит-актинолитовыми амфиболитами с прослоями тальк-хлорит-актинолитовых сланцев в нижней части разреза (рис. 33, 34). Верхнюю часть разреза метавулканитов слагают роговообманковые амфиболиты, иногда с клиноцоизитом.

Супракрустальные толщи прорываются дайковыми телами диоритовых порфиров мощностью до 20 м, малыми телами и жилами порфировидных гранитов. Дайки диоритовых порфиров вмещающие амфиболиты и двуслюдяные гнейсы секут под острым углом (рис. 34).

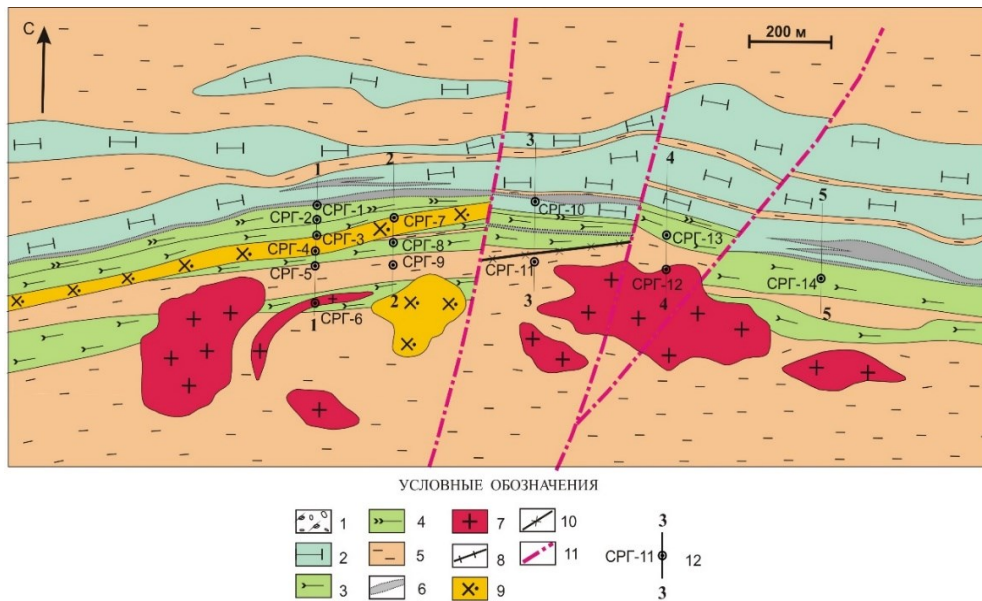


Рис. 33. Схематическая геологическая карта Сергозерского рудопоявления (по [Калинин и др., 2017б]). *Условные обозначения:*

1 — четвертичные отложения; 2 — хлорит-актинолитовые амфиболиты (коматиитовые базальты) и тальк-хлорит-актинолитовые сланцы (метакоматииты); 3 — роговообманковые и клинозоизит-роговообманковые амфиболиты (толеитовые базальты); 4 — карбонатизированные и окварцованные («полосчатые») роговообманковые амфиболиты; 5 — мусковит-биотит-кварцевые и биотит-кварцевые плагиосланцы; 6 — зоны интенсивного метасоматического изменения пород (хлорит-кальцитовые, биотит-кальцитовые, биотитовые, кварцевые и другие метасоматиты, часто графитсодержащие); 7 — плагиомиоклиновые граниты; 8 — дайки плагиомиоклиновых гранитов, вне масштаба; 9 — диоритовые порфиры и биотитовые гнейсы по ним; 10 — то же, вне масштаба; 11 — тектонические нарушения; 12 — линии буровых разрезов, скважины и их номера

Все породы Сергозерского участка, за исключением плагиомиоклиновых гранитов, расланцованы, смяты в мелкие складки, разбиты сетью поздних прожилков, участками брекчированы (то есть наряду с вязкими отмечены хрупкие деформации) и метасоматически изменены.

Основные процессы метасоматического преобразования пород — хлоритизация (до 60 об. % новообразованного хлорита), биотитизация (до 10 об. % биотита в породе), карбонатизация, графитизация и окварцевание. Общая мощность полосы относительно интенсивного метасоматического изменения пород составляет 60–120 м, в среднем около 80 м (рис. 34), охватывает всю толщу роговообманковых амфиболитов, верхнюю часть толщи хлорит-актинолитовых пород, а также диоритовые порфиры дайкового комплекса, секущие амфиболиты.

К нижней части указанной зоны, где субстратом служат роговообманковые и хлорит-актинолитовые амфиболиты, а также диоритовые порфиры дайкового комплекса, тяготеют биотит-кальцитовые метасоматиты, к верхней части — хлорит-кальцитовые. Намечающаяся зональность метасоматических преобразований

может быть обусловлена как химическими причинами, так и температурой процесса: биотит-кальцитовые метасоматиты более высокотемпературные, чем хлорит-кальцитовые [Кольцов, 1996].

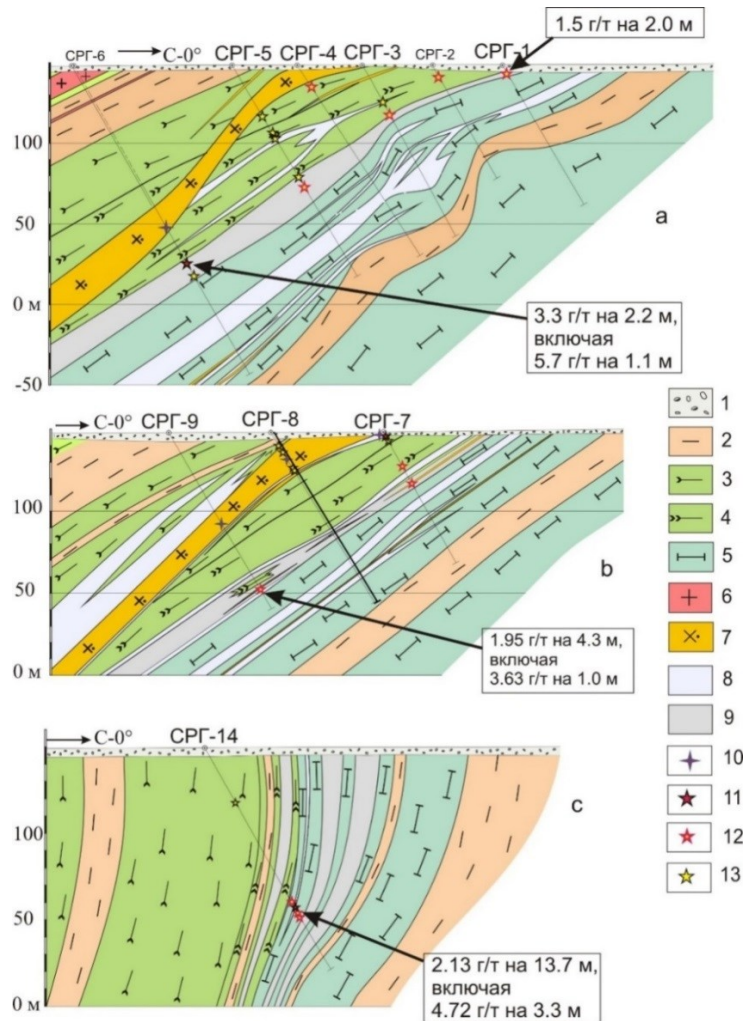


Рис. 34. Геологические разрезы Сергозерского рудопоявления: а — профиль 1-1; б — профиль 2-2; в — профиль 5-5 (по [Калинин и др., 2017б]).
 Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения; 2 — мусковит-биотит-кварцевые и биотит-кварцевые плагиосланцы; 3 — роговообманковые и клинозоизит-роговообманковые амфиболиты (толеитовые базальты); 4 — карбонатизированные и окварцованные («полосчатые») роговообманковые амфиболиты; 5 — хлорит-актинолитовые амфиболиты (коматиитовые базальты) и тальк-хлорит-актинолитовые сланцы (метакоматииты); 6 — плагиомикроклиновые граниты; 7 — диоритовые порфиры и биотитовые гнейсы по ним; 8 — зоны интенсивного метасоматического изменения пород (хлорит-кальцитовые, биотит-кальцитовые, биотитовые, кварцевые и др. метасоматиты); 9 — то же, графитизированные; 10 — проявления висмутовой минерализации; 11–13 — содержание золота в пробах: 11 — от 0,5 до 1,0 г/т; 12 — от 1 до 5 г/т, 13 — более 5 г/т

Высокие содержания золота (от 1 до 5,7 г/т) контролируются зоной контакта толщ роговообманковых и хлорит-актинолитовых амфиболитов (основная рудная зона) и связаны преимущественно с биотит-кальцитовыми метасоматитами, развивающимися по разному субстрату: роговообманковым амфиболитам, диоритовым порфирам, хлорит-актинолитовым амфиболитам.

Выше по разрезу, в зоне развития арсенопиритовой минерализации в измененных роговообманковых амфиболитах, содержание золота тоже иногда повышается до 0,5–2,0 г/т (см. рис. 34), но здесь, скорее всего, мы имеем дело с серией мелких линз с перекристаллизованным арсенопиритом в зонах карбонатизации и окварцевания.

Геохимическая ассоциация золоторудной минерализации в основной рудной зоне включает золото и мышьяк, незначительно повышены содержания Ni, Co, Cu, Cr и W (рис. 35, табл. 16).

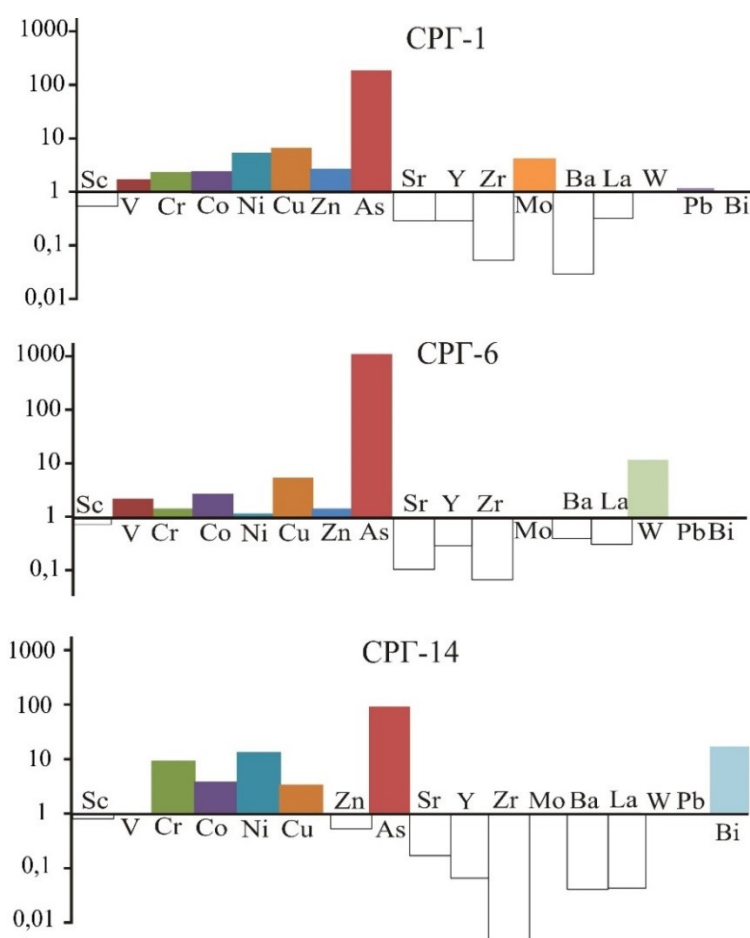


Рис. 35. Спектры малых элементов в минерализованных породах основной рудной зоны Сергозерского рудопроявления СРГ-6 (5,7 г/т Au), СРГ-1 (2,4 г/т Au), СРГ-14 (5,7 г/т Au), нормированные по среднему содержанию элементов в верхней части земной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Таблица 16

Содержание малых элементов в измененных породах Сергозерского проявления, г/т

Номер пробы	011300	010294	011578	011450	011435	011561	011554	011535	011446	011543	011551
Au	0,003	0,005	0,003	0,003	0,010	0,012	0,059	0,008	2,710	5,300	1,505
As	9	23	24	71	2	59	78	17	1405	534	1223
Cu	74	167	88	79	164	66	246	127	86	78	53
Ni	449	440	490	435	516	258	589	220	494	614	573
Co	41	46	44	48	54	35	65	35	56	79	66
Cr	1064	1056	1081	786	719	556	719	499	1003	847	886
V	110	122	94	74	125	68	142	107	149	82	108
Pb	2	2	9	12	17	2	2	2	33	2	2
Zn	36	37	31	38	130	28	112	36	83	40	46
Ba	3	23	3	69	111	30	172	101	111	18	190
Sr	73	105	34	186	87	41	35	90	252	33	78
P	171	167	167	248	556	234	498	274	73	259	114
La	2	2	2	2	14	2	11	2	4	2	2
Y	3,7	5,4	3,1	1,5	3,8	1,5	4,5	3,2	5,1	1,5	1,5
Zr	1,0	1,0	1,0	1,0	19,6	1,0	23,6	1,0	3,0	1,0	1,0
Au	0,016	0,003	0,036	0,015	0,030	0,005	0,13	16,9	0,77	0,73	
As	37	2	60	65	19	33	201	15920	2470	874	

Номер пробы	007774	011353	011478	011428	011028	011396	011390	004902	010308	010309
Cu	64	72	67	35	44	13	22	38	25	111
Ni	35	21	22	86	5	6	5	49	3	5
Co	20	19	49	39	6	12	5	26	6	7
Cr	65	42	60	168	56	69	73	907	15	106
V	31	63	141	159	8	23	3	7	3	11
Pb	2	2	2	2	57	13	28	4757	750	621
Zn	19	25	52	91	122	85	52	2111	53	221
Ba	3	3	38	323	159	621	188	3	158	252
Sr	14	10	19	36	36	29	30	1	27	21
P	195	447	558	1021	681	896	487	33	498	628
La	2	2	2	24	46	40	36	2	38	28
Y	1,5	6,3	7,9	5,3	7	4,6	5,5	1,5	5,8	4,8
Zr	1,0	3,0	1,0	8,2	23	22,2	30,4	1,0	24	21
Bi	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	92,3	33,6	29,0

Примечание. Пробы: 011300 — тальк-хлорит-актинолитовый сланец; 010294 — тальк-хлорит-карбонатная порода; 011578 — актинолит-хлоритовый сланец; 011450, 011435 и 011543 — хлорит-актинолитовый сланец; 011446, 011551 — то же, биотитизированный; 011561, 011535 — актинолитовый амфиболит; 011554 — актинолитовый амфиболит биотитизированный; 00774, 011353 и 011478 — роговообманковый амфиболит, в разной степени биотитизированный; 011428 — хлорит-биотитовый сланец по роговообманковому амфиболиту; 011028 и 011396 — биотитовый гнейс по диоритовому порфириту; 011390 — то же, интенсивно окварцованный.

Сульфидная минерализация характерна для всех пород рудопроявления, за исключением плагиомикроклиновых гранитов. Содержание рудных минералов и состав минерализации зависят от типа вмещающей породы, характера и интенсивности наложенных процессов.

В основной рудной зоне можно выделить два типа минерализации. Первый тип — ранняя минерализация колчеданного типа существенно пирротинового состава (пирротин с вросками халькопирита, сфалерита и пламенеvidного пентландита) во всех породах рудопроявления, как слабо, так и интенсивно измененных. Текстура минерализации вкрапленная, содержание сульфидов в двуслюдяных и биотитовых гнейсах — до 1 об. %, в амфиболитах — до 3 об. %, а на участках кварц-карбонатного прожилкования содержание рудных минералов повышается до 10–15 об. %; текстура оруденения — гнездовая и прожилковая. Второй тип — наложенная арсенопиритовая минерализация, контролируемая зонами гидротермально-метасоматического изменения роговообманковых и хлорит-актинолитовых амфиболитов и диорит-порфи́ров. Кроме арсенопирита, в ее составе установлены пирит, герсдорфит-кобальтин, пентландит, галенит, молибденит, шеелит, золото, изредка встречаются ульманнит и гессит. Метасоматиты по хлорит-актинолитовым амфиболитам существенно обогащены минералами никеля — пентландитом и герсдорфитом, вплоть до преобладания последнего над арсенопиритом. Текстура минерализации — вкрапленная, прожилково-вкрапленная, редко — гнездовая, содержание рудных минералов до 10 %. Именно с этим типом минерализации связано золото в основной рудной зоне рудопроявления.

Арсенопирит образует вкрапленность гипидио- и идиоморфных зерен ромбического габитуса, размер которых достигает 1 мм. Распределение минерала неравномерное — линзами мощностью до нескольких метров. В скважинах, пересекающих зону интенсивных метасоматических преобразований, интервалы с содержанием As выше 100 г/т составляют менее 30 % от ее мощности, а с видимым арсенопиритом и того меньше. Арсенопирит нередко замещает ранние сульфиды — пирротин и халькопирит. Его сростания с другими сульфидными минералами относительно редки, чаще всего это микровыделения галенита на границе арсенопирита с нерудными минералами либо зерна позднего пирита. В редких случаях в индивидах арсенопирита из вкрапленной минерализации отмечается зональность: внутренняя часть более мышьяковистая, а внешняя по соотношению As/S близка 1 к 1.

При развитии карбонат-кварцевых и кварцевых прожилков арсенопирит перекристаллизовывается, образуя метакристаллы размером до 5 мм (иногда до 8 мм) с многочисленными включениями пирротина, халькопирита, реже галенита и сфалерита, а также ильменита и золота. Метакристаллы арсенопирита обычно встречаются в краевой части прожилков и в их экзоконтактовых зонах, а внутри прожилков отмечаются редко. У метакристаллов чаще, чем у индивидов арсенопирита вкрапленной минерализации, отмечается зональность по отношению As/S, хорошо различимая под микроскопом.

Для арсенопирита характерны небольшие примеси Ni (до 2 %) и Co (до 1,75 %) и некоторый избыток As по отношению к S [Новые перспективные..., 2017] (табл. 17). Содержание As 34,5–35,4 ат. % в арсенопирите из ассоциации с пирротинном (без пирита) указывает на температуру рудообразования 480–550 °C [Kretschmar, Scott, 1976; Бортников, 1993], что согласуется с температурой метаморфизма вмещающих пород.

Минералы ряда герсдорфит-кобальтин установлены в метасоматитах по хлорит-актинолитовым сланцам и амфиболитам, причем в отдельных случаях именно герсдорфит становится главным рудным минералом. Зерна герсдорфита гипидиоморфные до идиоморфных кубических, имеют размеры до 0,3 мм. Отмечено развитие герсдорфита по пирротину в виде футляровидных кристаллов. Кроме пирротина, в сростании с герсдорфитом встречены арсенопирит, пентландит, ульманнит, галенит и гессит. Состав герсдорфита переменный по соотношению Ni:Co:Fe, вплоть до преобладания кобальтинового минала (табл. 18). Ульманнит обрастает герсдорфит, замещая его во внешних частях зерен. В ульманните отмечены примеси железа (до 1,6 мас. %) и мышьяка (до 2,8 мас. %).

Галенит образует микровыделения по трещинам в герсдорфите, а также вместе с ульманнитом и гесситом обрастает герсдорфит (развивается по границе герсдорфита с нерудными минералами). Размер зерен галенита до 10 мкм, гессита — первые микрометры (возможно, кроме гессита присутствует штюцит).

Самородное золото в аншлифах встречается относительно часто, отмечаясь уже при содержании Au в породе 0,1 г/т. Исходя из этого, можем полагать, что доля тонкодисперсного золота в сульфидах и сульфоарсенидах невелика, что подтвердилось и при лабораторных исследованиях руды на обогатимость. Лишь в одном случае микровключение золота (судя по бледно-желтому цвету, это золотистое серебро или золото низкой пробыности) обнаружено в пирротине вблизи контакта пирротина с халькопиритом, во всех остальных случаях выделения золота связаны с сульфоарсенидами.

Наиболее обычны выделения золота на границе зерен арсенопирита и/или герсдорфита с нерудными минералами (хлоритом, актинолитом, биотитом, кварцем) (рис. 36, Б–Г), а также среди нерудных минералов вблизи зерен сульфоарсенидов. Преобладают золотины размером 10–40 мкм, максимальный размер частиц — 0,1 мм. Форма частиц — изометричная, комковатая.

Отмечаются также микровключения золота в арсенопирите (рис. 36, Д), причем как в составе вкрапленной минерализации, так и в метакристаллах перекристаллизованного арсенопирита из приконтактных зон кварцевых и кварц-карбонатных прожилков.

Просечки золота (до нескольких микрометров) отмечены в герсдорфите (рис. 36, Е). В краевых частях зерен герсдорфита вместе с золотом обнаружены микровыделения ульманнита и гессита. В золотосодержащих пробах установлен акцессорный шеелит, повышается содержание галенита, который, как и золото, выделяется на контакте зерен арсенопирита и герсдорфита с нерудными минералами либо по трещинам в сульфоарсенидах.

Таблица 17
Химический состав арсенопирита Сергозерского рудопрооявления по данным микронзондового анализа, мас. %

Номер пробы	SRG2									
	SRГ6-141,0	SRГ14-113,4	SRГ8-8,7	SRГ8-17,3	SRГ7-2,6					
Fe	33,67	30,84	32,55	33,93	33,85	30,95	34,11	33,59	33,99	
Co	–	0,82	0,17	–	–	1,76	–	–	–	
Ni	0,03	1,37	0,13	–	0,26	0,85	–	–	–	
Ag	–	–	–	0,11	–	–	–	–	–	
As	47,35	47,85	47,86	47,21	47,10	49,34	46,83	48,96	46,29	
Sb	0,11	–	–	–	–	–	–	–	–	
S	18,78	18,29	18,41	18,75	18,71	17,10	19,06	17,45	19,72	
Сумма	99,94	99,17	99,12	99,99	99,93	100	100	100	100	
Коэффициенты кристаллохимической формулы										
Fe	0,990	0,914	0,961	1,000	1,000	0,929	1,001	1,003	0,991	
Co		0,023	0,005			0,024				
Ni	0,001	0,039	0,004		0,007	0,050				
Ag				0,002						
As	1,037	1,056	1,053	1,037	1,037	1,103	1,025	1,09	1,007	
Sb	0,001									
S	0,961	0,944	0,947	0,963	0,963	0,894	0,974	0,908	1,002	

Примечание. Арсенопириты проб SRГ7 и SRГ8 относятся к серебряно-висмутовой минерализации в диоритовых порфирах (Сергозерское-DD), остальные арсенопириты отобраны из основной рудной зоны Сергозерского рудопрооявления.

Таблица 18

Химический состав герсдорфита, кобальтина, ульманнита и гессита Сергозерского рудопоявления по данным микрозондового анализа, мас. %

Номер пробы	СРГ14-113,4		СРГ14-109,8		СРГ-3-24,7		SRG1			СРГ7-2,6			SRG1 Гессит
	Герсдорфит		Кобальтин		Ульманнит			СРГ7-2,6					
Fe	11,12	10,06	7,14	5,65	0,83	0,66	1,58	0,07	0,19	—	—	—	—
Co	3,1	8,73	5,83	20,2	—	—	—	3,42	3,33	3,11	—	—	—
Ni	20,81	15,94	20,92	8,98	26,75	26,55	25,48	23,54	23,36	24,61	—	—	—
Cu	—	—	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	61,42
Bi	—	—	—	—	—	—	—	0,75	1,03	—	—	—	—
Sb	0,06	—	0,27	—	56,73	56,32	56,37	58,19	57,18	57,39	—	—	—
As	47,14	46,77	48,56	46,62	1,35	2,64	2,82	—	—	—	—	—	—
S	18,36	18,13	16,14	19,2	14,34	13,83	13,75	14,42	14,63	14,46	—	—	—
Te	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	38,58
Сумма	100,58	99,63	99,00	100,66	100	100	100	100,39	99,73	99,56	100	—	—
Fe	0,331	0,303	0,222	0,166	0,032	0,025	0,061	0,003	0,01	—	—	—	—
Co	0,088	0,249	0,171	0,561	—	—	—	0,125	0,12	0,11	—	—	—
Ni	0,590	0,457	0,618	0,251	0,979	0,974	0,934	0,861	0,86	0,91	—	—	—
Cu	—	—	0,004	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,18
Bi	—	—	—	—	—	—	—	0,008	0,01	—	—	—	—
Sb	0,001	0,000	0,004	0,000	1,001	0,996	0,996	1,026	1,01	1,02	—	—	—
As	1,047	1,049	1,124	1,019	0,039	0,076	0,081	—	—	—	—	—	—
S	0,952	0,951	0,873	0,981	0,961	0,928	0,923	0,966	0,990	0,980	—	—	—
Te	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,82

Примечание. Ульманнит пробы СРГ7-2,6 относится к серебряно-висмутовой минерализации в диоритовых порфирах (Сергозерское-DD), остальные минералы — к основной рудной зоне Сергозерского рудопоявления.

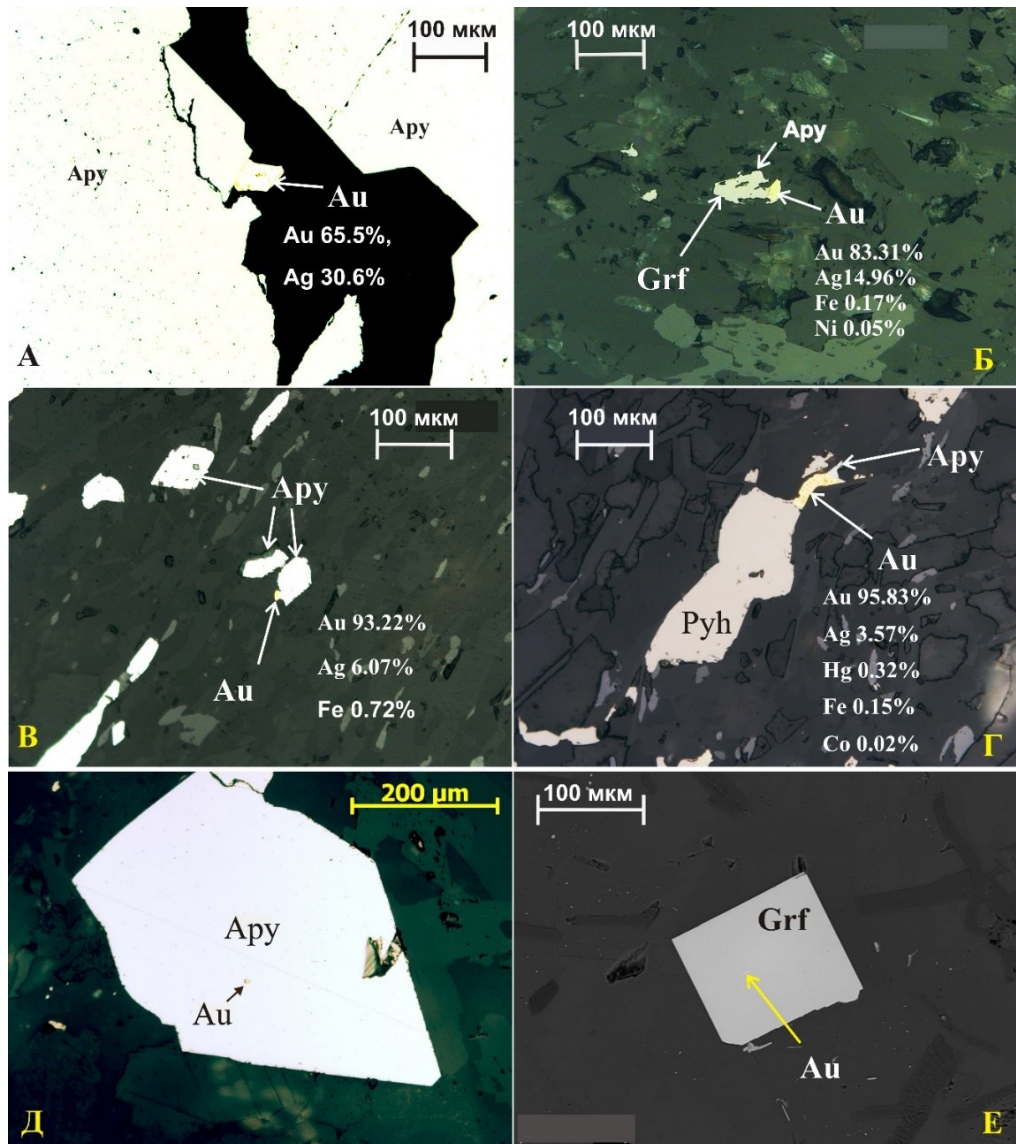


Рис. 36. Золото в сростаниях с арсенопиритом и герсдорфитом, фото шлифов (А–Д) и BSE-изображение (Е). А — выделение серебристого золота в кварце по трещине в арсенопирите, Б — золото на границе герсдорфита и силикатных минералов, В — выделение золота на границе арсенопирита и нерудных минералов, Г — золото в сростании с пирротинном и арсенопиритом, Д — включение золота в арсенопирите, Е — просечка золота в герсдорфите

Золото из линз с арсенопиритовой минерализацией в толще роговообманковых амфиболитов (микровключения в арсенопирите и выделения на границе зерен арсенопирита с нерудными минералами) низкопробное — около 655 ‰ (табл. 19). Золото из основной рудной зоны в роговообманковых амфиболитах преимущественно высокопробное (средняя пробность 957 ‰ по 16 анализам) и частью среднепробное

(средняя пробность 792 ‰ по 5 анализам), а в хлорит-актинолитовых породах отмечено в основном среднепробное золото (средняя пробность золотин 814 ‰, по 20 анализам), реже — низкопробное (672 ‰). В составе золота кроме серебра установлены микропримеси Fe (до 0,8 мас. %), Ni (до 0,2 мас. %), в отдельных зернах Cu (0,82 %) и Hg (0,32 мас. %) (табл. 19).

Таблица 19

Химический состав самородного золота Сергозерского рудопроявления по данным микрозондового анализа, мас. %

Номер шлифа	СРГ-6-141,0	СРГ-6-141,0	СРГ-6-141,0	СРГ14-109,7	СРГ14-109,8	СРГ14-113,4	СРГ-8-8,7
Fe	0,55	0,72	0,15	0,79	–	0,17	0,16
Co	–	–	0,02	–	–	–	–
Ni	0,20	–	–	–	–	0,05	–
Cu	–	–	–	0,82	–	–	–
Ag	5,35	6,07	3,57	31,23	14,24	14,96	30,62
Au	93,90	93,22	95,83	67,16	85,76	83,31	65,48
Hg	–	–	0,32	–	–	–	–
S	–	–	–	–	–	–	0,17
Сумма	100	100	99,89	100	100	98,49	96,42
Коэффициенты кристаллохимической формулы							
Fe	0,018	0,024	0,005			0,005	0,005
Co			0,001				
Ni	0,006					0,002	
Cu				0,020			
Ag	0,092	0,104	0,063	0,440	0,233	0,245	0,455
Au	0,884	0,872	0,925	0,519	0,767	0,748	0,532
Hg			0,003				
S							0,008

Примечание. Золото пробы СРГ-8-8,7 — из минерализованных линз в роговообманковых амфиболитах, остальные — из основной рудной зоны.

Геологические, геохимические и минералогические характеристики оруденения основной рудной зоны рудопроявления Сергозерского позволяют классифицировать его как орогенное. Геохронологические исследования показывают, что рудопроявление формировалось не на архейском, а на палеопротерзойском этапе регионального метаморфизма, возраст минерализованных метасоматитов составляет 1739 ± 86 млн лет [Новые перспективные..., 2017].

Серебряно-висмутовая с золотом минерализация на площади Сергозерского рудопроявления встречается исключительно в окварцованных либо в брекчированных

диоритовых порфирах (см. рис. 34). Далее в тексте и таблицах это проявление обозначено как *Сергозерское-DD* (Diorite Dyke). В составе серебряно-висмутовой с золотом минерализации установлены самородные металлы (висмут, золотистое серебро, серебро), теллуриды (хедлейит, гессит), селениды (икунолит), сульфиды и сульфосоли висмута и серебра (матильдит, лиллианит, эккерит, ялпаит, прустит, акантит, аргентопирит), а также недиагностированные минеральные фазы [Калинин, Савченко, 2017].

Геохимические спектры малых элементов в кварцевых жилах с серебряно-висмутовой минерализацией существенно отличаются от спектров минерализованных пород основной рудной зоны: геохимическая ассоциация включает Au, As, Ag, Pb, Bi, Zn (рис. 37, табл. 16).

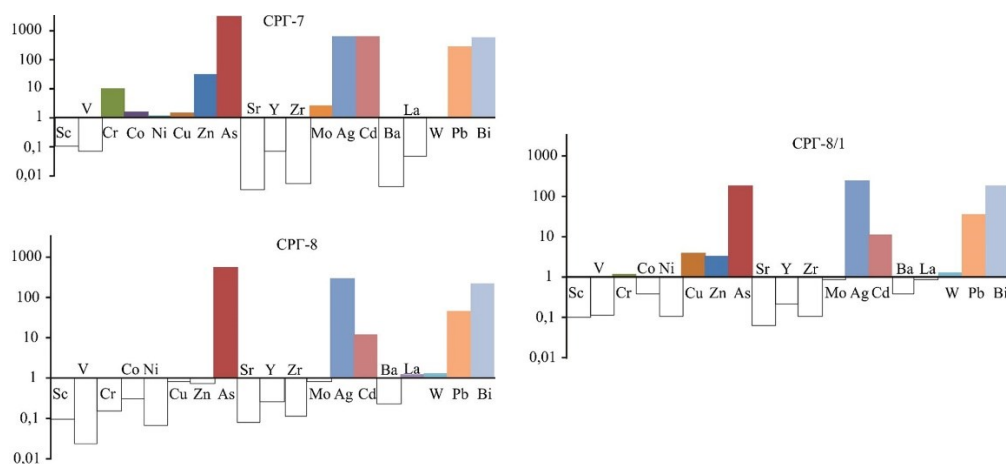


Рис. 37. Спектры малых элементов в кварцевых жилах с серебряно-висмутовой минерализацией Сергозерского рудопроявления СРГ-7 (16,9 г/т Au), СРГ-8 (0,77 г/т Au), нормированные по среднему содержанию элементов в верхней части земной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Минералы ряда золото-серебро представлены преимущественно богатыми серебром членами изоморфного ряда, вплоть до самородного серебра (табл. 20). При этом в пробе относительно слабо измененных диорит-порфиров отмечается золотистое серебро с содержанием золота 30–45 мас. % (столбцы 6–15 табл. 20), а в пробе сильно окварцованных диоритовых порфиров установлено самородное серебро, в котором содержание примеси золота 2,8–3,5 мас. % (столбцы 3–5, табл. 20).

Зерна минералов ряда Au-Ag ксеноморфные, размером чаще всего менее 10 мкм, максимально 25 мкм. Выделения благородных металлов располагаются преимущественно в краевой части зерен галенита. Если галенит обрастает зерна арсенопирита, то включения электрума и серебра располагаются на границе галенит — арсенопирит или по трещинам в арсенопирите (рис. 38, Г, Д).

Таблица 20
 Результаты анализа самородных металлов, теллуридов и сульфидов висмута и серебра Сергозерского-DD рудопроявления, мас. %

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
Fe	-	2,29	0,33	-	0,32	1,44	0,83	0,3	1,63	0,16	-	-	-	-	0,16	-	-	-	3,7	
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	0,44	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,82	
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,46	-	-	-	-	
Ag	-	-	95,94	95,21	92,99	60,26	54,02	69,18	62,36	65,88	69,43	52,96	56,98	68,29	57,36	-	-	-	58,93	
Au	-	-	3,01	2,83	3,00	38,3	45,15	30,52	35,57	35,19	30,91	47,04	43,47	32,71	41,85	-	-	-	-	
Bi	99,25	97,71	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	84,08	79,99	80,06	-	
Pb	-	-	0,45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,02	0,3	-	-	
Sb	0,75	-	-	1,96	2,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
S	-	-	0,28	-	1,63	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,96	1,09	-	-	
Se	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,94	0,15	0,14	-	
Te	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	18,47	19,81	36,55	
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	101,23	100,34	100,00	100,45	101	99,83	100,00	100,00	100,00	100,00	
Коэффициенты кристаллохимической формулы																				
Fe			0,007		0,006	0,033	0,020	0,007	0,037	0,004					0,004				0,231	
Cu									0,009						0,009				0,045	
Zn																				
Ag			0,965	0,966	0,907	0,717	0,672	0,800	0,727	0,771	0,804	0,673	0,705	0,792	0,705				1,907	
Au			0,016	0,016	0,016	0,250	0,308	0,193	0,227	0,226	0,196	0,327	0,295	0,208	0,282					
Bi	0,987	0,919														3,403	6,357	7,320		
Pb			0,002													0,042	0,024	0,000		
Sb	0,013	0,081			0,018											2,364	0,564			
S			0,010		0,053											0,636	0,033	0,034		
Se																				
Te																	2,403	2,966	1,000	

Примечание. 1, 2 — самородный висмут; 3–5 — самородное серебро; 6–15 — электрум; 16 — икунолит; 17, 18 — хеллейт; 19 — гессит. Кристаллохимические формулы самородных металлов рассчитаны на сумму атомов, равную 1, хеллейта и икунолита — на сумму анионов, равную 3, гессита — на 1 атом Те.

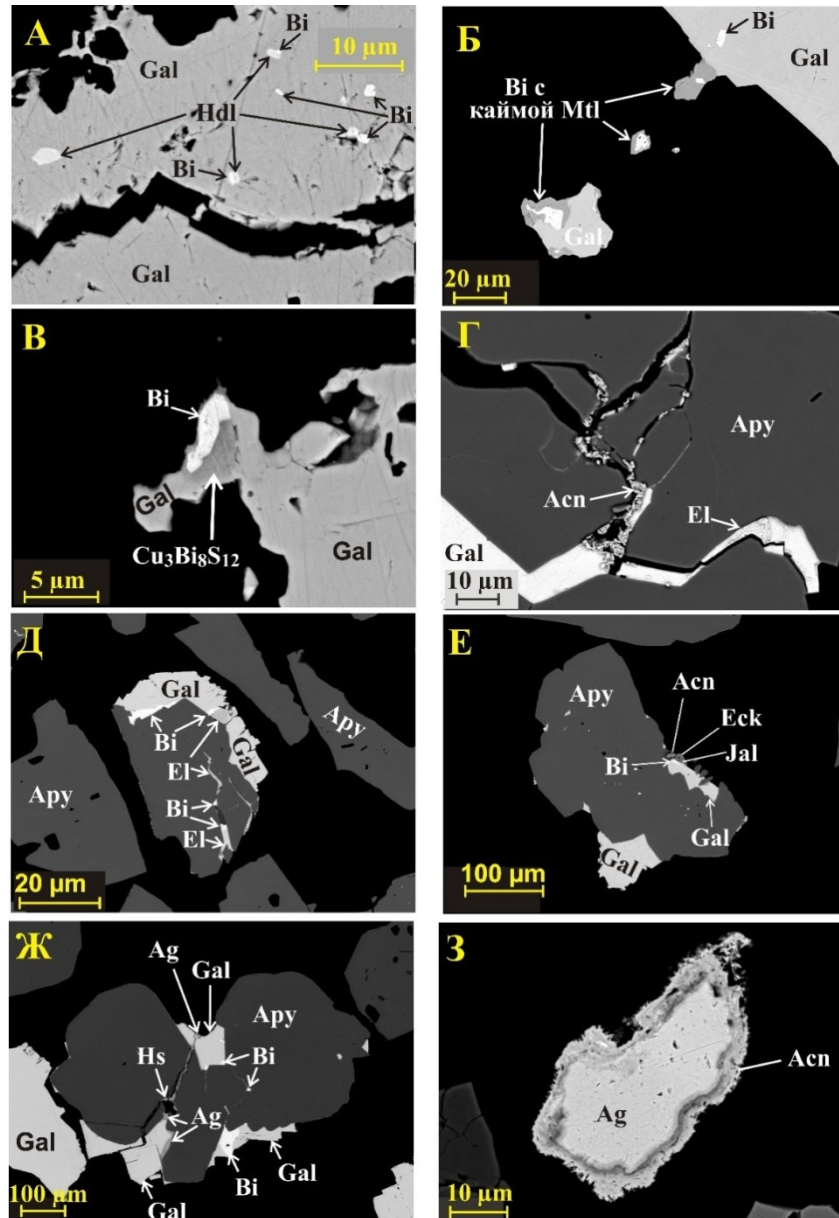


Рис. 38. Формы выделения минералов висмута и серебра в измененных диоритовых порфирах Сергозерского рудопоявления (BSE-изображение). А — вкрапленность самородного висмута и хедлейита в галените из зоны брекчирования диоритовых порфиров; Б — матильдит, развивающийся в виде каймы по самородному висмуту; В — сульфид меди и висмута, развивающийся в виде каймы по самородному висмуту; Г — золотистое серебро, галенит и акантит, развивающиеся по трещине в арсенопирите; Д — висмут и золотистое серебро на границе галенита с арсенопиритом и по трещине в последнем; Е — эскерит, ялпаит и акантит в краевой части зерна галенита, замещающегося поздним арсенопиритом; Ж — самородные серебро, висмут и гессит на границе галенита и арсенопирита; З — кайма акантита вокруг зерна самородного серебра; темная полоса по границе серебра и акантита — зона, обогащенная углеродом (графит?)

Отмечено также развитие самородных серебра и золотистого серебра вместе с галенитом и с висмутом по трещинам в арсенопирите. В составе золотистого серебра отмечена незначительная примесь железа, в самородном серебре присутствует примесь сурьмы (см. табл. 20).

Самородный висмут образует преимущественно эмульсионную вкрапленность в галените (рис. 38, А), более крупные (до 70 мкм) выделения, аналогично электриту и серебру (часто вместе с ними), тяготеют к краевым частям зерен галенита. В составе самородного висмута выявлена незначительная примесь сурьмы (см. табл. 20).

Гессит отмечен как микровыделение размером около 5 мкм в ассоциации с самородным серебром в трещине в зерне арсенопирита из пробы сильно измененных диоритовых порфиров. Примесь железа в гессите может быть связана с возбуждением зондом вмещающего арсенопирита (см. табл. 20).

Хедлейит установлен в виде собственных и полиминеральных (с самородным висмутом) включений и вростков размером менее 10 мкм в галените из зоны брекчирования диоритовых порфиров.

Селенсодержащая минеральная фаза выявлена только в одном случае: икунолит $\text{Bi}_4(\text{S},\text{Se})_3$ образует микровыделение размером около 2 мкм в сростании с галенитом. Вероятно, развитие икунолита связано с отличительной чертой состава галенита из зоны брекчирования, для которого характерна примесь селена (~0,4 мас. %). Примесь селена до 0,85 мас. % отмечается здесь и в других ассоциирующих с галенитом минералах — в сульфидах висмута и в хедлейите.

В окварцованных диоритовых порфирах по висмуту развиваются сульфиды и сульфосоли, содержащие серебро. В относительно слабо измененных диоритовых порфирах формируются экерит $\text{Ag}_2\text{CuAsS}_3$ и ялпаит Ag_3CuS_2 (рис. 38, Е, табл. 21). В интенсивно окварцованных породах наиболее широко распространен матильдит, кроме того, встречается прустит, а в единичных случаях отмечены пираргирит, лиллианит и аргентопирит (или штернбергит?). Размер выделений матильдита не превышает 15 мкм. Состав минерала варьирует по соотношению серебра и висмута, для многих выделений матильдита (проанализировано свыше 10 зерен) характерен некоторый дефицит катионов (табл. 21).

Прустит отмечен в сростаниях с галенитом и матильдитом (рис. 39); этот минерал образует гипидиоморфные зерна размером до 25 мкм. Отклонение кристаллохимической формулы прустита от стехиометрического соотношения элементов (табл. 21) объясняется особенностями микрозондового анализа этого минерала: как и многие другие сульфосоли серебра, прустит разлагается под воздействием электронного зонда и содержание Ag и As изменяется. В составе прустита установлена примесь меди (около 2 мас. %) (табл. 21).

Акантит и висмутин — наиболее поздние по времени образования минералы. Акантит развивается по самородному и золотистому серебру, матильдиту, замещая мелкие выделения этих минералов нацело, а крупные — в виде каймы (рис. 38, З). При этом видно, что зерно серебра от каймы акантита отделено тончайшим прослоем углеродистого вещества (видимо, графита) толщиной менее 1 мкм (рис. 38, З). Висмутин замещает самородный висмут. Отмечен также висмоклит.

Таблица 21
 Результаты анализа сульфидов и сульфосолей висмута и серебра Сергозерского-DD рудопрооявления, мас. %

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
Fe	—	0,44	—	0,85	0,13	—	—	0,15	1,05	1,17	2,03	0,58	—	35,69	—	0,62	0,4	
Cu	1,35	—	—	—	—	—	2,04	—	—	15,61	16,48	0,46	1,02	—	—	—	—	
Zn	—	—	—	—	0,78	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,81	
Pb	—	—	4,3	10,6	4,57	48,83	—	—	4,18	—	—	—	5,27	4,36	7,66	—	5,1	
Ag	26,69	28,63	23,56	23,21	22,19	13,05	65,80	65,83	55,88	69,10	47,16	84,52	79,4	35,34	3,95	3,33	—	
Bi	54,36	54,03	54,58	48,1	55,49	21,89	—	—	7,45	—	—	—	—	0,31	70,81	71,61	73,1	
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	15,9	—	—	—	—	—	—	—	—	
As	—	—	—	2,89	—	—	13,46	15,12	—	—	13,33	—	—	—	—	2,71	—	
S	17,6	16,9	15,77	14,62	16,12	16,22	18,70	17,42	15,52	14,12	21,00	13,16	14,3	24,3	17,58	18,28	18,06	
Сумма	100,0	100,0	98,21	100,27	99,28	100,0	100,0	98,52	99,98	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,00	96,55	99,47	
Коэффициенты кристаллохимической формулы																		
Fe				0,062	0,009			0,014	0,117	0,095	0,167	0,025		2,530		0,058	0,038	
Cu	0,077	0,030					0,165	0,000		1,115	1,188	0,018	0,036					
Zn					0,047												0,229	
Pb			0,084	0,207	0,088	2,795			0,125				0,057	0,084	0,202		0,131	
Ag	0,902	1,007	0,888	0,870	0,818	1,435	3,138	3,369	3,211	2,910	2,003	1,909	1,651	1,297	0,200	0,162		
Au												0,016						
Bi	0,948	0,981	1,062	0,931	1,056	1,242			0,221					0,006	1,855	1,803	1,863	
Sb									0,809									
As				0,156			0,924	1,114			0,815					0,190		
S	2,000	2,000	2,000	1,844	2,000	6,000	3,000	3,000	3,000	2,000	3,000	1,000	1,000	3,000	3,000	3,000	3,000	

Примечание. Сульфиды: 1–5 — матильдит, 6 — лиллиант, 7–8 — прустит (7 — микронзондовый анализ), 9 — шрагрит, 10 — яшпант, 11 — эккерит, 12–13 — акантит, 14 — аргентоприт, 15–17 — висмутин. Кристаллохимические формулы акантита рассчитаны на 1 атом S, матильдита и яшпанта — на 2 атома S, прустита, эккерита, аргентоприта — на 3 атома S, лиллианта — на 6 атомов S.

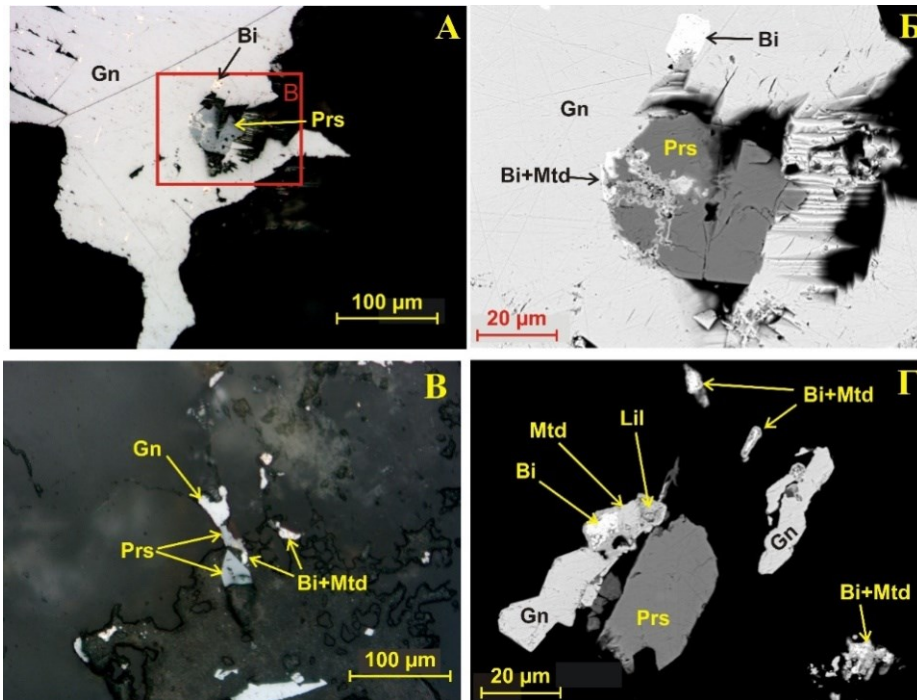


Рис. 39. Прустит в ассоциации с галенитом и минералами висмута в кварцевых жилах рудопроявления Сергозерского. Фото аншлифов, без анализатора (А, В), изображение в обратно-рассеянных электронах (Б, Г)

Для всех минеральных фаз висмута и серебра характерна ассоциация с галенитом. Состав минерализации претерпел эволюцию от ранних к поздним стадиям ее развития по мере увеличения интенсивности метасоматических преобразований.

Последовательность образования минералов висмута и серебра представляется следующей. Самородный висмут — наиболее ранний из них на Сергозерском рудопроявлении. Параллельно с ним формировались и другие интерметаллические соединения — висмутотеллуриды и золотистое серебро, встречающиеся вместе с висмутом во включениях либо в краевой части зерен галенита (см. рис. 38). Самородный висмут формировался при распаде твердого раствора в галените в условиях низкой активности серы и серебра; в противном случае в продуктах распада вместо самородного металла присутствовали бы сульфосоли Pb, Bi, Ag, S, например, лиллианит или матильдит, как это было описано нами на серебряно-висмутовом проявлении Малые Кейвы в северном обрамлении пояса Имандра-Варзуга [Калинин, Басалаев, 1992].

На более поздней стадии гидротермально-метасоматических преобразований повышение активности S привело к развитию сульфосолей и сульфидов висмута в виде каймы по самородному висмуту. При этом в зонах окварцевания диоритовых порфиров, где повышено содержание серебра, развивался преимущественно матильдит, реже эккерит и ялпаит, а в зоне брекчирования, где активность серебра низкая, — сульфиды висмута. На завершающих стадиях

в зоне наиболее интенсивного окварцевания диоритовых порфиров развивались минералы серебра — самородное серебро, прустит и, позднее, акантит.

Серебряно-висмутовая (с золотом) минерализация в окварцованных и брекчированных диоритах и золотая минерализация в основной рудной зоне рудопроявления контролируются одной и той же зоной метасоматического преобразования пород, но, по всей видимости, их связь ограничивается лишь сопряжением в пространстве. Приуроченность к разным типам пород с отличающимся характером метасоматического изменения, геохимические характеристики и минеральный состав оруденения указывают на различный генезис серебряно-висмутовой с золотом минерализации в окварцованных диорит-порфирах и собственно золотой минерализации в основной рудной зоне Сергозерского рудопроявления. Как сказано выше, минерализация в измененных амфиболитах основной рудной зоны отнесена нами к орогенному типу. Серебряно-висмутовую с золотом минерализацию в окварцованных диорит-порфирах скорее следует классифицировать как связанную с дайковым магматизмом.

Возраст дайки диорит-порфиров составляет 1874 ± 3 млн лет (U-Pb, по циркону), а время формирования минерализованных метасоматитов, развивающихся по диоритовым порфирам и по вмещающим амфиболитам неорархейского возраста, оценивается Rb-Sr методом в 1739 ± 86 млн лет [Новые перспективные..., 2017].

2.5. Тикшеозерский зеленокаменный пояс

В *Тикшеозерском зеленокаменном поясе* в пределах Иринегорской структуры, в южной части ТЗП, на участке г. Винча — оз. Степаново — оз. Еловое, ранее был выявлен ряд пунктов минерализации золота (с содержанием Au 0,1–2 г/т) и его элементов-спутников — сурьмы, мышьяка, серебра [Кулешевич, 2005; Государственная..., 2009]. Все они связаны с горизонтами пирит-пирротиновой минерализации в вулканогенных породах андезит-дацит-риолитовой углеродистой и андезибазальт-базальтовой формаций и относятся к золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидно-мышьяковой рудным формациям [Кулешевич, 2005]. Отдельные рудные точки золота были известны также в пределах Кичанской и Челозерской структур пояса. Наши исследования [Геологическое строение..., 2017] показали, что минерализация золота в породах Тикшеозерского пояса распространена значительно шире, чем считалось ранее. Проявления минерализации золота установлены в пределах Кичанской синформной складки в зонах надвигов, где наиболее интенсивно проявлены метасоматические преобразования пород. Одна из таких зон отчетливо прослеживается вдоль берега оз. Верхние Кичаны до оз. Средние Кичаны полосой шириной около 50 м на расстояние свыше 2,5 км (рис. 40).

В пределах этой полосы отмечаются линзы интенсивно измененных и сульфидизированных пород мощностью до нескольких метров и протяженностью в десятки и первые сотни метров. К таким линзам метасоматитов приурочены

проявления минерализации золота: проявление Верхние Кичаны расположено на юго-восточном берегу оз. Верхние Кичаны, проявление Средние Кичаны — на перешейке, разделяющем озера Верхние и Средние Кичаны (рис. 40).

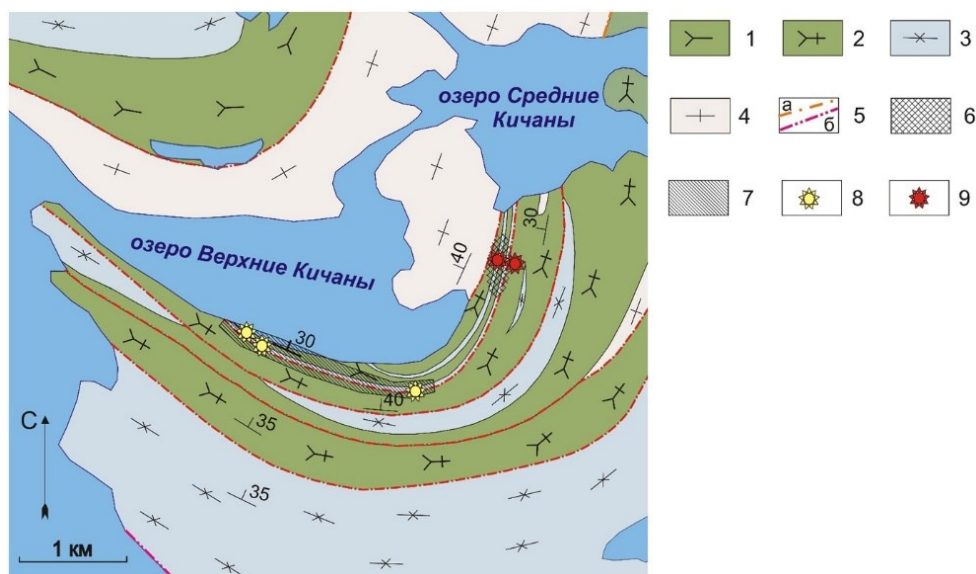


Рис. 40. Схема геологического строения участка проявлений золота Верхние и Средние Кичаны (по [Геологическое строение..., 2017], с изменениями).

Условные обозначения: 1 — гранатовые амфиболиты с прослоями и линзами биотитовых гнейсов; 2 — полевошпатовые амфиболиты; 3 — лейкократовые биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы с прослоями и линзами амфиболитов; 4 — плагиомикроклиновые биотитовые гнейсограниты и гнейсы Беломорского пояса; 5 — линии надвигов (а) и крутопадающих тектонических разрывов (б); 6–7 — участки интенсивного метасоматического преобразования амфиболитов: 6 — скарнирование и сопряженное окварцевание, 7 — скаполитизация, эпидотизация и окварцевание; 8–9 — проявления минерализации золота, более 0,5 г/т: 8 — связанные с пирит-пирротиновой минерализацией в скаполит-диопсид-кварцевых метасоматитах (Верхние Кичаны), 9 — связанные с пирротин-арсенопиритовой минерализацией в кварцевых метасоматитах (Средние Кичаны)

На рудопроявлении *Средние Кичаны* (см. рис. 40) зона рассланцевания, смятия и окварцевания пород с пирротин-арсенопиритовой минерализацией приурочена к тектоническому контакту роговообманковых амфиболитов с гранатовыми амфиболитами, мощность зоны 1,2–1,5 м.

Строение тела минерализованных кварцевых метасоматитов асимметрично зональное. Центральная его часть сложена кварцевыми метасоматитами с обильной пирротин-арсенопиритовой вкрапленностью. Тело кварцевых метасоматитов линзовидное, мощностью до 30 см, вскрыто расчисткой по простиранию на 5 м и прослежено на 20 м [Геологическое строение..., 2017]. Окварцованные амфиболиты внешней зоны тела метасоматитов содержат сульфидную вкрапленность (до 5 об. %) арсенопирита, пирротина, поздних пирита и марказита.

Мощность подзоны в висячем боку линзы кварцевых метасоматитов составляет до 70 см, в лежащем — около 5 см. Средневзвешенное содержание золота в минерализованных породах составило 4,4 г/т на мощность 1,3 м, включая 0,3 м с содержанием Au 17,9 г/т [Геологическое строение..., 2017].

В породах, несущих минерализацию золота, существенно возрастает содержание As (максимально 1,4 мас. %), Te, Se, Ag, Bi (табл. 22); в геохимический спектр элементов следует включить также Cu, Co, Ni, Zn, Cr, Cd (рис. 41).

Состав рудной минерализации достаточно прост: здесь установлены арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, самородное золото, теллуриды и сульфотеллуриды висмута, козалиит, поздние пирит и марказит. Текстура оруденения вкрапленная, гнездово-вкрапленная, а на участках интенсивного развития поздних марказита и пирита — прожилково-вкрапленная, размер зерен сульфидов в основном менее 0,5 мм. Состав арсенопирита (табл. 23) и его ассоциация с пирротином (без пирита) указывают на температуру образования минерала 400–480 °С [Геологическое строение..., 2017].

Таблица 22

Содержание малых элементов в породах рудопроявлений
Средние и Верхние Кичаны, г/т

Элемент	КС-1203	КС-1204	КС-1205	КС-1206	КС-1209	КС-1106	КС-1085
Li	33,1	34,8	20,0	39,9	25,4	19,9	17,3
Be	1,0	1,2	0,56	0,50	1,3	0,67	0,26
Sc	16,8	15,8	29,7	38,0	35,4	19,9	39,5
V	151	151	144	197	180	308	235
Cr	206	94,9	757	945	908	108	242
Co	48,5	43,2	219	64,4	103	27,7	59,7
Ni	129	111	330	339	326	98,4	201
Cu	148	75,4	594	34,9	318	488	796
Zn	189	192	2291	242	577	3958	169
Ga	18,2	18,9	8,8	10,5	12,7	17,1	14,7
As	275	197	14260	135	11773	46,3	18,0
Se	1,5	< 1	< 1	н. о	< 1,2	2,1	< 1,3
Rb	38,2	43,5	33,8	23,9	50,0	9,5	6,8
Sr	164	202	84,9	57,9	91,2	154	96,5
Y	15,0	16,3	8,3	12,6	8,8	22,1	14,4
Zr	33,2	58,4	9,3	18,8	8,7	36,4	9,7
Nb	5,8	12,0	3,9	3,8	6,4	3,7	1,3
Mo	3,8	3,2	7,2	18,3	2,5	10,2	4,3
Ag	1,3	0,38	1,3	0,19	1,2	7,3	1,4
Cd	0,46	0,39	52,5	0,61	1,2	37,2	0,613
Sn	2,1	1,9	1,7	1,2	1,0	3,2	3,0
Sb	1,1	0,75	0,92	0,44	2,4	5,5	1,3

Окончание таблицы 22

Элемент	КС-1203	КС-1204	КС-1205	КС-1206	КС-1209	КС-1106	КС-1085
Te	0,42	0,13	0,82	н. о	1,1	0,86	0,15
Cs	13,1	18,7	13,9	3,7	26,5	1,7	0,75
Ba	91,9	93,0	97,7	74,2	128	92,6	31
La	3,7	3,6	0,82	1,1	0,83	6,1	2,7
Ce	9,5	9,2	2,3	3,3	2,6	14,7	6,2
Hf	1,3	2,0	0,42	0,73	0,46	1,6	0,58
Ta	0,20	0,21	0,058	0,075	0,059	0,25	0,10
W	2,6	2,6	9,9	0,54	1,3	88,9	2,4
Au	0,95	0,44	6,6	0,063	11,9	0,51	0,053
Pt	0,70	0,84	0,93	0,62	1,4	0,16	0,13
Pb	17,9	13,5	8,2	4,6	10,8	1636	60,4
Bi	1,2	0,65	2,24	0,39	3,11	4,98	2,71
Th	1,2	0,48	0,18	0,17	0,22	0,61	0,15
U	0,84	0,16	0,24	0,063	0,052	0,31	0,39

Примечание. КС-1203, КС-1204, КС-1205, КС-1206, КС-1209 — Средние Кичаны, КС-1106 и КС-1085 — Верхние Кичаны.

Таблица 23

Химический состав арсенопирита и марказита рудопроявления
Средние Кичаны, мас. %

Минерал	Арсенопирит						Марказит
	С-7-40.5	С-7-40.5	С-7-40.5	С-7-40.5	КС-1104В	КС-1104	КС-1104В
Fe	33,68	34,08	34,48	34,32	33,62	32,41	43,08
Co	0,08	0,10	0,08	0,06	0,45	0,00	0,00
Ni	0,14	0,13	0,13	0,13	0,25	0,24	2,96
As	46,53	46,08	46,09	45,97	46,39	47,67	0,58
S	19,34	19,56	19,41	19,61	19,07	19,17	53,46
Se	—	—	—	—	0,09	—	0,00
Сумма	99,78	99,95	100,18	100,09	99,88	99,49	100,08
Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на (S + As + Se) = 2							
Fe	0,985	0,997	1,012	1,003	0,992	0,941	0,921
Co	0,002	0,003	0,002	0,002	0,013	0,000	0,000
Ni	0,004	0,004	0,004	0,004	0,007	0,007	0,060
As	1,015	1,004	1,008	1,002	1,020	1,031	0,009
S	0,985	0,996	0,992	0,998	0,980	0,969	1,991
Se	—	—	—	—	0,002	—	0,000

Примечание. Cu, Ag, Au, Sb, Te, Bi — ниже предела обнаружения.

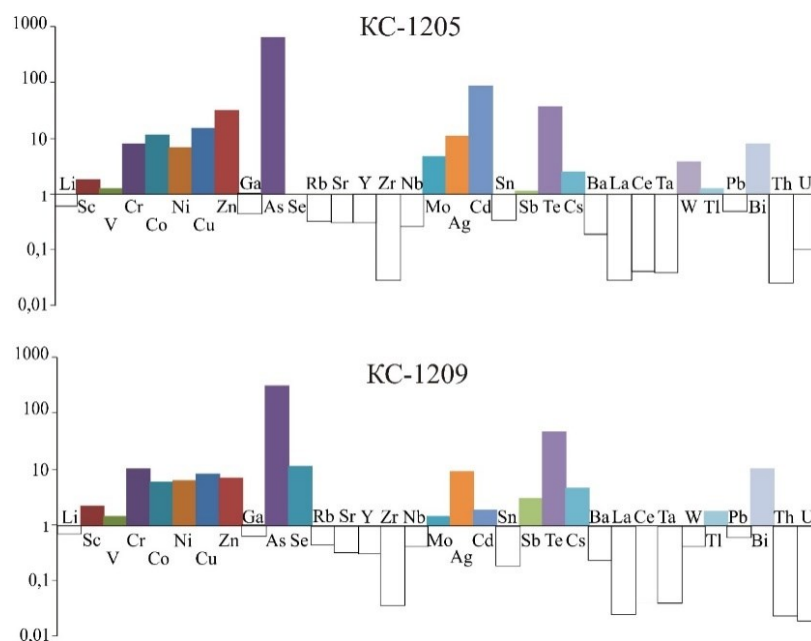


Рис. 41. Спектры малых элементов в кварцевых метасоматитах с золотоносной пирротин-арсенопиритовой минерализацией KC-1205 (17,9 г/т Au), KC-1209 (20,2 г/т Au), нормированные по среднему содержанию элементов в верхней части земной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Установлены теллуриды висмута теллуrowисмутит, раклиджит и цумоит, а также фаза Bi_2Te . Выявленные фазы сульфотеллуридов висмута удовлетворительно пересчитываются на формулы $(\text{Bi},\text{Pb})_3\text{TeS}_2$, $(\text{Bi},\text{Pb})_4(\text{Te},\text{S},\text{Se})_5$ и $(\text{Bi},\text{Pb})_6\text{Te}_3(\text{S},\text{Se})_2$, однако они не соответствуют известным минеральным видам (табл. 24).

Золото тонкозернистое, преобладающий размер выделений золота в протолочных пробах менее 0,1 мм. Это чаще всего ксеноморфные зерна, реже встречаются гипидиоморфные и округлые выделения (рис. 42, 43). Для более крупных зерен золота характерна губчатая текстура, обусловленная многочисленными микровключениями кварца (рис. 42, Ж, З).

В аншлифах золота, часто вместе с теллуридами висмута, отмечено в виде включений либо выделений по трещинам в силикатных минералах (в роговой обманке, плагиоклазе, титаните (рис. 42, А–В)), в кварце (рис. 42, Д, Е) либо по границе зерен арсенопирита и марказита с кварцем и силикатными минералами (рис. 42, Г), редко встречается в виде включений в пирротине и халькопирите.

Вместе с теллуридами висмута золото образует «струи», цепочки и скопления зерен (рис. 42, А, 43, Б), пересекающие границы рудных и нерудных минералов и сланцеватость в измененных амфиболитах, что явно указывает на поздний, наложенный характер минерализации золота и теллуридов.

По составу золото преимущественно высокопробное (765–980), преобладают значения 850–920, из примесей установлены только серебро и железо, другие примеси (Cu, Zn, Hg, As, Sb) не выявлены (табл. 25).

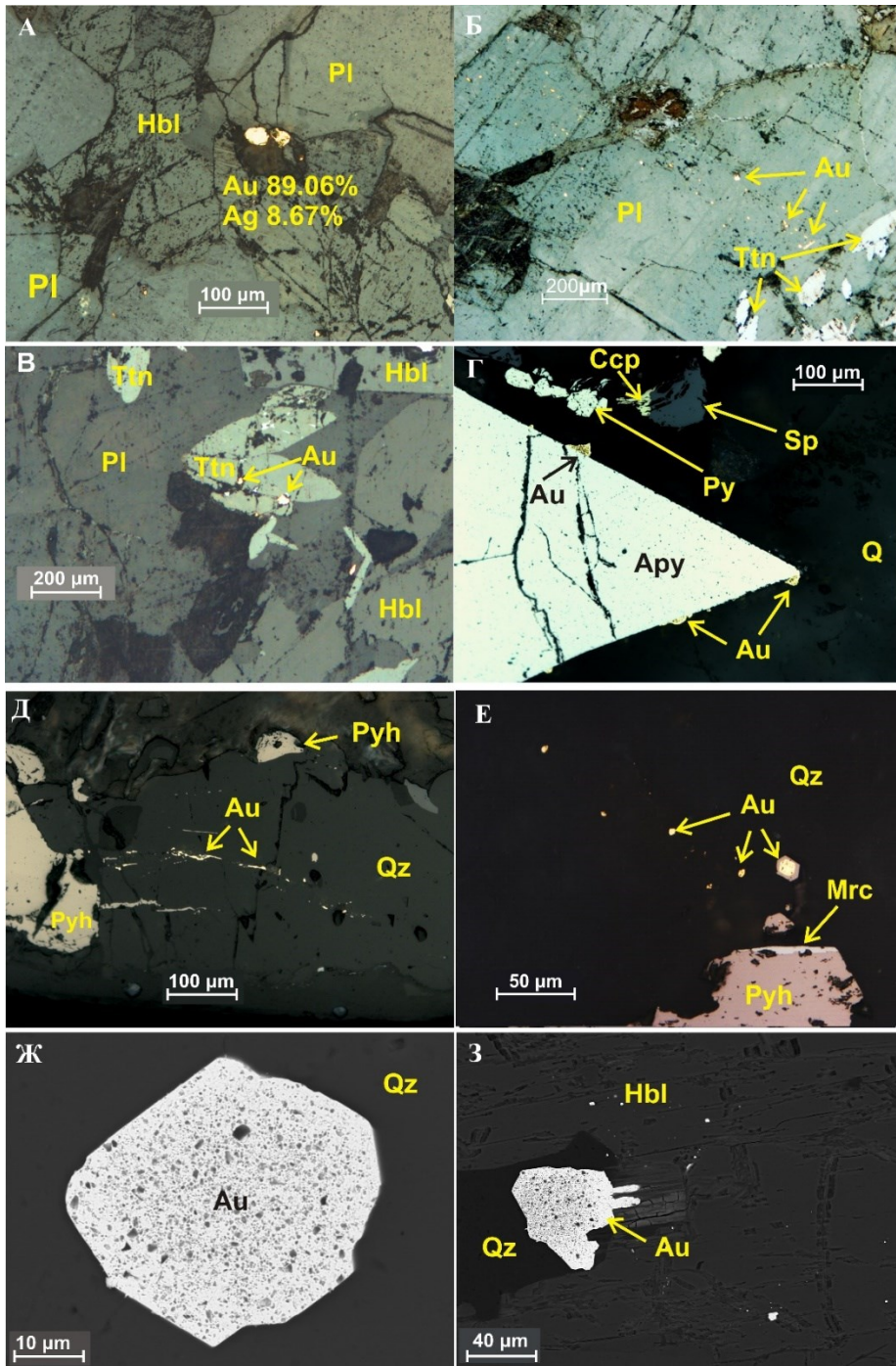


Рис. 42. Формы выделения золота на рудопроявлении Средние Кичаны. Фото аншлифов, без анализатора (А–Е) и BSE-изображение (Ж, З). А — золото на границе зерен роговой обманки и плагиоклаза, приведены результаты микрозондового анализа золота; Б — золото в плагиоклазе; В — золото в ассоциации с титанитом; Г — золото на границе метакристалла арсенопирита и кварца; Д, Е — выделения золота по микротрещинам в кварце; Ж, З — микровключения кварца в зернах золота

Химический состав минералов висмута рудопроявления Средние Кичаны, мас. %

Минерал	Цумонт	Раклиджит	Теллуро-висмутит	Bi ₂ Te	Сульфотеллуриды висмута				Козалит	
					Bi ₃ Te ₃ S ₄	(Bi,Pb) ₃ TeS ₂	(Bi,Pb) ₄ TeS ₂	(Bi,Pb) ₄ (Te,S,Se) ₅		Bi ₆ Te ₃ S ₂
Номер пробы	КС-1080	КС-1211	КС-1211	КС-1080	КС-1080	КС-2402				КС-2402
Fe	–	1,58	0,26	–	–	–	–	–	–	–
Pb	–	17,22	15,67	–	–	4,08	3,75	8,33	–	44,46
Au	–	–	–	–	–	–	–	–	0,13	–
Bi	64,68	35,04	36,06	74,34	54,19	73,67	59,85	56,46	71,84	71,74
S	–	–	–	–	11,03	7,69	5,3	5,6	3,64	3,56
Se	1,55	–	–	1,23	–	–	–	0,62	0,83	–
Te	33,77	44,2	44,63	24,43	34,79	14,56	30,83	26,61	23,56	21,8
Сумма		98,04	96,62	100,00	100,00	100,00	99,73	97,62	100,00	97,10
Коэффициенты кристаллохимической формулы										
Fe		0,317	0,054							
Pb		0,930	0,879			0,163	0,229	0,516		2,192
Au									0,011	
Bi	1,042	1,877	2,004	1,896	2,960	2,913	3,623	3,467	5,789	6,040
S					3,927	1,982	2,091	2,241	1,914	1,953
Se	0,066			0,083				0,101	0,177	0,105
Te	0,891	3,877	4,063	1,021	3,113	0,943	3,057	2,676	3,109	3,006

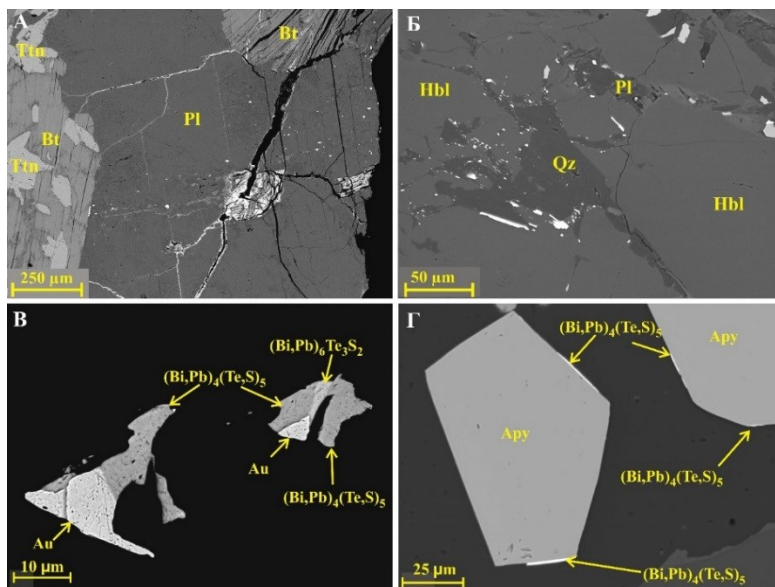


Рис. 43. Золото и сульфотеллуриды висмута в кварце, силикатных минералах и по границе зерен арсенопирита, BSE-изображение. А — цепочки микровыделений золота в плагиоклазе; Б — теллуриды, сульфотеллуриды висмута и золото по границе кварца с силикатными минералами; В — недиагностированные сульфотеллуриды висмута в ассоциации с золотом; Г — сульфотеллуриды висмута по границам зерен арсенопирита

Таблица 25

Химический состав самородного золота рудопроявления Средние Кичаны, мас. %

Номер пробы	007-3						КС-2402					КС-2411		
	Fe	0,30	1,16	—	—	0,2	—	—	—	—	—	0,61	1,06	1,31
Ag	10,64	20,06	2,30	7,36	12,04	23,15	8,97	4,04	10,87	9,65	16,83	18,88	19,58	
Au	88,96	78,07	98,06	92,16	87,70	76,45	90,38	95,25	88,85	89,21	82,16	80,17	79,19	
Сумма	99,90	99,29	100,36	99,52	99,94	99,60	99,35	99,29	99,72	98,86	99,60	100,11	100,08	
Коэффициенты кристаллохимической формулы, рассчитанные на сумму металлов, равную 1														
Fe	0,010	0,034			0,006									
Ag	0,178	0,308	0,041	0,127	0,199	0,356	0,153	0,072	0,183	0,165	0,267	0,291	0,299	
Au	0,813	0,657	0,959	0,873	0,794	0,644	0,847	0,928	0,817	0,835	0,714	0,677	0,662	

Проявление золота *Верхние Кичаны* связано с участками окварцевания и развития скаполит-диопсидовых метасоматитов с эпидотом и титанитом (новообразованные скаполит, эпидот, карбонат, кварц, пироксен ряда диопсид-геденбергит, кальциевый амфибол, сульфиды) по плагиоамфиболитам, чередующимся с прослоями турмалинизированных биотитовых гнейсов. В скальном выступе на берегу озера мощность зоны метасоматического изменения амфиболитов около 2 м, она прослеживается по простиранию на 50 м и далее уходит под растительный покров. В 200–300 м к востоку на юго-восточном фланге

рудопроявления зона метасоматического изменения пород вскрыта скважинами, здесь ее видимая мощность составляет 3–5 м.

Геохимическая ассоциация элементов измененных пород характеризуется высокими коэффициентами концентрации Pb, Ag, Te, Bi, Cu, Zn и повышением содержания As, Se, Mo (рис. 44, табл. 22).

Содержание золота в штучных пробах скаполит-диопсид-кварцевых метасоматитов с пирит-пирротиновой минерализацией составляет 0,63–3,5 г/т, серебра — до 18 г/т.

Содержание рудных минералов в измененных породах обычно составляет 0,5–3 об. %, это тонкая сульфидная вкрапленность пирротина и пирита. В полосах шириной до 1 см, согласных сланцеватости породы, существенно возрастает количество сульфидов (до 10–15 об. %), размер зерен увеличивается до 2–3 мм. В составе сульфидной минерализации преобладающие рудные минералы — пирит и пирротин (рис. 45, табл. 26). Основной второстепенный минерал — халькопирит, отмечены редко сфалерит, молибденит, галенит, пентландит, кобальтин, арсенопирит, лёллингит, самородное золото, аргентопентландит, теллуриды висмута, свинца, никеля, серебра и золота. В зоне окисления по сульфидам железа развивается вторичный марказит, по халькопириту — борнит и ковеллин.

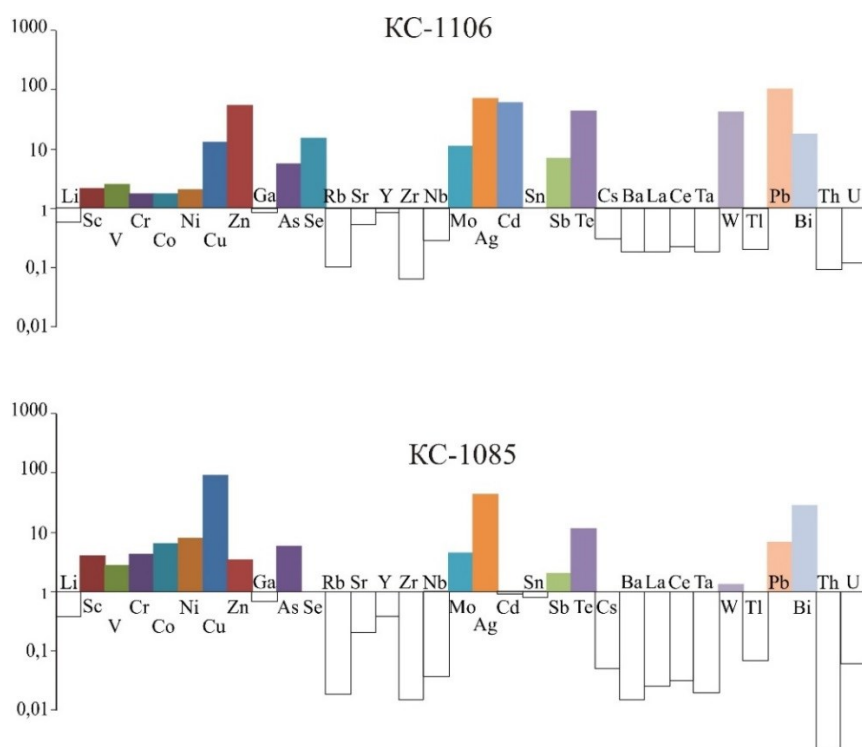


Рис. 44. Спектры малых элементов в скаполит-диопсидовых метасоматитах с пирит-пирротиновой минерализацией KC-1106 (0,93 г/т Au) и KC-1085 (0,12 г/т Au), нормированные по среднему содержанию элементов в верхней части земной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Таблица 26

Химический состав сульфидных минералов рудопрооявления Верхние Кичаны, мас. %

Минерал Номер пробы	Пирротин		КС- 1003		Пирит		C-12-31,3		Марказит КС-1004	Арсенопирит		Лёллингит С-12-34,9	Кобальтин КС-1049
	КС- 1049	КС- 1003	КС- 1003	КС- 1004	КС-1004	КС-1004	46,11	34,99		35,75	КС- 1049		
Fe	61,38	60,87	44,85	44,75	46,41	46,11	8,84	34,99	46,74	33,81	30,90	25,87	8,80
Co	0,05	–	1,95	1,86	–	–	–	8,84	0,03	0,11	2,11	–	16,50
Ni	0,38	0,30	0,03	0,00	0,11	–	–	–	–	0,26	0,91	1,81	8,86
Cu	0,00	0,00	0,00	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,07
Ag	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,36	–	–
Sb	–	–	–	–	–	–	–	–	0,31	–	–	–	0,00
As	–	–	–	–	–	0,10	10,07	24,66	–	44,60	47,50	69,40	45,22
S	37,90	38,81	53,28	53,65	53,43	53,28	44,21	35,69	53,19	20,99	18,21	1,90	20,06
Te	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,19	–	–
Сумма	99,72	99,98	100,11	100,25	99,94	99,49	98,11	100,21	100,26	99,76	100,18	98,98	99,51
Коэффициенты кристаллохимической формулы													
Fe	0,930	0,901	0,967	0,958	0,998	0,993	0,828	0,888	1,007	0,969	0,920	0,940	0,256
Co	0,001	0,000	0,040	0,038	–	–	0,198	0,086	0,001	0,003	0,060	–	0,456
Ni	0,006	0,004	0,001	–	0,002	–	–	0,011	–	0,007	0,026	0,063	0,246
Cu	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,002
Ag	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,006	–	–
Sb	–	–	–	–	–	–	–	–	0,003	–	–	–	–
As	–	–	–	–	–	0,002	0,178	0,456	–	0,953	1,054	1,880	0,982
S	1,000	1,000	2,000	2,000	2,000	1,998	1,822	1,544	1,997	1,047	0,944	0,120	1,018
Te	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,002	–	–

Минерал	Халькопирит	Сфалерит			Галенит			Аргентопегландит		Молибденит	
		КС-1003	КС-1004	С-5-50.2	КС-1003	КС-1004	С-5-50.2	КС-1106	КС-1106	КС-1106	С-9-27.0
Номер пробы	КС-1004	КС-1003	КС-1004	С-5-50.2	КС-1003	КС-1004	С-5-50.2	КС-1106	КС-1106	КС-1106	С-9-27.0
Fe	30,41	7,94	6,89	7,79	0,16	0,05	0,21	33,78	0,61	0,23	
Co	0,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	21,97	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	59,47	59,62	-
Mn	-	-	-	0,32	-	-	-	-	-	-	-
Cu	34,51	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	0,36	0,54	0,92	-	-	-	-	-	-
Zn	-	58,28	59,07	58,22	58,19	-	0,33	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	86,04	86,25	85,21	-	-	-	-
Ag	-	-	-	-	-	0,20	-	13,47	-	-	-
S	35,16	32,89	33,36	32,66	13,53	13,42	12,92	30,60	39,56	37,68	-
Сумма	100,11	99,10	99,67	98,41	99,73	99,92	98,67	99,82	99,64	97,53	-
Коэффициенты кристаллохимической формулы											
Fe	0,993	0,139	0,119	0,123	0,007	0,002	0,009	5,071	0,018	0,007	-
Co	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	3,138	-	-	-
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	1,005	1,058	-
Mn	-	-	-	0,006	-	-	-	-	-	-	-
Cu	0,990	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	0,003	0,005	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	0,869	0,868	0,874	0,984	0,995	1,021	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	0,004	-	-	-	-	-
Ag	-	-	-	-	-	-	-	1,047	-	-	-
S	2,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	8,000	2,000	2,000	-

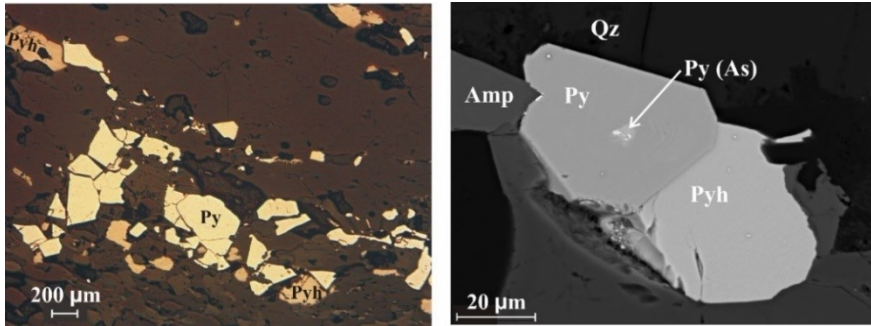


Рис. 45. Развитие пирит-пирротиновой минерализации в измененных плагиоамфиболитах (слева), фото аншлифа, без анализатора; участок повышенного содержания мышьяка в пирите (справа); по границе пирита и амфибола видны микровыделения висмутотеллуридов (ярко-белое). BSE-изображение

Пирит более поздний по отношению к пирротину, содержит примесь мышьяка на уровне примерно 0,1 мас. %, но в некоторых зернах пирита отмечены участки резкого повышения содержания As — до 24 мас. % (рис. 45) при сохранении отношения $Fe/(S + As) = 1/2$ (табл. 26).

Микровыделения (в основном менее 10 мкм) теллуридов и сульфотеллуридов вместе с самородным золотом, а также с арсенопиритом, кобальтином, лёллингитом, образуют скопления мелких зерен и их цепочки (рис. 46), которые секут сланцеватость измененных амфиболитов и биотитовых гнейсов и пересекают полосы, обогащенные пирротин-пиритовой минерализацией.

В случае пересечения такой цепочкой зерен теллуридов зон, обогащенных пиритом, теллуриды выделяются по трещинам в зернах пирита (рис. 47).

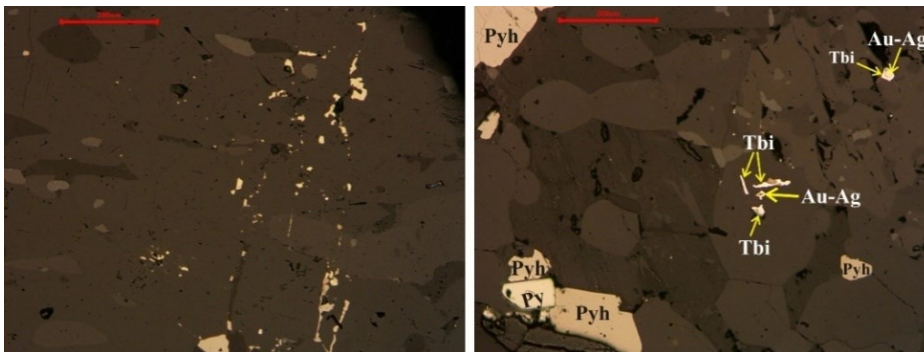


Рис. 46. Цепочки зерен теллуридов, секущие сланцеватость породы (слева); скопление зерен висмутотеллуридов и самородного золота в измененных амфиболитах (справа). Фото аншлифа, без анализатора

В составе минерализации отмечены теллуриды Bi — теллуровисмутит (резко преобладает), цумоит, пильзенит, тетрадимит, Pb — алтаит, Ni — мелонит, Ag — гессит и волинскит, Ag и Au — петцит и сильванит (рис. 48, 49, табл. 27). Кроме того, выявлены недиагностированные фазы теллуридов серебра состава Ag_2BiTe_4 , $(Ag,Ni)_2Te_3$, $(Au,Ag,Bi)Te$, $AgBi_4Te_5$ (табл. 27).

Таблица 27

Химический состав теллуридов висмута, свинца и серебра, мас. %

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Fe	0,00	0,00	–	–	–	0,16	–	–	–	–	–
Pb	0,00	0,00	1,56	–	–	0,25	1,41	–	–	61,60	61,92
Ag	–	–	–	–	–	–	–	6,45	–	–	–
Bi	59,44	52,80	50,60	51,79	51,81	64,48	62,18	53,39	61,90	–	–
S	4,52	0,00	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Te	36,07	47,92	47,75	48,52	48,03	34,96	35,47	40,16	38,10	37,90	37,93
Сумма	100,03	100,72	99,91	100,31	99,84	99,86	99,05	100,00	100,00	99,50	99,85
Коэффициенты кристаллохимической формулы											
Fe						0,010					
Pb			0,060			0,004	0,023			1,000	1,003
Ag								0,190			
Bi	2,009	2,011	1,941	1,973	1,985	1,052	1,022	0,811	0,996		
S	0,995										
Te	1,996	2,989	2,999	3,027	3,015	0,934	0,955	0,999	1,004	1,000	0,998
Элемент	12	13	14	15	16	17	18	19	20		
Ni	–	–	–	–	–	–	–	–	–	13,51	
Pb	–	–	–	–	–	–	5,81	–	–	–	
Ag	19,09	18,44	61,13	62,42	62,51	62,79	9,16	21,06	15,93		
Au	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
Bi	35,47	35,61	–	–	–	–	38,39	25,00	–		
S	–	–	0,26	–	–	–	–	–	–		
Te	44,05	44,35	36,38	37,80	37,49	37,92	46,65	53,94	70,57		
Сумма	98,62	98,39	97,76	100,21	100,00	100,71	100,01	100,00	100,01		
Коэффициенты кристаллохимической формулы											
Ni											1,249
Pb							0,307				
Ag	1,023	0,993	1,977	1,984	1,991	1,986	0,929	1,847	0,801		
Au											
Bi	0,981	0,989					2,010	1,132			
S			0,028								
Te	1,996	2,018	0,995	1,016	1,009	1,014	4,000	4,000	3,000		

Примечание. 1 — тетрадимит, 2–5 — теллуrowисмутит, 6–9 — цумоит, 10–11 — алтаит, 12–13 — волинскит, 14–17 — гессит, 18 — фаза AgBi_2Te_4 , 19 — фаза Ag_2BiTe_4 , 20 — фаза NiAgTe_3 ; «—» — содержание элемента ниже предела его обнаружения.

Теллуриды образуют отдельные зерна, как правило, размером менее 5 мкм и их сростания (рис. 48). По характеру сростаний можно предположить, что самым ранним из теллуридов является тетрадимит, позднее развивались гессит и цумоит, потом теллуrowисмутит, волинскит, петцит и сильванит, а последним, по всей видимости, алтаит.

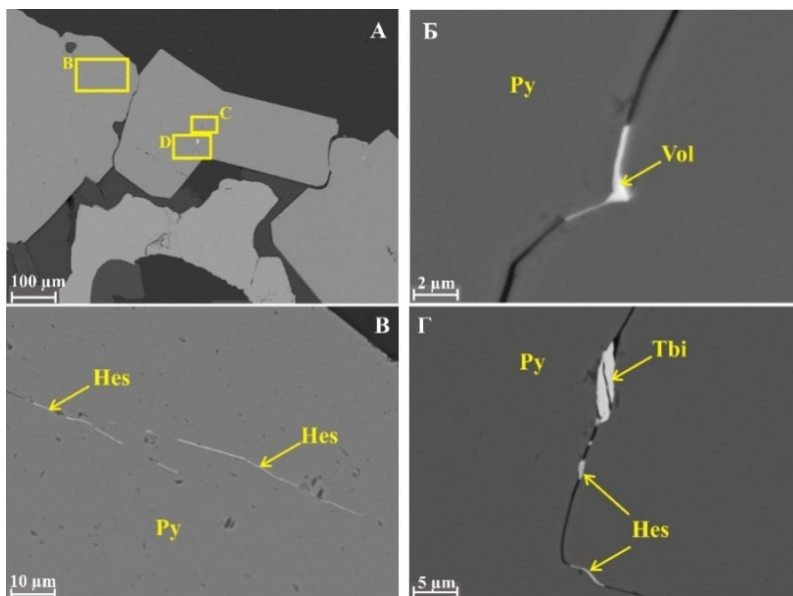


Рис. 47. Выделение теллуридов по трещинам в зернах пирита. BSE-изображение

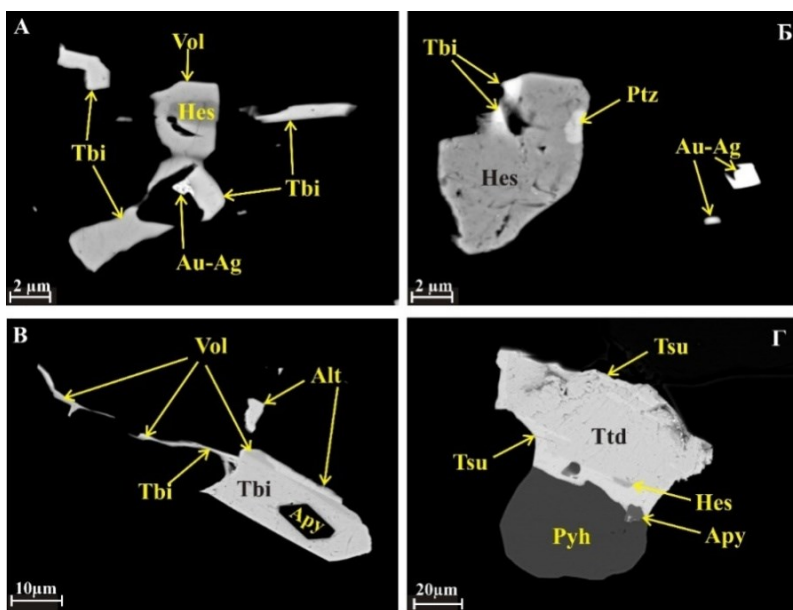


Рис. 48. Ассоциации теллуридов висмута, свинца и серебра в измененных амфиболитах проявления Верхние Кичаны. BSE-изображение

Среди минералов золота были диагностированы самородное золото в сплавах с серебром, теллуриды петцит и селванит, сульфид золота и серебра ютенбогартит, а также фазы с соотношением Au, Ag, Te, отличным от известных минералов. Золото встречается в виде отдельных зерен и в сростаниях с теллуридами Bi, Pb и Ag (рис. 48–50); золото средней пробыности — 700–800 (табл. 28), что

ниже, чем пробность золота рудопоявления Средние Кичаны. Из элементов-примесей кроме серебра отмечено только железо 0,22 %. Форма зерен золота преимущественно изометричная, размер до 10 мкм.

Таблица 28

Химический состав минералов золота и серебра и сульфидов висмута, мас. %

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Pb	–	–	–	–	–	–	–	–	4,95
Ag	41,41	29,12	27,57	59,96	57,76	78,49	84,25	–	29,93
Au	25,03	16,99	70,06	22,83	26,63	1,85	–	–	–
Bi	–	4,00	–	–	–	–	–	81,62	48,70
Sb	–	–	–	–	2,17	4,95	–	–	–
S	–	–	–	13,39	13,44	14,72	12,09	18,38	16,41
Te	33,42	49,89	–	3,82	–	–	–	–	–
Сумма	99,87	100,00	97,63	100,00	100,00	100,01	96,34	100,00	99,99
Коэффициенты кристаллохимической формулы									
Pb									0,093
Ag	2,980	2,071	0,418	3,726	3,833	1,585	2,072		1,084
Au	0,987	0,662	0,582	0,777	0,968	0,020			
Bi		0,147						2,044	0,911
Sb					0,128	0,089			
S				2,799	3,000	1,000	1,000	3,000	2,000
Te	2,033	3,000		0,201					

Примечание. 1 — петцит, 2 — фаза $Ag_2(Au,Bi)Te_3$, 3 — золото самородное, 4–5 — ютенбогардит, 6–7 — акантит, 8 — висмутин, 9 — матильдит; «←» — содержание элемента ниже предела его обнаружения.

Рудопоявления Средние и Верхние Кичаны контролируются одной и той же надвиговой зоной вдоль берега оз. Верхние Кичаны, хотя и разьединены в пространстве. Общей чертой рудопоявлений является наложенный характер минерализации золота, которое вместе с теллуридами и сульфотеллуридами висмута образует цепочки микровыделений, секущих сланцеватость породы, пересекающих границы зерен силикатных минералов, кварца и сульфидов, при этом проявления отличаются типом метасоматического преобразования вмещающих амфиболитов, геохимическими ассоциациями рудных элементов, минеральным составом оруденения, включая главные рудные минералы: пирит-пирротиновая минерализация на проявлении Верхние Кичаны и арсенопирит-пирротиновая на Средних Кичанах. Сказанное позволяет предполагать отличие в генетическом типе минерализации. Рудопоявление Средние Кичаны по своим характеристикам полностью отвечает орогенному типу, возраст оруденения нами был установлен 1739 ± 15 млн лет по титаниту с включениями золота [Геологическое строение..., 2017], то есть минерализация золота формировалась на палеопротерозойском этапе регионального метаморфизма.

Широкое развитие пирита на проявлении Верхние Кичаны указывает на то, что сульфидная минерализация развивалась здесь после пика палеопротерозойского этапа регионального метаморфизма (амфиболитовая фация высоких давлений, в таких условиях пирит должен был заместиться пирротином). При этом золото и теллуриды развивались позже, чем пирит и пирротин, образуя цепочки зерен, пересекающие сульфиды железа. На данном этапе генетический тип рудопроявления Верхние Кичаны можно рассматривать как орогенный, регенерированный под воздействием более поздних гидротермальных процессов.

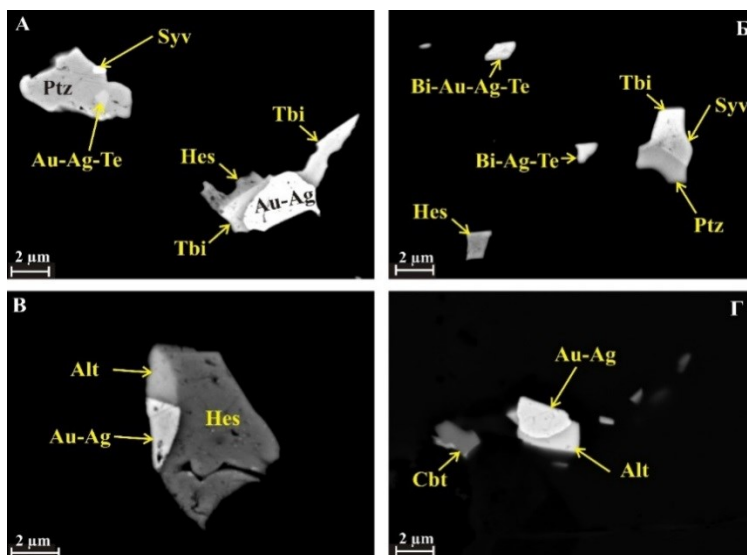


Рис. 49. Минералы золота в сростаниях с теллуридами висмута, свинца и серебра в измененных амфиболитах проявления Верхние Кичаны. BSE-изображение

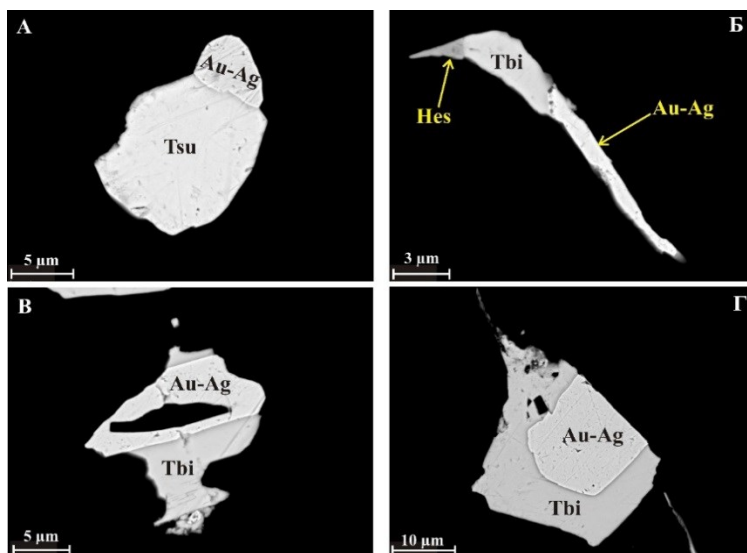


Рис. 50. Золото в сростаниях с теллуридами висмута в измененных амфиболитах проявления Верхние Кичаны. BSE-изображение

2.6. Южно-Печенгская зона

По результатам исследований в западной и центральной частях Южно-Печенгской зоны Л. В. Вороняевой с соавторами выделено шесть типов проявления минерализации золота ($> 0,1$ г/т Au): 1 — андезитоидный, связанный с Порыташским комплексом интрузий; 2 — колчеданный (массивные пирит-пирротиновые руды в туфогенно-осадочных образованиях каллояврской, брагинской и меннельской свит); 3 — туфогенно-черносланцевый, связанный с тектонизированными и метасоматически измененными углеродистыми сланцами в зонах секущих субмеридиональных разрывных нарушений; 4 — хлорит-карбонатный в метасоматически измененных пикритах, перидотитах, серпентинитах; 5 — жильный карбонатно-кварцевый в различных толщах, 6 — в метасоматических кварцитах [Золотоносность Южно-Печенгской..., 2004; Вороняева, 2008]. На рассматриваемой в данном разделе Пороярвинской площади в западной части Южно-Печенгской зоны минерализация золота связана, главным образом, с метасоматитами, развивающимися по основным метавулканитам и метаосадкам песчаноозерской толщи (рис. 51). Золото было отмечено в метасоматических кварцитах (1), в штокверке карбонат-кварцевых прожилков (2), в альбит-карбонат-кварцевых метасоматитах (эйситах) (3).

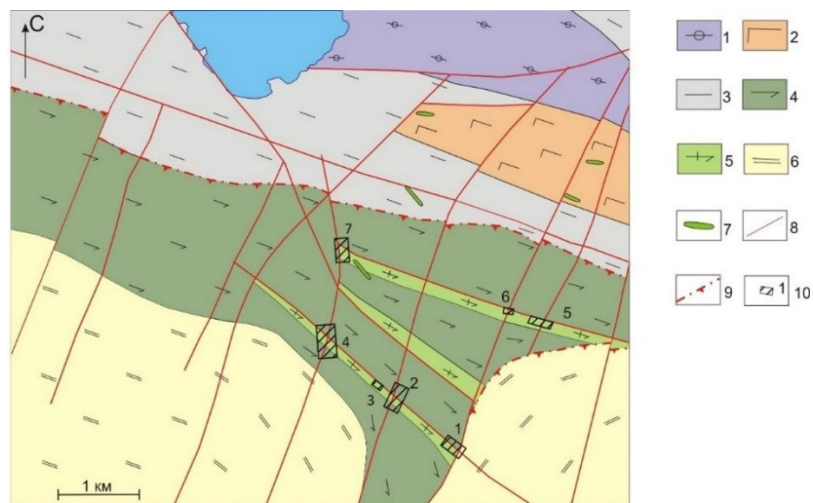


Рис. 51. Схема геологического строения Пороярвинской площади [Калинин и др., 2014а].
Условные обозначения: 1 — каплинская толща (метаандезитодациты и их туфы, туффиты); 2 — каллояурская толща (метаандезитобазальты и их туфы, метапесчаники, метаалевролиты, частью углеродсодержащие); 3 — касэйюкская толща (метапесчаники, метаалевролиты, метапелиты); 4–5 — песчаноозерская толща: 4 — metabазальты, метаандезитобазальты, 5 — горизонты туфогенно-осадочных пород; 6 — метаосадки тальинской толщи (биотитовые и двуслюдяные гнейсы и сланцы); 7 — метагаббро и метадолериты южно-печенгского комплекса малых интрузий; 8 — крутопадающие разломы; 9 — взбросы, надвиги; 10 — участки развития кварцитов и других золотоносных метасоматитов:
 1 — Тимофеевский, 2 — Аномальный, 3 — Загадка, 4 — Контактный, 5 — Светлановский, 6 — Исток, 7 — Пороярви

Метасоматические кварциты образуют отдельные линзовидные тела и их серии, мощность отдельных линз обычно менее 2 м, максимально достигает 9 м, по простиранию линзы прослеживаются на первые десятки метров, серии линз — до 200 м (участки Контактный. Светлановский). Контакты кварцитов с вмещающими амфиболитами и с карбонат-хлоритовыми сланцами резкие, нередко секущие сланцеватость вмещающих пород, а с углеродистыми сланцами — как резкие, так и постепенные (на участке Светлановский). По простиранию линзы могут переходить в зоны карбонат-кварцевого прожилкования.

Кварциты смяты в складки вместе с вмещающими их породами, секутся поздними разрывными нарушениями. Часто даже в близко расположенных коренных выходах тела кварцитов имеют разные элементы залегания, поэтому остается открытым вопрос, имеем ли мы дело с фрагментами единой линзы или с различными телами кварцитов.

Кварциты — светло-серые, иногда с зеленоватым, розоватым, желтым или бежевым оттенками породы, в свежем сколе «сахаровидные», в случае длительного выветривания — белые, рыхлые, пористые. Минеральный состав кварцитов относительно прост. Главный минерал — кварц, составляет от 80 до 98 об. % породы. Кроме кварца постоянно присутствует в составе породы карбонат (доломит, редко кальцит) в количестве 1–5 об. %. В межзерновом пространстве кварца располагаются темноцветные и рудные минералы: амфибол (актинолит или грюнерит) — до 20 %, хлорит (шамозит) — до 5 %, плагиоклаз — также до 5 %, магнетит — до 2 %, сульфиды — до 3 %, реже — углеродистое вещество. По преобладающим второстепенным минералам можно выделить амфиболовые (наиболее распространенные), хлорит-амфиболовые, хлоритовые, а также магнетитсодержащие кварциты.

Спектры малых элементов, нормированные по средним значениям для верхней части земной коры, отличаются только высокими концентрациями мышьяка в кварцитах с арсенопиритовой минерализацией и незначительно повышенным содержанием меди, молибдена, теллура, селена и сурьмы (рис. 52, табл. 29).

Уровень содержания серебра в пробах золотосодержащих кварцитов составляет 0,1–0,5 г/т, значимой корреляции между содержаниями золота и серебра не выявлено. Отношение Au/Ag в пробах с содержанием золота более 0,5 г/т находится в пределах 4–10.

Рудная минерализация в кварцитах рассеянно-вкрапленная (вкрапленно-прожилковая минерализация отмечена только на участке Светлановский), ее распределение нередко подчеркивает полосчатость. В составе минерализации установлены: сульфиды и их аналоги — пирротин, халькопирит, пирит, арсенопирит, сфалерит и молибденит (последние два — единичные находки) (табл. 30); минералы класса оксидов — магнетит, ильменит и рутил, а также самородные элементы — золото [Калинин и др., 2014а].

Распределение рудных минералов в пределах тел кварцитов неравномерное. Чаще всего в составе минерализации преобладает пирротин, но на некоторых участках тел более широко развит магнетит.

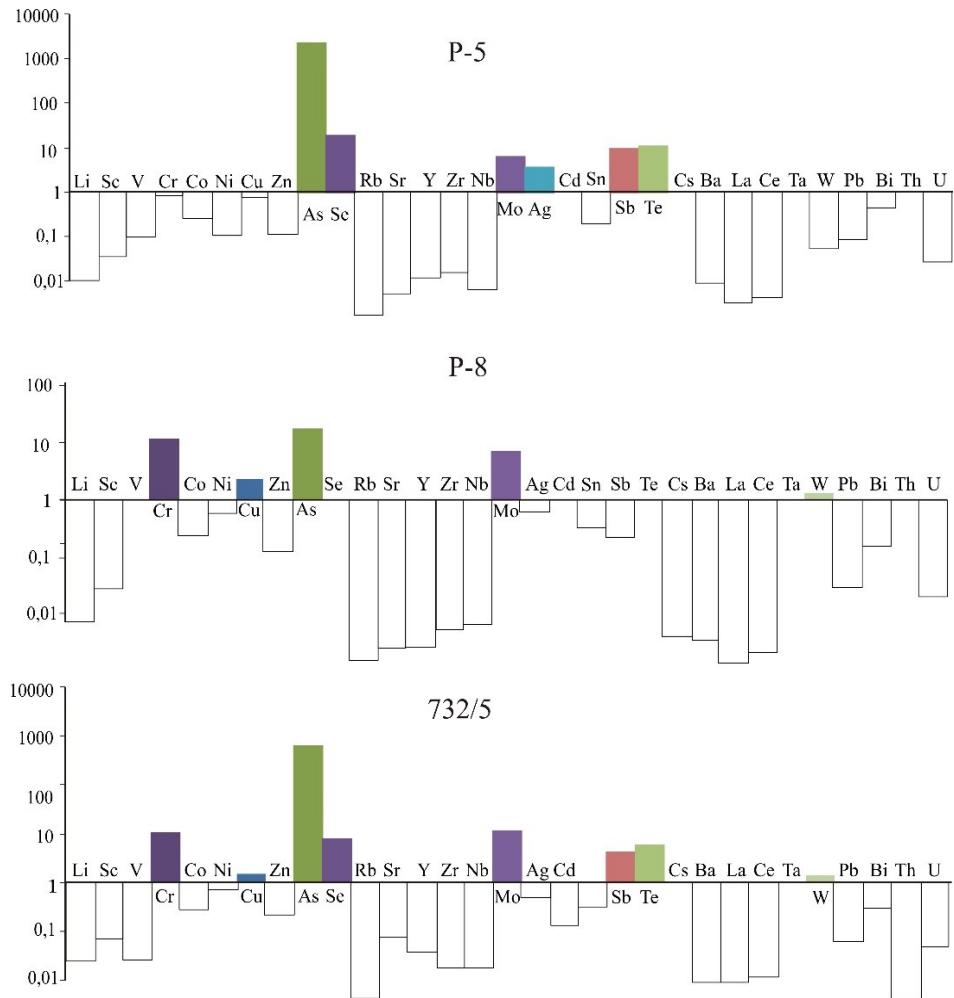


Рис. 52. Спектры малых элементов в амфиболовых кварцитах участка Тимофеевский P-5 (6,55 г/т Au), P-8 (0,92 г/т Au), 732/5 (0,12 г/т Au), нормированные по среднему содержанию элементов в верхней части земной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Арсенопирит встречается на проявлениях в «южной» полосе развития кварцитов (Тимофеевский, Контактный, Аномальный). Распределен арсенопирит в кварцитах полосами и формирует цепочки кристаллов в узких линзовидных зонах мощностью до 2 см и протяженностью в десятки сантиметров. Расположение таких обогащенных арсенопиритом зон согласное линейности породы. Арсенопирит образует мелкие ксеноморфные зерна и идиоморфные крупные метакристаллы.

Первый морфотип (ксеноморфные мелкие зерна) характерен для «сахаровидных» амфиболовых и хлоритовых кварцитов участка Тимофеевский и для зон карбонатно-кварцевого прожилкования участка Аномальный, второй морфотип — для перекристаллизованных кварцитов на контакте с кварцевыми жилами и прожилками (участки Тимофеевский и Контактный) (табл. 30).

Таблица 29

Содержание малых элементов в метасоматических кварцитах рудопроявлений Пороярвинской площади, г/т

Элемент	P-5	P-8	732/5	Элемент	P-5	P-8	732/5
Li	0,25	0,27	0,41	Ag	0,46	0,073	0,051
Be	–	–	–	Cd	–	–	0,06
Sc	0,44	0,48	0,71	Sn	0,7	1,2	1,0
V	10,9	–	1,7	Sb	9,4	0,2	4,4
Cr	78,1	1024	1373	Te	0,41	–	0,23
Co	4,4	4,2	3,8	Cs	–	0,024	< ПО
Ni	4,7	30,4	35,0	Ba	3,3	1,9	1,9
Cu	31,0	87,7	61,5	La	0,069	0,050	0,13
Zn	7,6	10,0	13,2	Ce	0,18	0,15	0,33
Ga	0,31	0,61	0,52	Hf	–	–	0,02
	P-5	P-8	732/5		P-5	P-8	732/5
As	24353	93,4	12109	Ta	–	–	–
Se	3,6	–	1,7	W	0,09	2,5	2,9
Rb	0,12	0,19	0,17	Tl	–	–	–
Sr	1,0	0,77	13,2	Pb	1,3	0,55	0,65
Y	0,23	0,075	0,55	Bi	0,13	0,048	0,070
Zr	2,0	0,91	1,4	Th	–	–	0,015
Nb	0,055	0,087	0,11	U	0,051	0,049	0,068
Mo	11,8	10,5	28,9				

Содержание золота выше 1 г/т отмечено в кварцитах на участках Тимофеевский, Аномальный, Контактный и Пороярвинский. На всех проявлениях оно связано с амфиболовыми кварцитами, чаще всего с зонами развития арсенопиритовой минерализации, однако на участке Тимофеевском повышенное содержание золота выявлено также в кварцитах, где сульфиды представлены только пирротинном, а на участке Пороярвинском 5 г/т золота установлено в кварцитах, вообще не содержащих сульфидной минерализации (химический анализ подтвердил содержание серы 0,00 %). Поэтому есть основания думать, что золото в кварцитах Пороярвинского участка свободное и располагается в межзерновом пространстве в кварце.

Золото часто отмечается в виде микровключений в арсенопирите (рис. 53). В одном образце с измененным арсенопиритом видимое золото размером около 0,3 мм было выявлено на границе скородита и кварца. Оценка состава золота из микровключений в арсенопирите показала содержание золота — 79,5 мас. %, серебра — 20,5 мас. %, другие примеси не обнаружены.

Золото из протоочных проб кварцитов мелкое (до 0,2 мм), комковатое, неправильной формы, уплощенное, по составу высокопробное (оценка состава на энергодисперсионной приставке Bruker X Flash-5010 показала 91,8 мас. % Au, 8,2 мас. % Ag).

Таблица 30
Химический состав арсенопирита и сфалерита проявлений золота в Пороярвинской структуре, мас. %

Минерал	Арсенопирит										Сфалерит
	С-14-48,3					P-12					
Номер пробы	Аномальный					Тимофеевский					Аномальный
Участок	Загадка					Тимофеевский					Аномальный
Fe	33,72	33,54	34,48	33,72	34,29	33,78	34,33	34,88	35,14	35,04	5,73
Co	0,08	0,07	–	0,07	0,08	0,12	–	–	–	–	–
Ni	–	–	–	0,05	0,04	0,04	–	–	–	–	–
Zn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	60,64
Sb	0,07	–	–	–	0,13	–	–	–	–	–	–
As	45,66	44,75	45,87	44,96	44,49	44,96	46,41	46,19	46,35	46,38	0,57
S	19,59	19,05	19,62	19,90	19,23	20,50	18,41	19,30	18,48	18,47	32,94
Te	0,06	–	–	–	0,12	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,17	97,42	99,97	98,68	98,37	99,40	99,15	100,38	99,97	99,90	99,88
Коэффициенты кристаллохимической формулы											
Fe	0,989	1,008	1,009	0,989	1,027	0,976	1,030	1,025	1,053	1,050	0,099
Co	0,002	0,002		0,002	0,002	0,003					
Ni				0,001	0,001	0,001					
Zn											0,896
Sb	0,001				0,002						
As	0,998	1,003	1,000	0,983	0,993	0,968	1,038	1,012	1,035	1,036	0,007
S	1,000	0,997	1,000	1,017	1,003	1,032	0,962	0,988	0,965	0,964	0,993
Te	0,001				0,002						
As, ат. %	33,4	33,3	33,2	32,9	32,8	32,5	34,3	33,4	33,9	34,0	

Примечание. Формулы рассчитаны на S = 1 для сфалерита и на (S + Te + As + Sb) = 2 для арсенопирита.

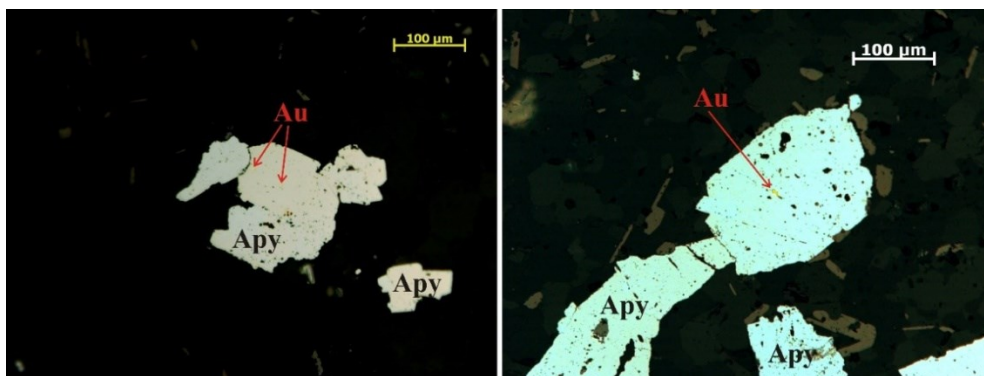


Рис. 53. Микровключения золота в арсенопирите. Фото аншлифа, без анализатора

На участке Загадка альбит-карбонат-кварцевые метасоматиты образуют тело подковообразной формы размером 4,0×5,5 м [Состав рудообразующих..., 2018]. В строении тела метасоматитов выделяются следующие зоны: плагиоклаз-кальцит-хлоритовые сланцы (исходные породы) — биотит-карбонат (кальцит и доломит)-хлоритовые сланцы — биотит-плагиоклаз-карбонатные (кальцит и доломит) и биотит-плагиоклазовые сланцы — доломит-альбит-кварцевые — альбит-кварцевые — кварцевые метасоматиты. Мощность отдельных зон не превышает нескольких десятков сантиметров, на некоторых участках, особенно в южной части тела и на внутренней стороне «подковы», зоны биотитсодержащих метасоматитов редуцированы.

Содержание малых элементов в метасоматитах участка Загадка составляет, г/т: Cu — менее 100, Ni — менее 100, Zn — менее 100, Pb — менее 10, Cr — до 270, V — до 80, то есть при развитии метасоматитов рудные элементы выносятся.

Сульфидная минерализация в метасоматитах участка Загадка убогая (содержание серы — сотые доли процента), отмечены единичные зерна пирита (до 0,3 мм), арсенопирита (до 0,7 мм) и халькопирита, редко — пирротина, замещенного дисульфидами железа. При этом в северной части «подковы» число знаков золота в протолочках штучных проб (весом до 3 кг) достигает нескольких сотен — до 400 (устное сообщение С. М. Карпова, 2018, ГИ КНЦ РАН), а в южной составляет менее 10 знаков, то есть распределение золота крайне неравномерное. Золото мелкое (до 0,2 мм), комковатое, неправильной формы, уплощенное, высокопробное (93,2 мас. % Au, 6,8 мас. % Ag).

По всем своим геологическим, геохимическим и минералогическим особенностям проявления Пороярвинской площади можно классифицировать как орогенные.

2.7. Панареченская вулcano-тектоническая структура пояса Имандра-Варзуга

Панареченская вулcano-тектоническая структура, которая располагается в центральном блоке пояса Имандра-Варзуга, на его южном фланге, представляет собой автономное геологическое тело овальной формы размером 21×8 км, вытянутое в северо-западном направлении (рис. 54).

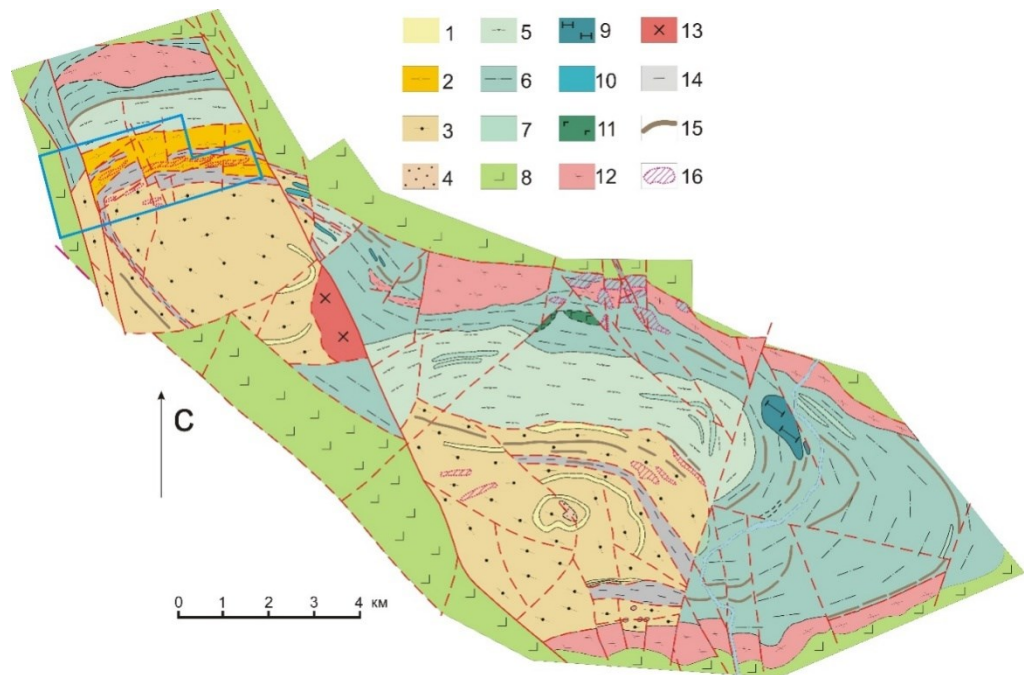


Рис. 54. Схематическая геологическая карта Панареченской вулcano-тектонической структуры [Калинин, Чернявский, 2018]. *Условные обозначения:*
 1–4 — самингская свита: 1 — метариолиты; 2 — метадациты; 3 — метадациандезиты; 4 — метаандезиты; 5–7 — панареченская свита: 5 — метатUFFы основного состава; 6 — метапесчаники; 7 — метапелиты; 8 — метаандезибазальты ильмозерской свиты; 9–13 — интрузивные образования: 9 — метаперидотиты, 10 — метапикриты, 11 — долериты, габбродолериты, 12 — субщелочные монзониты, гранодиориты, субщелочные габброиды, сиениты, 13 — лейкократовые плагиомикроклиновые граниты; 14 — зоны развития углеродистых и сульфидно-углеродистых пород; 15 — прослойки сульфидно-углеродистых пород, вне масштаба; 16 — зоны интенсивного метасоматического изменения пород. Участок детальных работ показан голубым многоугольником

Панско-Варзугский разлом взбросо-сдвигового характера делит Панареченскую структуру на две самостоятельные кальдеры, западная смещена относительно восточной на 3–4 км в северо-западном направлении (см. рис. 54). По геологическому строению западная и восточная кальдеры ПВТС схожи друг с другом, но различаются характером и интенсивностью метасоматических преобразований (сильнее изменены породы западной кальдеры), поэтому не исключено, что мы имеем дело с разными уровнями эрозионного среза ПВТС. Приведенные ниже данные основаны на изучении материала керна скважин, пробуренных ОАО «Центрально-Кольская экспедиция» в ходе поисковых работ 1998–2000 гг.

Детальный участок, где проведены буровые работы, расположен в северной части западной кальдеры в пределах площади распространения пород

нижней части разреза самингской свиты вблизи контакта с метавулканиками панареченской свиты (рис. 54). Вскрытый скважинами разрез горных пород представляет собой чередование мусковитовых, кварц-мусковитовых, мусковит-хлоритовых, карбонат-хлоритовых плагиосланцев, мощность горизонтов составляет от 2 до 30–40 м. Преобладают первично-вулканогенные породы, состав которых варьирует от базальтов (карбонат-хлоритовые и хлоритовые плагиосланцы) до риолитов (мусковитовые плагиосланцы).

Карбонатизация и окварцевание — преобладающие процессы изменения пород изученного участка, и наиболее широко проявлена карбонатизация, затронувшая все породы участка, включая дайки долеритов. Начальная стадия карбонатизации — это развитие мелкозернистого кальцита (содержание суммы примесей MgO, FeO и MnO до 2,2 мас. %) по всей массе породы, кальцит замещает мусковит, плагиоклаз, хлорит. Кроме кальцита рентгеноструктурный анализ показывает присутствие среди карбонатов анкерита. Содержание карбонатов в породе может достигать 50–60 об. %. В дальнейшем происходит перекристаллизация карбонатов с укрупнением зерен вплоть до образования порфириобласт размером 3–5 мм [Калинин, Чернявский, 2018].

Сульфидная минерализация характерна для всех типов пород в пределах участка, ее содержание колеблется от 0,1 до 80 об. %, текстура оруденения вкрапленная в слабоизмененных породах, гнездовая и прожилково-вкрапленная в линзах и прожилках кварцевого и карбонат-кварцевого состава, массивная в залежах колчеданных руд. Вкрапленная минерализация слабоизмененных пород имеет пирротин-халькопирит-пиритовый состав, из минералов класса оксидов отмечены магнетит, ильменит, рутил.

Массивные колчеданные руды образуют линзовидные согласные простиранию вмещающих пород залежи мощностью от 0,1–0,2 до 4,0 м, прослеженные скважинами по падению и по простиранию до 100 м. Содержание сульфидных минералов в массивных рудах — до 80 об. %, серы — около 30 мас. %. Вмещающими породами для наиболее существенных по мощности линз массивных сульфидных руд чаще всего являются мусковит-кварцевые сланцы — метадациты, редкие и маломощные рудные линзы отмечены в мусковит-хлоритовых сланцах — метаандезитах и в хлоритовых сланцах — метаандезибазальтах. Минеральный состав массивных колчеданных руд преимущественно пиритовый (80–95 об. %), также постоянно присутствует халькопирит до 1–2 об. %, отмечаются сфалерит, галенит, арсенопирит, борнит, пирротин от единичных знаков до 3 % сульфидной массы.

Линзы массивных руд сопровождаются зонами густовкрапленной минерализации с содержанием сульфидов 5–20 об. % (серы 5–10 мас. %), мощность зон густовкрапленной минерализации составляет первые метры, располагаются такие зоны обычно выше линз по разрезу, что в целом типично для колчеданных месторождений. Минеральный состав зон густой вкрапленности сходен с составом массивных колчеданных руд. Такие же по мощности зоны густовкрапленной минерализации отмечены и вне связи с массивными рудами.

Распределение сульфидной вкрапленности неравномерное, часто полосчатое: согласные сланцеватости зоны окварцевания контролируют размещение крупных (до 5 мм) метакристаллов пирита, а с тонкозернистыми полосами кварц-мусковитового состава связана тонкая (менее 0,1 мм) вкрапленность идиоморфных зерен пирита. При этом нередко содержание сульфидов существенно повышается в краевых частях этих прослоек вблизи зон окварцевания. В колчеданных рудах ПВТС установлено повышенное содержание меди до 0,5 мас. %, а также свинца и цинка (десятые доли процента).

Как и другие колчеданные рудопроявления Карело-Кольского региона, проявления Панареченской структуры относятся к докембрийским аналогам кипрского типа колчеданных руд [Калинин, Чернявский, 2018]. Руды Панареченской структуры отличаются резким преобладанием пирита в составе минерализации при второстепенной роли пирротина и халькопирита, в то время как абсолютное большинство других проявлений колчеданных руд в регионе характеризуется существенно пирротинным составом. Такое отличие, вероятно, обусловлено низкой степенью метаморфизма пород Панареченской структуры в условиях зеленосланцевой фации; на более высокой ступени метаморфизма (верхняя часть зеленосланцевой фации и выше) происходит замещение пирита пирротинном, что мы и видим на всех других проявлениях.

А. В. Чернявским с соавторами установлено 67 минеральных видов и фаз в составе сульфидной минерализации ПВТС [Чернявский и др., 2013]. Выделено четыре основных минеральных ассоциации сульфидов: 1 — медно-сульфидная; 2 — арсенидная и сульфоарсенидная; 3 — теллуридная и сульфотеллуридная; 4 — собственно благороднометалльная. Резко преобладает первая из них, включающая пирит, халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит. В три другие ассоциации входят акцессорные и редкие минералы.

Пирит образует две генерации. Ранний пирит мелкозернистый, бедный примесями, не содержит включений. Предполагается его образование при диагенезе содержащих серу осадков. Поздний пирит более крупнозернистый, содержит примеси Ni (до 0,08 %), Co (до 4,24 %), Cu (0,45 %) и As (4,94 %). Распределение примесей в пирите неоднородно, в виде пятен и прожилков, иногда зональное. Пирит второй генерации содержит включения минеральных фаз Pb, Ag, Au, Te, Sb. Предполагается образование второй генерации пирита при перекристаллизации ранних сульфидов (пирита-1, пирротина, халькопирита).

В состав сульфоарсенидной минерализации входят арсенопирит, герсдорфит и кобальтин. Сульфоарсениды встречаются преимущественно в сростаниях с пирротинном, реже с пирритом, либо в виде мелких зерен по границам нерудных минералов.

Минералы теллуридной/сульфотеллуридной и благороднометалльной минеральных ассоциаций встречены в абсолютном большинстве случаев в виде моно- и полиминеральных микровключений в пирите второй генерации.

Среди теллуридов и сульфотеллуридов отмечено 27 минеральных фаз, в том числе установлены минералы групп тетрадимита (теллуровисмутит, тетрадимит,

пумоит, ингодит, пильзенит, жозеит-А, баксанит, хедлейит) и алексита (раклиджит, алексит, кочкарит) [Волошин и др., 2012; Чернявский и др., 2013]. Теллуриды и сульфотеллуриды других групп — колорадоит, бенлеонардит, алтаит, нагиагит, радхакришнаит. Такое разнообразие теллуридов отличает данный рудный объект от остальных колчеданных рудопроявлений Карело-Кольского региона.

Следует, впрочем, заметить, что в колчеданных рудах кипрского типа теллуриды серебра, свинца, висмута не являются редкостью: на уральских месторождениях их можно рассматривать в качестве типоморфных минералов медноколчеданных руд [Молошаг, 2011], распространены теллуриды и на некоторых колчеданных рудопроявлениях Карелии [Кулешевич, 2013].

Золото и серебро образуют сплавы с содержанием золота 67–87 мас. %, реже 34–44 мас. %, либо встречаются в виде теллуридов и сульфотеллуридов. Теллуриды золота представлены петцитом (Au 19–24 мас. %) и нагиагитом (Au 9,5 мас. %), минералы серебра — эмпресситом, гесситом, штютцитом, волынскитом, петцитом и бенлеонардитом. Отмечены также аргентотеннантит и аргентопентландит (Ag 3,6 и 11 мас. % соответственно) [Чернявский и др., 2013]. Все названные минералы образуют включения в пирите или выделяются по границе зерен пирита и нерудных минералов, размер зерен минералов благородных металлов не превышает 10 мкм.

На основании приведенных в настоящем подразделе данных рассмотренная минерализация золота Панареченского рудопроявления может быть уверенно отнесена к колчеданному типу, хотя в ряде публикаций на основании находки в составе минерализации теллуридов она классифицируется как эпитермальная [Волошин и др., 2012; Чернявский и др., 2013; другие статьи этих авторов].

2.8. Пояс Салла-Куоляярви

В пределах пояса Салла-Куоляярви известно одно мелкое месторождение Майское и ряд проявлений минерализации золота.

Жильное поле Майское в центральной части пояса (номер 12 на рис. 8) отрабатывалось в течение трех лет на рубеже XX–XXI вв., затем карьер был затоплен. В настоящее время доступны только пески хвостов обогащения руды и отвалы, где были отобраны образцы и сколки на аншлифы. Приведенные ниже данные во многом основаны на материалах статей [Геологическая..., 1993; Золото-кварцевое..., 2003, Метасоматические..., 2005] и некоторых других изданий.

Вмещающие породы жильных зон представлены метавулканитами апарвинской свиты (преимущественно базальты, андезиты и туфы основного состава), интродуцированными силлами и дайками габбро-долеритов и ультрабазитов (рис. 55). Размещение преджильных метасоматитов и кварцевожильных зон контролируется долгоживущими тектоническими зонами северо-восточного простирания, выступающими в роли рудовмещающих тектонических нарушений.

Они представляют собой зоны расланцевания, смятия и дробления мощностью 5–6 м, максимально до 10 м, по простиранию прослежены на 1600–1700 м, на глубину до 100 м, а отдельными скважинами до 300 м.

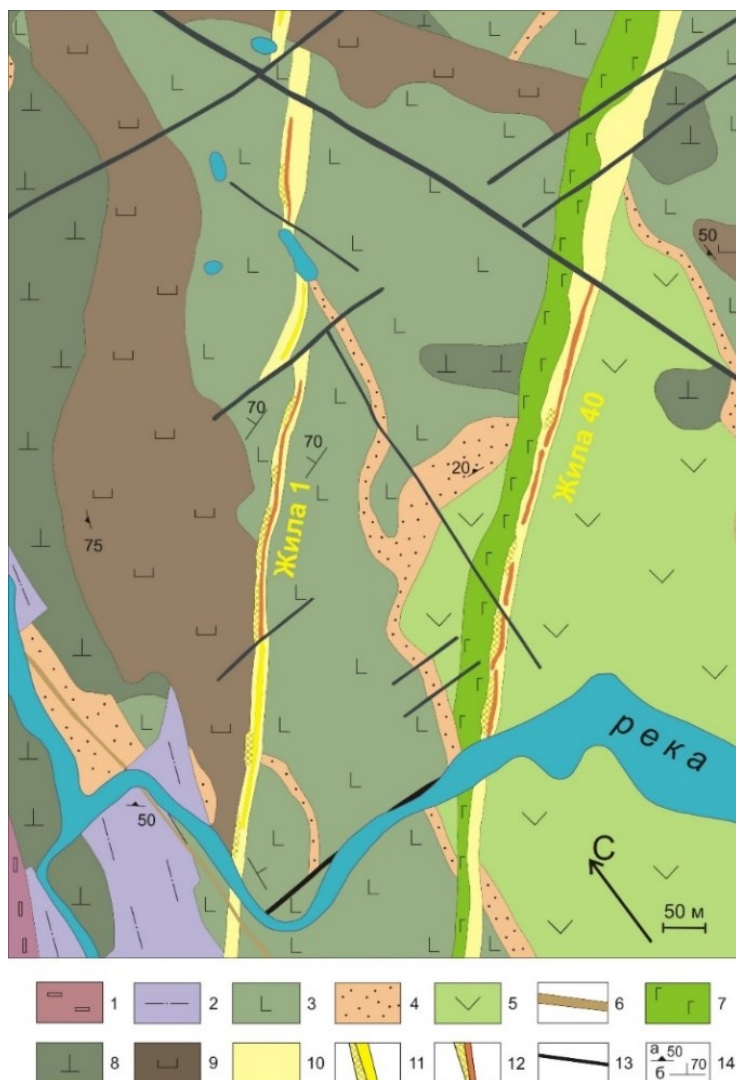


Рис. 55. Схема геологического строения южной части жильного поля Майского (по [Метасоматические..., 2005]). Условные обозначения: 1 — кайральская свита: песчанистые доломиты, известковистые метаалевролиты, туфопесчаники, 2–5 — апаярвинская свита: 2 — карбонат-хлорит-тремолитовые сланцы, 3 — актинолитовые metabазальты, метаандезитобазальты, метамандельштейны, 4 — туфосланцы, 5 — роговообманковые metabазальты; 6 — дайки ультрабазитов; 7 — калевийская дайка керсутитового габбро; 8 — раннепротерозойские дайки метадолеритов; 9 — раннепротерозойские интрузии метаультрабазитов; 10 — линейные зоны магнизиальных метасоматитов; 11–12 — кварцевые жилы и зоны околожильных метасоматитов: 11 — выходящие на поверхность, 12 — не выходящие на поверхность; 13 — разломы; 14 — элементы залегания: а — геологические контакты, б — сланцеватость

Породы рудного поля претерпели процессы пропилитизации, магнезиального метасоматоза и гумбеитизации. Пропилитизация пород проявлена регионально, а процессы магнезиального метасоматоза и гумбеитизации приурочены к рудовмещающим разломам [Метасоматические..., 2005]. Процессы пропилитизации завершались развитием кварцевых прожилков. Мощность кварцевых прожилков до 1 см, а их метасоматических оторочек до 2 мм. Предполагается, что на завершающих стадиях пропилитизации формировались и сами кварцевые жилы.

Магнезиальный метасоматоз наложен на уже пропилитизированные вмещающие породы и на кварцевые жилы. Мощность зон измененных пород составляет 30–50 м. Процессы магнезиального метасоматоза заключались в развитии новообразованных биотита и амфибола, а также кварца, высвободившегося из силикатных минералов при их замещении.

Метасоматиты фации гумбеитов концентрируются внутри зоны магнезиальных метасоматитов по границам рудных столбов, как правило, висячем боку жил и на контакте с дайками калевийских габброидов. Минеральный состав гумбеитов включает кварц, калиевый полевой шпат, олигоклаз, кальцит, мусковит, биотит [Метасоматические..., 2005].

Кварцевожилльные зоны приурочены к лежащему боку даек северо-восточного простирания. Кварцевожилльные зоны 1 и 40 представлены стволными жилами мощностью до 3,4 м и редкими субпараллельными кварцевыми линзами, не выходящими на поверхность.

Жилы содержат многочисленные ксенолиты вмещающих пород. Размеры ксенолитов от нескольких сантиметров до первых метров, среди ксенолитов преобладают метабазалты.

Гнездовая и прожилковая сульфидная минерализация с золотом развивается в призальбандовых частях жилы и часто приурочена к границам ксенолитов вмещающих пород с кварцем. Размеры сульфидных прожилков не превышают по мощности 1 см и по протяженности 10–20 см. Гнезда сульфидов в зальбандах жил могут достигать нескольких сантиметров.

Рудные столбы в жилах 1 и 40 локализованы на участках со сложной морфологией жил, насыщенных ксенолитами пород, с повышенной трещиноватостью. В жиле 1 с поверхности оконтурен рудный столб длиной по простиранию 110 м со средним содержанием золота 13,1 г/т. В жильной зоне 40 рудный столб прослежен по простиранию на 80 м, среднее содержание золота — 10,5 г/т. Рудные столбы имеют лентовидную форму (до 20–30 м в вертикальном сечении) и пологое склонение под углом 15–20° в северо-восточном направлении, при этом минерализованными оказываются не только сами жилы, но и вмещающие их породы.

Геохимическая ассоциация элементов, сопровождающая минерализацию золота в жилах, включает Ag, Te, Se, Cu, Pb, Bi (рис. 56, табл. 31). Содержание мышьяка повышено незначительно. В жиле 1 геохимические ореолы золота практически полностью совпадают с ореолами Ag и Pb, в жиле 40 — с ореолами Ag, Pb, Cu.

Таблица 31

Содержание малых элементов в пробах кварцевых жил
месторождения Майского, г/т

Элемент	КР-200	КР-201	Элемент	КР-200	КР-201
Li	1,3	12	Ag	8,4	5,8
Sc	1,1	1,1	Cd	1,8	1,3
V	15	10	Sn	0,8	0,6
Cr	145	50	Sb	0,16	0,2
Co	32	12	Te	2,8	9
Ni	110	70	Cs	0,17	0,6
Cu	1400	1600	Ba	10	6
Zn	70	40	La	0,31	0,14
Ga	1,1	0,7	Ce	0,68	0,27
As	12,4	6,7	Ta	0,043	0,11
Se	16	25	W	1,3	1,7
Rb	0,8	1,7	Tl	0,011	0,014
Sr	6,3	2,3	Pb	170	110
Y	0,5	0,14	Bi	2,2	9
Zr	3	0,4	Th	0,05	0,024
Nb	0,6	0,07	U	0,036	0,016
Mo	2,1	2,7	Au	10,5	73

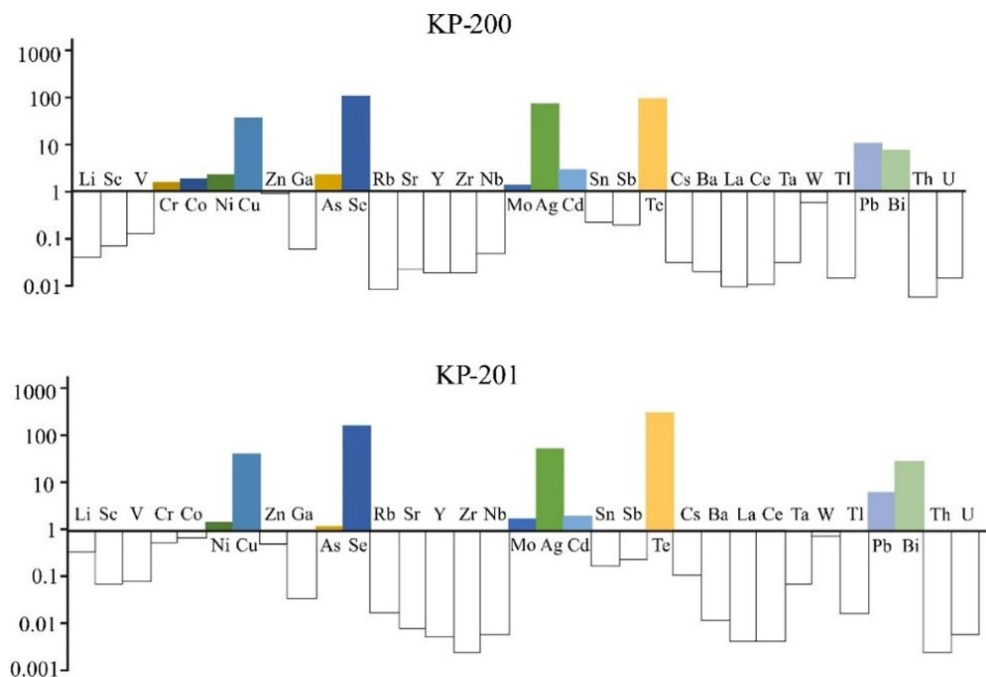


Рис. 56. Спектры малых элементов в минерализованных кварцевых жилах месторождения Майского КР-200 (10,5 г/т Au) и КР-201 (73 г/т Au), нормированные по среднему содержанию элементов в верхней части земной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Главные рудные минералы в порядке распространенности представлены халькопиритом, пирротином, сфалеритом, галенитом, пиритом, кобальтином, самородным золотом, они составляют менее 1% объема жильной массы. Наиболее распространены мономинеральные скопления зерен халькопирита и его сростания со сфалеритом, галенитом, грюнеритом. Второстепенные и редкие минералы — магнетит, марказит, макинавит, борнит, кубанит, кобальтовая разновидность пентландита, алтаит, цумоит, теллуrowисмутит, клаусталит, галеноклаусталит, костибит, клоkmаннит [Гавриленко, Реженова, 1987; Золото-кварцевое..., 2003], гессит, гринокит [Геологическая..., 1993], тетрадимит, теллуриды никеля, теллуриды золота, висмутин, серебро самородное, арсенопирит, вавринит, ковеллин, зигенит, глаукоdot, штютцит [Иващенко, Голубев, 2011], по нашим данным, также герсдорфит, минералы ряда кавачулит-скиппенит, поубаит, волынскит, виоларит, раклиджит, аргентопентландит [Новые данные..., 2018] (табл. 32). Из первичных минералов-оксидов основную роль играют рутил, ильменит, магнетит, шеелит.

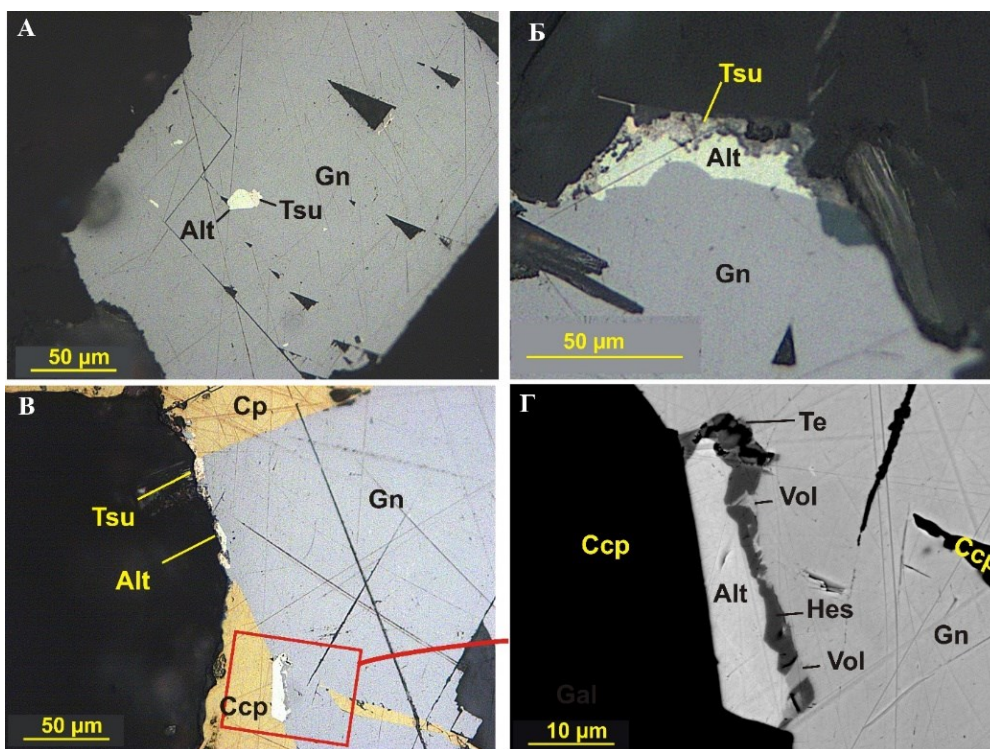


Рис. 57. Выделения алтаита, цумоита, волынскита в ассоциации с галенитом, месторождение Майское. А–В — фотографии аншлифов, без анализатора, Г — фотография в обратно рассеянных электронах

В аншлифах мы видим, что выделения теллуридов чаще связаны с галенитом (рис. 57), реже образуют отдельные зерна среди нерудных минералов, где тяготеют к скоплениям чешуек клинохлора (рис. 58).

Таблица 32

Состав теллуридов и селенидов месторождения Майского, мас. %

	1	2	3	4	5*	6	7	8	9*	10**	11**
Fe	0,18	0,12	0,10	0,23	—	0,08	0,06	0,03	—	1,03	0,99
Cu	—	—	—	—	—	—	—	0,03	n,s,	41,63	41,31
Pb	34,93	18,80	27,44	4,63	12,58	8,86	69,54	71,19	81,35	0,49	0,52
Ag	—	—	—	—	—	—	0,45	—	0,04	0,60	0,51
Bi	28,41	39,62	31,57	52,91	47,38	47,44	1,56	0,34	—	—	—
Sb	0,33	0,34	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S	0,67	0,29	0,13	0,09	—	0,07	0,68	1,18	9,91	6,44	6,26
Se	15,92	13,52	7,19	15,86	1,01	1,09	25,30	23,35	8,25	45,33	46,76
Te	19,14	27,03	33,48	26,24	39,21	42,78	2,61	3,21	0,49	5,42	3,97
Сумма	99,58	99,71	99,90	99,95	100,18	100,32	100,18	99,33	100,04	100,94	100,32
Коэффициенты кристаллохимической формулы											
Fe	0,04	0,02	0,02	0,03		0,01		0,01		0,02	0,02
Cu								0,01		0,80	0,79
Pb	2,26	0,93	1,48	0,16	0,19	0,49	0,93	0,96	0,94		
Ag							0,01			0,01	0,01
Bi	1,83	1,93	1,69	1,86	0,71	2,58	0,02	0,00			
Sb	0,04	0,03									
S	0,28	0,09	0,05	0,02		0,02	0,06	0,10	0,74	0,25	0,24
Se	2,71	1,75	1,02	1,47	0,04	0,16	0,89	0,83	0,25	0,70	0,72
Te	2,01	2,16	2,94	1,51	0,96	3,82	0,06	0,07	0,01	0,05	0,04

Примечание. 1 — $Pb_2Bi_2(Se,S)_3Te_2$, коэффициенты формулы рассчитаны на $S + Se + Te = 5$; 2–3 — поубаит, 4 — квацулит, 5 — цумоит, 6 — раклиджит, 7–8 — клаусталит, 9 — селенистый галенит, 10–11 — клокманнит. Коэффициенты формул рассчитаны на $S + Se + Te = 4$ — для поубаита и раклиджита, $S + Se + Te = 3$ — для квацулита, $S + Se + Te = 1$ — для цумоита, галенита, клаусталита и клокманнита.

* Золото-кварцевое месторождение Майское (Северная Карелия): геологические и минералогическо-геохимические особенности, вопросы генезиса / Ю. Г. Сафонов [и др.] // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45, № 5. С. 429–451.

** Гавриленко, 1987; Гавриленко, Реженова, 1987.

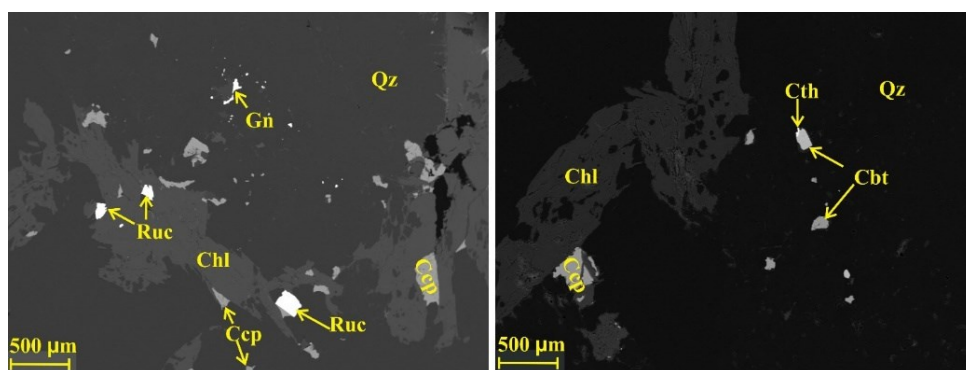


Рис. 58. Выделения раклиджита (слева) и клаусталита в сростании с кобальтином (справа), месторождение Майское. Фотографии в обратно рассеянных электронах

Многие зерна галенита содержат округлые микровключения алтаита размером до 15 мкм, выделения алтаита часто тяготеют к границам галенита с халькопиритом или кварцем. Во внешней части зерен алтаита по границе с галенитом развиваются теллуриды висмута и серебра цумоит, штютцит, вольтскит, самородный теллур (микровыделения размером в несколько микрон). Лишь в одном случае включение теллуридов раклиджита и алтаита отмечено в пирротине. Б. В. Гавриленко описал выделение алтаита по трещинам, рассекающим ранние сульфиды [Гавриленко, Реженева, 1987].

Селениды клаусталит и клокманиит также были описаны Б. В. Гавриленко, эти минералы встречены им в виде включений округлой или призматической формы размером до 30 мкм в халькопирите, пирротине и сфалерите [Гавриленко, Реженева, 1987]. Нами обнаружен клаусталит в краевой части одного из зерен кобальтина (см. рис. 58). В сростании с галенитом селениды не отмечены. Для селенидов характерны примеси теллура, серы, висмута и серебра.

В искусственном аншлифе, изготовленном из немагнитной фракции сульфидного концентрата из лежалых хвостов, отмечены пластинчатые мономинеральные выделения висмута- и селенотеллуридов размером до 50 мкм. Установлены теллуrowисмутит со значительной примесью Pb, поубаит с разным соотношением Se и Te и с различным содержанием свинца, минерал ряда кавацулит-скиппенит, где доля скиппенитового минала составляет 49 % (см. табл. 32). Из селенидов выявлен клаусталит в сростании с халькопиритом, клаусталит содержит включения гессита размером в несколько микрон.

Золото в кварцевых жилах распределено весьма неравномерно. В пределах жилы 1 оконтурены участки размерами 3×1,5 и 1×1,5 м [Золоторудные..., 2003] с высокой концентрацией самородного золота, где размер его выделений достигает 1–2 мм, а содержание в отдельных пробах — сотен граммов на тонну. Первый из этих участков приурочен к крупному ксенолиту метабазальтов, а второй расположен в приконтактной части жилы. Форма зерен золота неправильная, пластинчатая, прямоугольная, округлая, шестигранная, в жиле 40 местами отмечалось также пленочное золото, растертое на плоскостях скольжения [Золото-кварцевое..., 2003; Калинин, 2018]. Выделения золота отмечаются по трещинам в кварце, тяготеют к амфиболлизированным и хлоритизированным реликтам породы, часто встречаются в сростаниях с сульфидами — халькопиритом и галенитом.

Золото высокой пробности (от 900 до 960), лишь в одном зерне из сростания с костибитом пробность ниже — 575 ‰ (табл. 33) [Иващенко, Голубев, 2011]. Кроме серебра, в золоте выявлены примеси железа, меди и висмута (сотые до десятых доли мас. %).

Генезис месторождения на настоящее время остается неопределенным. Имеющиеся геохронологические данные показывают, что оно формировалось многоэтапно, начиная с поздних стадий свекофеннского этапа метаморфизма и заканчивая палеозоем [Калинин, 2018; Kalinin, 2021]. Геохимические и минералогические характеристики оруденения отличают месторождение Майское от орогенных золоторудных объектов. Проявления среднего и кислого интрузивного магматизма в районе месторождения отсутствуют; впрочем,

по результатам гравиметрической съемки на участке выявлена отрицательная аномалия силы тяжести, которая может быть связана с гранитным интрузивом на глубине.

Таблица 33

Химический состав самородного золота месторождения Майского, мас. %

Fe	0,00	0,00	0,07	0,00	0,08	0,08	0,13	0,11	0,10	–	–
Cu	0,06	0,06	0,19	0,09	0,06	0,15	0,22	0,07	0,29	–	–
Ag	5,53	5,88	2,86	6,71	4,09	5,95	3,52	3,91	4,84	3,34	2,97
Au	91,10	90,92	94,30	90,62	92,96	92,82	96,76	95,79	94,67	97,37	94,74
Сумма	96,69	96,87	97,43	97,42	97,19	99,00	100,62	99,88	99,90	100,71	97,70
Коэффициенты кристаллохимической формулы											
Fe	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,003	0,004	0,004	0,003		
Cu	0,002	0,002	0,006	0,003	0,002	0,004	0,006	0,002	0,009		
Ag	0,100	0,105	0,052	0,119	0,074	0,104	0,062	0,069	0,084	0,059	0,054
Au	0,898	0,893	0,940	0,878	0,921	0,889	0,928	0,925	0,904	0,941	0,946

Месторождение Майское по своим характеристикам очень похоже на малое месторождение меди и золота Кивимаа в поясе Перапохья в Финляндии [Eilu, Pankka, 2013; Kivimaa..., 2022], которое более детально рассмотрено в разделе 3. Генезис месторождения Кивимаа остался неопределенным, поэтому финскими геологами оно было выделено в отдельный тип золото-медных месторождений пояса Перапохья [Quantitative..., 2016].

На участке *Кайралы*, расположенном примерно в 50 км к северо-северо-западу от месторождения Майского, проявления минерализации золота также установлены в кварцевых жилах.

Участок Кайралы сложен отложениями апарвинской, кайральской и соткойвинской свит, это преимущественно базальтовые метапорфириты при подчиненном развитии метабазальтов, метаандезитобазальтов и метамандельштейнов, сопровождающих их туфов, туфолов и лавобрекчий. Участок характеризуется сложным складчато-блоковым строением за счет разблокирования разломами северо-западного и субширотного направлений. Горизонтальные смещения достигают 1,5 км и более, вертикальная амплитуда неизвестна.

На участке Кайралы известно около 40 кварцевых жил, большая часть которых сконцентрирована в пределах продольной (СВ 330°) кварцевожильной зоны протяженностью до 4 км и видимой мощностью до 750 м в средней части полосы развития пропилитизированных пород. Сульфидная пиритовая или пирит-халькопиритовая минерализация отмечается редко и не превышает 1–3 об. %. Наиболее интенсивная сульфидная минерализация обнаруживается в карбонатсодержащих кварцевых жилах. Бедная вкрапленность пирита и пирротина отмечена и во вмещающих породах.

Значимые концентрации золота (1,17 г/т Au, определено методом атомной абсорбции) установлены только в кварце глыбовых развалов с пирит-халькопиритовой минерализацией. В керне скважин, пробуренных ОАО «Центрально-Кольская экспедиция» в ходе поисковых работ 1998–2000 гг., содержание золота не превышало 0,8 г/т.

Рудные минералы представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом и сфалеритом в сростках и изолированно в межзерновых пространствах кварцевых агрегатов или в виде тонких прерывистых прожилков, пересекающих агрегаты кварца. Пирротин часто замещается агрегатами пирита и марказита, иногда в нем присутствует пламенеvidный пентландит. В некоторых случаях (особенно на контакте кварцевой жилы и кварц-карбонатных пород) размер зерен пирита достигает 1 см, в нем наблюдаются включения кварца. Нередко такой пирит встречается в ассоциации с халькопиритом, по периферии выделений и трещинам он замещается гематитом. Вместе с пиритом отмечен кобальтин; в виде включений в краевых зонах пирита и в замещающем его гематите установлены также миллерит, мелонит, калаверит, монтбрейит и золото [Золото рудопроявления..., 2010; Чернявский и др., 2012].

Минералы ряда золото-серебро характеризуются широким диапазоном состава от высокопробного золота (100 мас. %) до золотистого серебра (37,6 мас. % Au). В качестве примесей отмечаются Cu (до 1,3 мас. %) и Fe (до 2,5 мас. %). Размер зерен золота и его теллуридов калаверита и монтебрейита составляет 2–4 мкм [Золото рудопроявления..., 2010, Чернявский и др., 2012].

По геологическим характеристикам проявление Кайралы можно классифицировать как орогенное.

На восточном фланге пояса Салла-Куолаярви известен целый ряд участков развития альбититов, которые в 1970–1980-е гг. исследовались на урановую минерализацию (работы ПГО «Невскгеология»), но не рассматривались как образования, перспективные на золото. Это урановые рудопроявления Алим-Курсуярви (второе название «Оборона»), Илим-Курсуярви («Фосфорное»), Сювяярви («Алакуртти»), Лагерное и Озерное [Золото-урановое..., 2017].

Альбититы образуют зональные тела мощностью до 5 м и протяженностью в десятки метров, часто секущие сланцеватость вмещающих толщ. Вмещающими породами для альбититов служат метавулканогенные и метаосадочные породы, относящиеся к нилуттиярвинской (Озерное), юрхямьярвинской (Алакуртти, Лагерное), куонаярвинской (Алим- и Илим-Курсуярви, Алакуртти) и кясиярвинской (Лагерное) свитам, а также интрузивные комплексы габбро и габбро-долеритов (Алим-Курсуярви, Алакуртти, Озерное).

На всех перечисленных рудопроявлениях, за исключением Илим-Курсуярви, развита сульфидная минерализация, что послужило основанием для изучения золотоносности альбититов [Калинин, 2013; Калинин и др., 2014б]. Наиболее интересные результаты получены для рудопроявления Озерное (рис. 59), на примере которого ниже рассмотрена золото-молибден-урановая минерализация в альбититах.

Молибден-урановое рудопроявление *Озерное* располагается на восточном фланге пояса Салла-Куоляярви, примерно на широте месторождения Майского. В геологическом строении участка основная роль принадлежит плагиоамфиболитам — основным метавулканикам нилуттиярвинской свиты и комагматичным им метагабброидам.

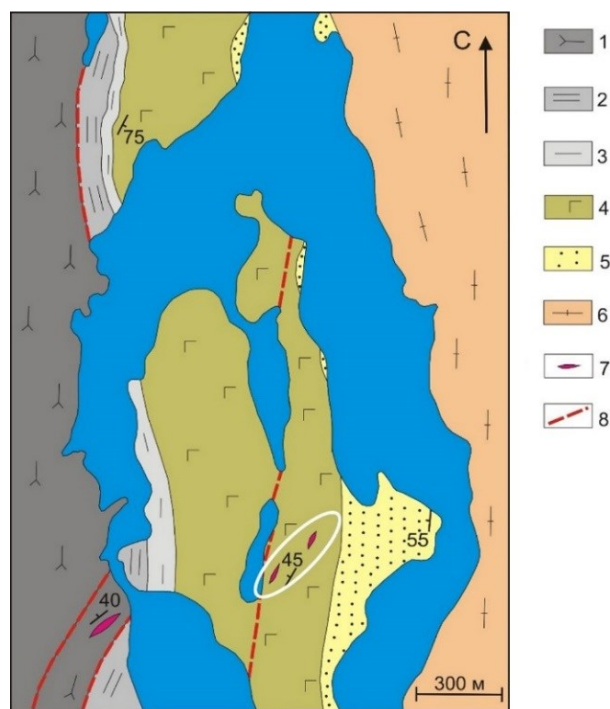


Рис. 59. Схема геологического строения участка рудопроявлений Озерное и Лагерное [Этапы формирования..., 2015]. *Условные обозначения:*
 1–3 — юрхямьярвинская свита: 1 — биотитовые и амфибол-биотитовые сланцы, 2 — метапесчаники, кварциты, 3 — слюдистые сланцы; 4 — нилуттиярвинская свита — плагиоамфиболиты (основные метавулканики и метагабброиды); 5 — ниваярвинская свита — кварциты; 6 — гранитогнейсы и плагиомикроклиновые граниты архейского фундамента; 7 — линзы альбититов; 8 — тектонические нарушения.
 Белым контуром показан участок рудопроявления Озерное, к западу от него линза альбититов рудопроявления Лагерное

Зона развития альбититов по плагиоамфиболитам занимает секущее положение под углом около 10° к простиранию вмещающих пород и прослежена в северо-восточном направлении на 270 м при мощности до 30 м (рис. 59). Альбититы образуют серию кулисообразно расположенных линз размером максимально до 10×90 м. Простирание линз альбититов — 30° СВ.

Альбититы слагают центральные части зон метасоматического преобразования пород. Переход от плагиоамфиболитов к альбититам постепенный и визуально выражается в изменении цвета породы с темно-серого на розовато-красный, нередко прямо по простиранию породы. Во внешних частях зон метасоматитов

в плагиоамфиболитах проявлена интенсивная эпидотизация, а вблизи линз альбититов — биотитизация, развитие хлорита и актинолита, благодаря которым приконтактовые породы имеют сланцеватую текстуру.

Более поздними по отношению к альбититам являются альбит-хлоритовые, альбит-карбонатные, карбонатные (доломитовые) метасоматиты в центральных частях линз альбититов. Завершается процесс изменения пород развитием карбонат-кварцевых и кварцевых метасоматитов, последние установлены в центральной части только одного из тел альбититов.

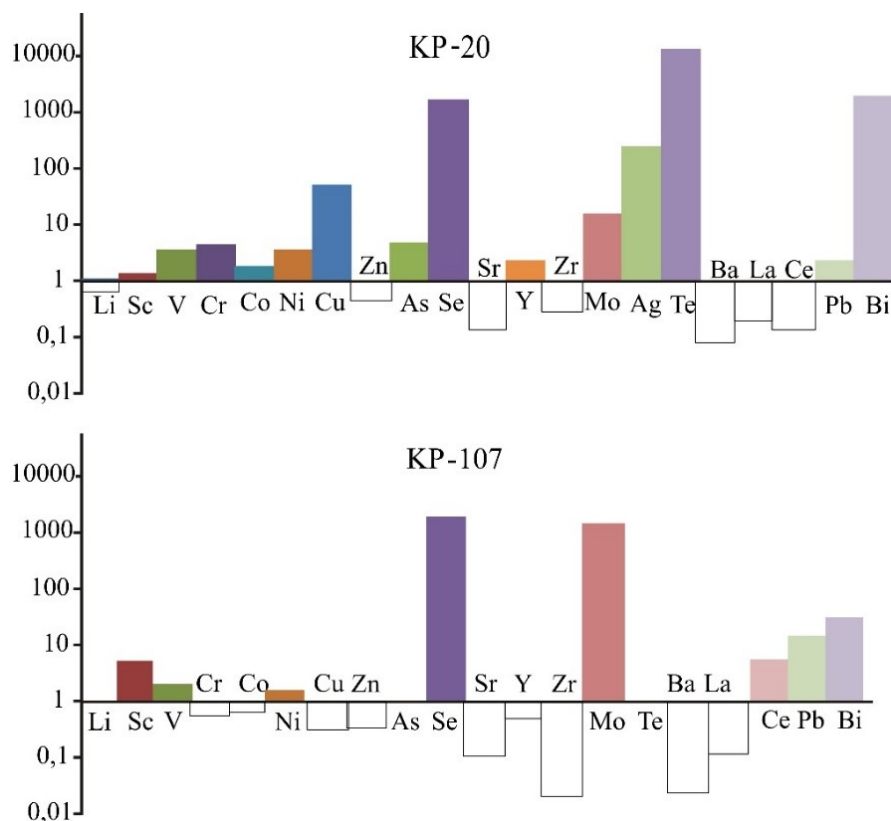


Рис. 60. Спектры малых элементов в альбит-карбонатных золотосодержащих метасоматитах рудопоявления Озерного КР-20 (0,41 г/т Au), КР-107 (0,10 г/т Au), нормированные по среднему содержанию элементов в верхней части земной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Геохимическая ассоциация элементов в минерализованных породах включает Те, Вi, Se, Мо, Рb (рис. 60, табл. 34).

Все породы рудопоявления содержат окисно-сульфидную рудную минерализацию. Во вмещающих измененных плагиоамфиболитах в составе рудной минерализации преобладают пирит, халькопирит, ильменит и магнетит. В альбититах вместо ильменита образуются гематит и рутил, появляются молибденит, марказит и минералы урана — уранинит, уранофан и браннерит. В карбонатных

метасоматитах молибденит становится основным сульфидным минералом, отмечены также марказит, халькопирит, пирит. Кроме того, здесь развивается богатая Bi-Te-Se-минерализация. Минерализация теллуридов и селенидов прожилково-вкрапленная, размер выделений теллуридов (мелонита) достигает 3 мм, но чаще это десятые и сотые доли миллиметра. Среди теллуридов на рудопроявлении относительно широко распространены мелонит NiTe₂, алтаит PbTe и фробергит FeTe₂, реже встречаются маттагамит CoTe₂, клаусталит PbSe и минералы ряда кавацулит Bi₂SeTe₂ — скиппенит Bi₂Se₂Te, в качестве «минералогических редкостей» отмечены раклиджит (Bi, Pb)₃Te₄, цумоит BiTe, сивльванит (Au,Ag)₂Te₄, колорадоит HgTe, богдановичит AgBiSe₂, поубаит PbBi₂Se₂Te₂, кроме того, бамболлаит Cu(Se,Te)₂ и самородный теллур [Калинин и др., 2014б; Кавацулит..., 2014; Калинин, Савченко, 2015; Kalinin, 2021] (табл. 35).

Таблица 34

Содержание малых элементов в альбититах рудопроявления Озерного, г/т

Элемент	КР-20	КР-107	Элемент	КР-20	КР-107
Li	22	–	Y	50	11
Sc	19	66	Zr	59	4
V	345	186	Mo	17	1443
Cr	427	55	Ag	13,3	< 1,00
Co	32	12	Te	363	< 5
Ni	172	69	Ba	55	16
Cu	1475	9	La	7	4
Zn	33	23	Ce	9	–
As	23	<3	Au	0.35	0,008
Se	156	160	Pb	38	236
Sr	48	36	Bi	312	5

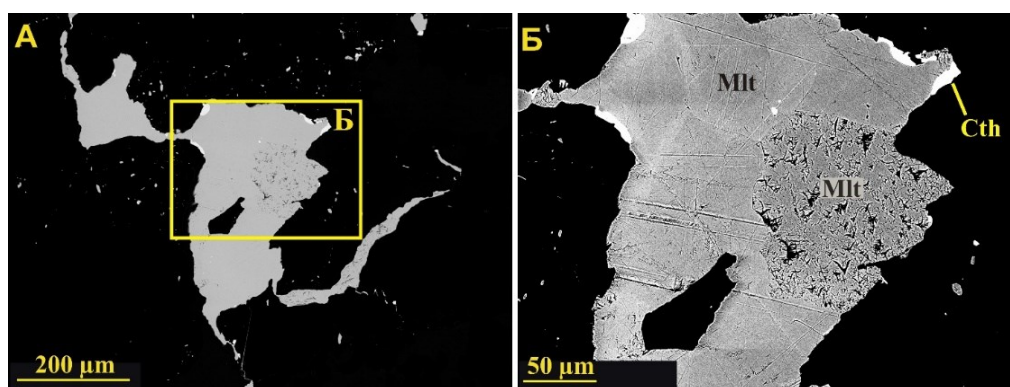


Рис. 61. Мелонит в доломите (А), видно блочное строение и разную ориентировку отдельных блоков в зерне мелдонита (Б).
Изображения в обратно-рассеянных электронах

Состав теллуридов и селенидов рудопроявления Озерного, мас. %

	Мелонит			Фроберит			Магтагамит*			Алгаит		Клаустаит	
Fe	0,04	0,06	0,00	0,00	18,03	18,19	7,32	8,43	1,29	0,07	—	—	—
Co	0,45	0,43	0,45	0,53	—	—	11,81	11,24	10,09	—	—	—	—
Ni	17,77	17,62	17,13	16,33	—	—	0,26	0,32	8,69	—	0,03	—	0,07
Cu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pd	0,15	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	—	—	0,09	—	—	—	—	—	—	—	—
Au	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb	—	0,14	—	—	—	2,94	—	—	—	62,87	60,56	69,78	70,70
Bi	—	—	—	—	0,14	0,16	—	—	—	—	0,12	0,77	0,23
S	—	—	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—
Se	2,17	0,30	2,25	2,08	0,47	0,18	—	—	—	2,86	1,46	24,61	25,36
Te	81,19	81,78	80,35	80,74	81,18	78,69	80,61	80,00	79,93	33,90	34,61	3,69	1,21
Сумма	101,77	100,44	100,18	99,67	99,91	100,22	100,00	100,00	100,00	98,33	96,77	98,86	97,57
Коэффициенты кристаллохимической формулы													
Fe	0,002	0,003	0,00	0,00	1,005	1,048	0,42	0,48	0,07	0,004	—	—	—
Co	0,023	0,023	0,023	0,027	—	—	0,63	0,61	0,55	—	—	—	—
Ni	0,912	0,931	0,887	0,844	0,00	—	0,01	0,02	0,47	—	0,001	—	—
Pd	0,004	0,003	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	—	—	0,028	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb	—	—	—	—	0,00	0,046	—	—	—	1,006	1,009	0,989	0,993
Bi	—	—	—	—	0,00	0,002	—	—	—	—	0,002	0,011	0,013
S	—	—	—	—	0,00	0,006	—	—	—	—	—	—	—
Se	0,083	0,012	0,087	0,080	0,018	0,007	—	—	—	0,12	0,064	0,985	0,917
Te	1,917	1,988	1,913	1,920	1,982	1,984	2,00	2,00	2,00	0,88	0,936	0,015	0,083

	Квацулит		Скиппенит	Поубаит*	Теллуровисмутит	Раклиджиг*	Сильванит**	Богдановичит
Fe	—	—	0,10	0,20	—	0,22	0,45	—
Co	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	—	—	—	—	—	—	2,44	—
Pd	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	0,13	—	—	—	8,00	20,61
Sb	—	—	—	—	0,19	—	—	—
Au	0,25	0,24	—	—	—	—	24,27	—
Pb	11,90	9,53	—	20,11	2,44	11,16	—	0,09
Bi	44,84	48,06	56,92	39,55	50,22	42,95	—	45,22
S	—	—	—	—	—	—	—	0,13
Se	11,28	14,36	18,56	11,91	2,31	2,81	0,11	31,90
Te	30,07	25,86	24,11	28,24	43,99	42,87	64,73	2,18
Сумма	98,08	98,19	99,82	100,00	99,15	100,00	100,00	100,13
Коэффициенты кристаллохимической формулы								
Fe			0,013	0,039		0,043	0,063	0,002
Cu							0,302	
Ag			0,009				0,583	0,917
Sb					0,013			
Au							0,968	
Pb	0,455	0,359		1,042	0,095	0,580		0,002
Bi	1,700	1,794	1,927	2,034	1,927	2,213		1,038
S								0,020
Se	1,132	1,419	1,663	1,621	0,235	0,383	0,011	1,940
Te	1,868	1,581	1,337	2,379	2,765	3,617	3,989	0,082

Примечание. Коэффициенты формул рассчитаны на S + Se + Te = 2 в мелоните, фробергите, магтагамите, на S + Se + Te = 1 в алтанте и клаустаните, на Te + Se + S = 3 в квацулите и скиппените, Te + Se = 3 в теллуровисмутите, Te + Se = 4 в сильваните, раклиджиге, поубаиге.

* Оценка состава минералов выполнялась с помощью энергодисперсионной приставки Bruker X Flash-5010, нормализовано к 100 мас. %.
 ** Данные [Рамановская..., 2015].

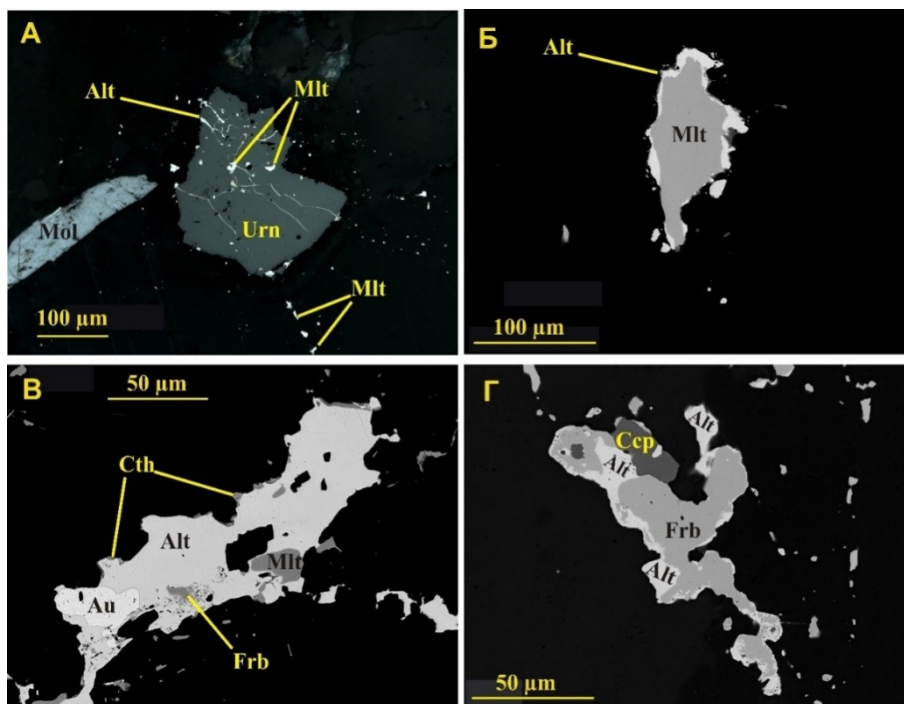


Рис. 62. Мелонит, алтаит, фробергит в альбит-доломитовом метасоматите. А — фото аншлифа, без анализатора, Б–Г — изображения в обратно-рассеянных электронах

Мелонит NiTe_2 — наиболее распространенный минерал из теллуридов. Обычно он встречается в виде ксеноморфных зерен размером до 2 мм в интерстициях доломита. Цепочки мелких зерен (сотые доли миллиметра) мелонита нередко развиваются по трещинам спайности карбоната. Характерны также мелкие ксеноморфные выделения мелонита на контакте уранинита и жильных минералов. Мелонит установлен в виде включений в молибдените и в тончайших микропрожилках по плоскостям спайности последнего. Крупные выделения мелонита имеют блочное строение (см. рис. 61), отдельные блоки различаются ориентировкой и содержанием примеси селена от 0,2 до 2,2 мас. %. Кроме Se, в мелоните установлены примеси Fe, Co, Pd и Pb (см. табл. 35).

Фробергит FeTe_2 образует неправильной формы зерна размером до 0,1 мм в интерстициях зерен доломита (рис. 62). В фробергите присутствуют включения халькопирита, имеющие явно реликтовый характер, и, в свою очередь, фробергит замещается алтаитом в виде каймы, реже — кавачулитом. В нем также выявлены незначительные примеси селена, серы, серебра и висмута (см. табл. 35).

Алтаит PbTe — более поздний минерал по отношению к мелониту и фробергиту и замещает их (рис. 62). Зерна алтаита ксеноморфные, часто с включениями мелонита, однородные по составу. Размер зерен алтаита достигает 0,5 мм. Аналогично мелониту алтаит образует цепочки мелких выделений по трещинам спайности доломита, включения и микропрожилковые выделения по спайности молибденита. В составе алтаита постоянно присутствует примесь Se (до 2,85 %), отмечались также Bi, Ni и Fe (см. табл. 35).

Маттагамит CoTe_2 обнаружен вместе с кобальтпентландитом в скоплениях тонких червеобразных и неправильной формы выделений размером в несколько микрон в центральной части относительно крупных зерен алтаита (рис. 63). Оценка состава показала наличие в маттагамите значительной примеси железа (см. табл. 35).

Теллуrowый аналог бамболлаита $\text{Cu}(\text{Te},\text{Se})_2$ обнаружен А. В. Чернявским в ассоциации с мелонитом и алтаитом [Волошин и др., 2015]. Обособленное зерно неправильной формы размером около 25 мкм, химический состав, мас. %: Cu — 18,06, Te — 75,37, Se — 3,23, сумма — 96,66. Анализ рассчитывается на формулу $\text{Cu}_{0,931}(\text{Te}_{1,935}\text{Se}_{0,134})_{2,069}$. В анионном блоке, в отличие от других бамболлаитов, отмечается доминантная роль Te, то есть данный минерал можно рассматривать как новую минеральную фазу CuTe_2 .

Висмутотеллуриды теллуrowисмутит, раклиджит и цумоит встречаются редко, преимущественно в виде полиминеральных сростаний с мелонитом, алтаитом, поубаитом, клаусталитом (рис. 64). Размер выделений до 10 мкм, форма зерен неправильная.

Состав цумоита соответствует формулам: 1 — $\text{Bi}_{1,052}(\text{Te}_{0,899}\text{Se}_{0,049})_{0,948}$, 2 — $\text{Bi}_{1,032}(\text{Te}_{0,928}\text{Se}_{0,039})_{0,968}$ [Волошин и др., 2015]. Химический состав раклиджита отвечает формуле $(\text{Bi}_{2,213}\text{Pb}_{0,580}\text{Fe}_{0,043})_{2,836}(\text{Te}_{3,617}\text{Se}_{0,383})_{4,000}$.

Сильванит $(\text{Au},\text{Ag})_2\text{Te}_4$ образует обособленные округлые микровыделения размером 1–3 мкм на границе двух зерен доломита. Особенностью состава сильванита является содержание примеси Cu выше обычного для этого минерала (см. табл. 35), медь, предположительно, входит в структурную позицию Ag.

Колорадоит HgTe обнаружен в краевой части одного из зерен самородного теллура (рис. 64), в его составе установлены, мас. %: Hg — 54,86, Fe — 0,20, Te — 44,94, сумма — 100,0. Состав отвечает формуле $(\text{Hg}_{0,869}\text{Fe}_{0,011})_{0,880}\text{Te}_{1,119}$.

Кавацулит Bi_2SeTe_2 и скиппенит $\text{Bi}_2\text{Se}_2\text{Te}$ детально охарактеризованы ранее [Калинин и др., 2014б]. Зерна минералов этого изоморфного ряда пластинчатые или ксеноморфные, размером до 0,5 мм, обособленные среди карбонатов либо в сростаниях с мелонитом, фробергитом, алтаитом и клаусталитом (рис. 65).

Крупные ксеноморфные зерна имеют блочное строение, блоки различаются по соотношению Se/Te и по содержанию примеси Pb (до 11,9 %). Мелкие ксеноморфные и пластинчатые выделения относительно однородны по соотношению Se и Te, значимых примесей других элементов, кроме входящих в формулу минерала, не содержат (отмечены микропримеси Fe, S, Ag, Au) [Калинин и др., 2014б].

Доля скиппениновой составляющей в минералах колеблется от 0 до 86 %, чаще встречаются фазы с преобладанием Te над Se (70 % изученных зерен следует отнести к кавацулитам и лишь 20 % — к скиппенитам) (рис. 66). Фазы промежуточного состава с примерно равным содержанием скиппениновой и кавацулитовой составляющих выявлены впервые (рис. 66).

Поубаит $\text{PbBi}_2\text{Se}_2\text{Te}_2$ выявлен в виде отдельных микровыделений и в сростании с раклиджитом, клаусталитом и алтаитом в составе полиминерального сростка в краевой части одного из зерен мелонита (рис. 64). Ксеноморфный, размер

выделения около 10 мкм. Состав минерала отличается от стехиометрического существенным преобладанием теллура над селеном и некоторым избытком металлов в позициях Bi и Pb, присутствует примесь Fe (табл. 35). А. В. Чернявским поубаит был отмечен в межслоевом пространстве в молибдените, аналогично мелониту и алтаиту [Рамановская..., 2015]. Химический состав этого поубаита отвечает формуле $Pb_{1,313}Bi_{1,443}(Se_{2,139}Te_{1,980}As_{0,125})_{4,243}$, содержание примеси As 0,93 мас. %.

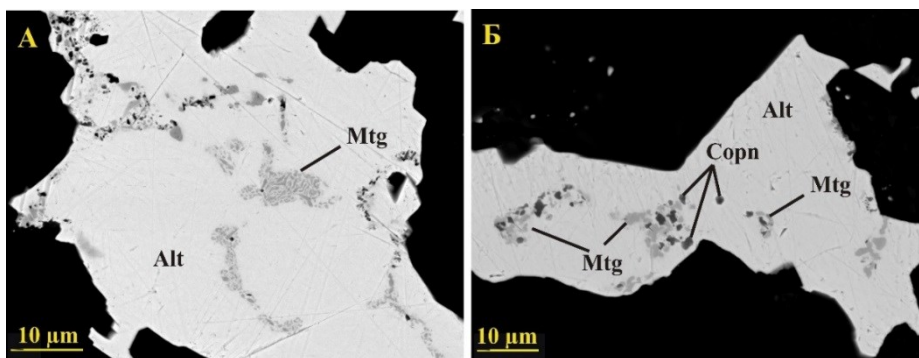


Рис. 63. Включения маттагамита (серые, А) и кобальтпентландита (темно-серые, Б) в алтаите, изображения в обратно-рассеянных электронах

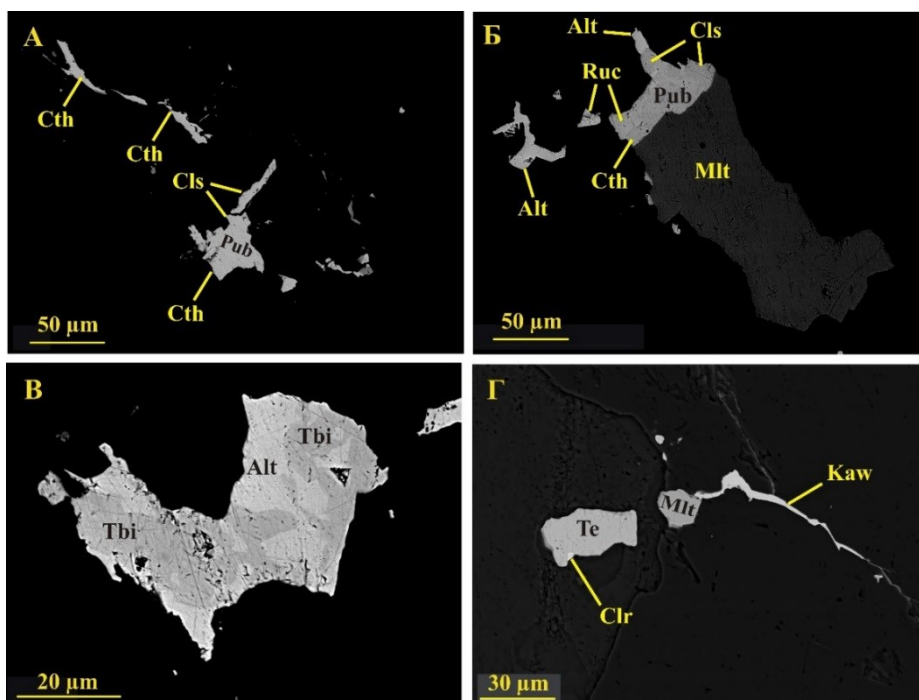


Рис. 64. Выделения поубаита (А, Б) раклиджита (Б), теллуровисмутита (В), колорадоита и самородного теллура (Г) в альбит-доломитовом метасоматите, изображения в обратно-рассеянных электронах

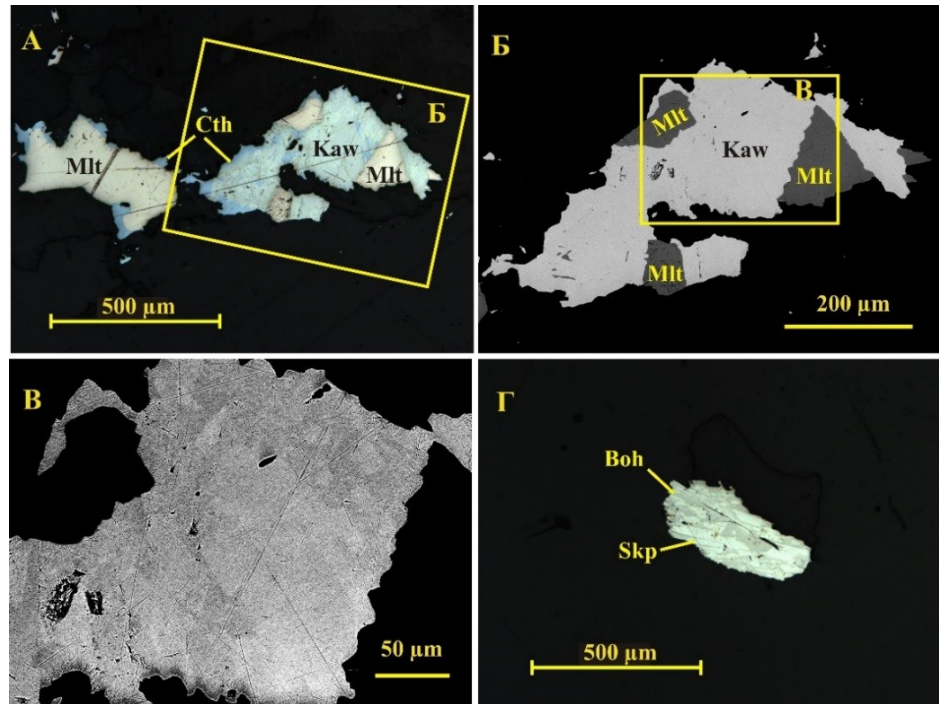


Рис. 65. Кавацулит, скиппенит, богдановичит в альбит-доломитовом метасоматите. А, Г — фото аншлифов, без анализатора; Б, В — изображения в обратно-рассеянных электронах

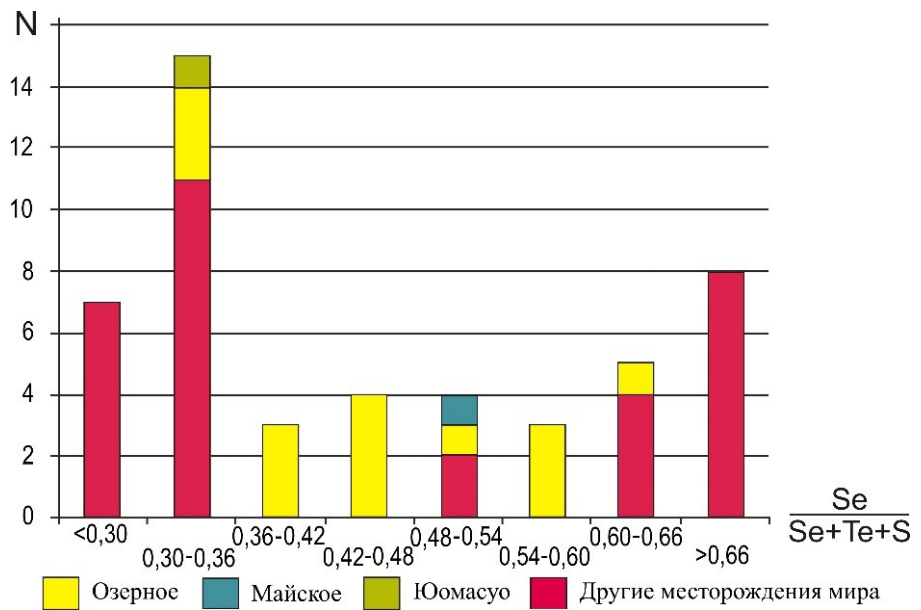


Рис. 66. Гистограмма составов минералов ряда кавацулит-скиппенит в месторождениях и рудопроявлениях северо-восточной части Фенноскандинавского щита и других месторождений в мире

Богдановичит AgBiSe_2 установлен в сростании со скиппенитом: зерно размером около 0,3 мм представляет собой сложный сросток пластинчатых и ксеноморфных выделений названных минералов (рис. 65) [Калинин и др., 2014б]. Химический состав минерала отличается от стехиометрического некоторым дефицитом Ag, содержится существенная примесь Te и микропримеси Pb и S (табл. 35).

Клаусталит PbSe — наиболее часто встречающийся минерал из группы селенидов. Развивается преимущественно в краевой части зерен теллуридов и селенотеллуридов (мелонит, алтаит, кавацулит) и сульфидов (халькопирит, пирит) в виде кайм (рис. 62, 64, 65) или многочисленных мелких (сотые-тысячные доли миллиметра) идиоморфных зерен, проникает по трещинам внутрь относительно крупных зерен мелонита, алтаита, кавацулита. Химический состав клаусталита характеризуется высоким содержанием примеси Te (до 3,7%), отмечены также Bi и Ni [Калинин и др., 2014а, б].

Штютцит в виде неправильной формы мелких зерен размером около 10 мкм отмечен по границам зерен доломита. В одном из зерен штютцита установлен вросток алтаита.

Самородный теллур встречен в виде обособленных ксеноморфных зерен размером до 30 мкм и их скоплений в доломите. В краевой части одного из зерен теллура отмечено микровыделение колорадоита (рис. 64, В). В составе самородного теллура примесей других элементов не обнаружено (Te 100 %). Выделения округлые, размером около 2 мкм.

Золото выделяется в микропрожилках вместе с теллуридами, для него обычны сростки с мелонитом и алтаитом (рис. 67). Золото тонкое, размер зерен составляет менее 30 мкм, высокопробное — 920–950 ‰ (содержание Ag 5,00–5,75 ‰), установлены микропримеси Ni и Fe.

Молибденит в карбонатных метасоматитах и в альбититах встречается в виде чешуек и их агрегатов, правильных гексагональных кристаллов и сферолитов, размер выделений достигает 7–8 мм (рис. 68) [Калинин и др., 2013]. Распределение минерала в породах неравномерное, участки обильной вкрапленности молибденита в основном приурочены к карбонатным метасоматитам в центральной части зоны альбитизации.

Молибденит развивается обычно обособленно от других сульфидов. В нем в виде включений установлены мелонит, алтаит, поубаит, которые образуют микропрожилки в межслоевом пространстве молибденита, либо эти включения ксеноморфные.

Все изученные образцы молибденита представляют собой смеси политипов 2H и 3R. Для молибденита из сферолитов (получены рентгенограммы четырех сферолитов) во всех случаях выявлено существенное преобладание политипа 3R. В чешуйках молибденита соотношение политипов варьирует, преобладающим может быть как 2H, так и 3R политип.

Для состава молибденитов характерен дефицит катионов по сравнению со стехиометрической формулой минерала (к.ф. от 0,88 до 0,98) (табл. 36).

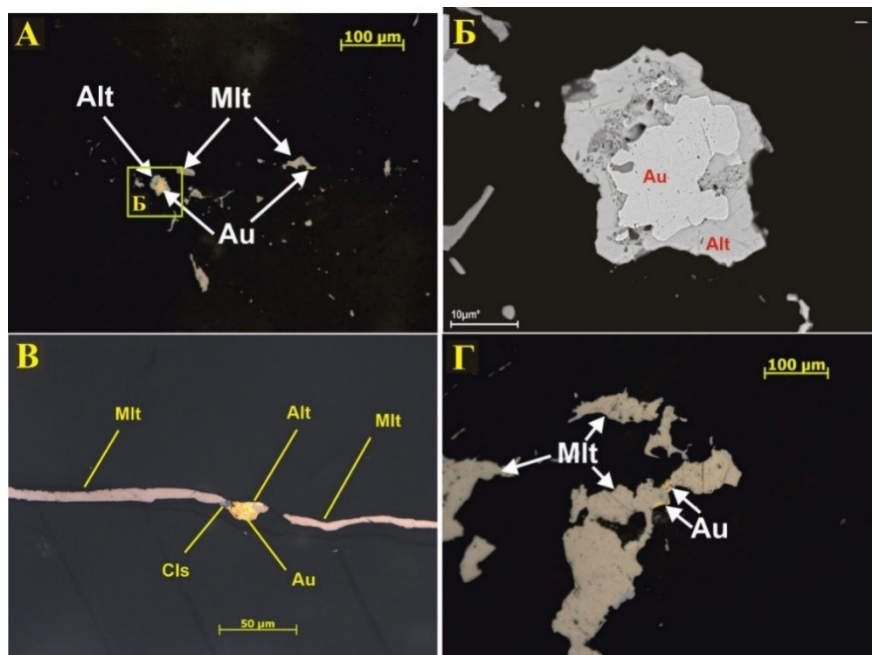


Рис. 67. Золото в сростании с мелонитом и алтаитом в альбит-доломитовом метасоматите рудопоявления Озерного. А, В, Г — фотографии аншлифа, без анализатора, Б — изображение в обратно-рассеянных электронах

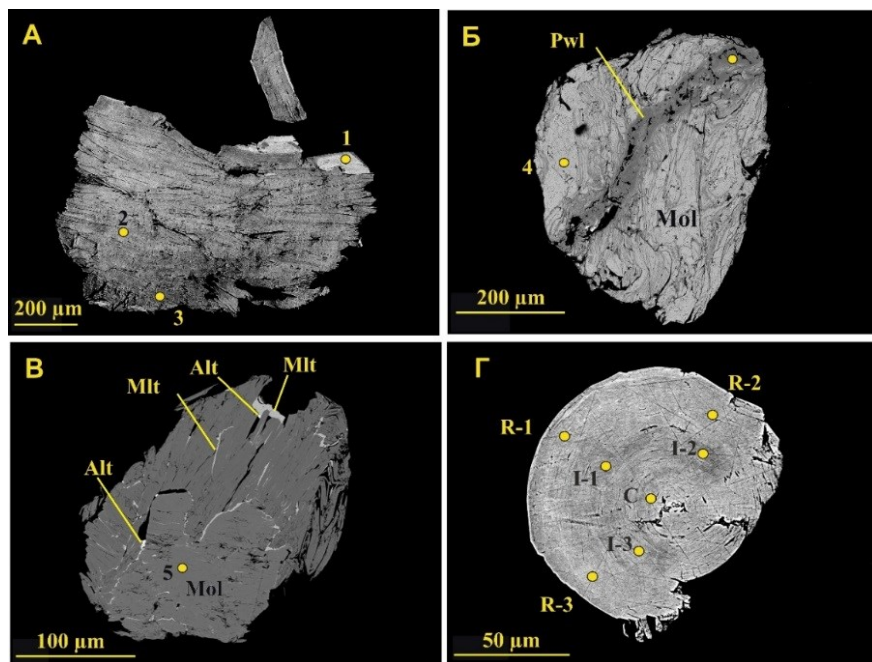


Рис. 68. Молибденит из альбит-доломитовых метасоматитов рудопоявления Озерное (А, Б, Г) и Сювяярви (В), изображения в обратно-рассеянных электронах. А–В — чешуйки молибденита, Г — сферолит. Указаны точки микрозондового анализа минерала (табл. 36)

Таблица 36

Состав молибденитов урановых проявлений в альбититах
Салла-Куоляярвинской зоны, мас. %

Номер точки	1	2	3	4	5*	КР-43		R-1	R-2	R-3	I-1	I-2	I-3	C
Fe	–	0,05	–	–	0,10	0,05	–	0,05	–	–	0,05	–	–	0,04
Mo	53,49	55,60	56,17	57,01	58,69	57,98	57,53	57,38	56,44	57,39	56,47	56,99	56,21	58,29
W	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,09	–	–	0,09
Re	–	0,27	–	0,14	0,09	–	–	–	–	–	1,21	1,02	1,15	–
S	30,73	36,09	37,77	35,91	24,53	41,36	41,67	37,18	37,89	36,98	41,14	41,55	41,48	35,69
Se	15,71	8,13	5,84	6,82	16,58	0,78	0,61	5,24	5,38	5,75	0,33	0,38	0,86	5,82
Te	–	–	–	0,08	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Total	99,93	100,14	99,78	99,96	100,00	100,16	99,81	99,85	99,71	100,11	99,30	99,94	99,70	99,92
Коэффициенты кристаллохимической формулы (S + Se + Te = 2)														
Fe		0,002			0,004	0,001		0,001			0,001			0,001
Mo	0,963	0,944	0,935	0,985	1,255	0,930	0,917	0,976	0,941	0,976	0,914	0,914	0,898	1,024
W											0,001			0,001
Re		0,002		0,001	0,001						0,010	0,008	0,010	
S	1,656	1,832	1,882	1,856	1,569	1,985	1,988	1,892	1,891	1,881	1,993	1,993	1,983	1,876
Se	0,344	0,168	0,118	0,143	0,431	0,015	0,012	0,108	0,109	0,119	0,007	0,007	0,017	0,124
Te				0,001										

Примечание. Номер точки анализа соответствует рис. 68; точка 5* — молибденит рудопоявления Алакуртти (Сювяярви); КР-43 — молибденит проявления Алим-Курсуярви.

В молибденитах установлено высокое содержание примесей рения и селена, причем распределение этих примесных элементов неоднородное.

В чешуйках молибденита содержание рения варьирует от одной части зерна к другой, но какой-либо закономерности распределения не выявлено. Повышенное содержание Re часто отмечается в молибдените с преобладающим 3R политипом и только в одном случае в молибдените 2H > 3R.

Высокое содержание Se отмечено как в политипе 3R, так и в 2H. Содержание примеси Se в чешуйках молибденита составляет от 5 до 16 мас. % (то есть до 17 % дрисдаллитовой составляющей), а в сферолитах от 0,3 до 6 %. Наиболее высокое содержание примеси Se в чешуйках тяготеет к внешней части зерен, что хорошо видно по светлому оттенку на фотографиях в обратно рассеянных электронах (рис. 68). Связь между содержанием селена и рения в чешуйчатом молибдените не выявлена.

В сферолите молибденита распределение примесей селена и рения, в отличие от чешуйчатой разновидности минерала, зональное: ядерная часть сферолита и внешняя зона богаты селеном (5–6 мас. %), при этом содержание рения ниже чувствительности микрозондового анализа. Средняя зона сферолита относительно бедна селеном (0,3–0,9 мас. %), но содержит свыше 1 мас. % рения (см. табл. 36, рис. 68).

Установлено, что у Se-содержащего молибденита обоих поли типов параметры кристаллической ячейки закономерно увеличены по сравнению с бесселенистым синтетическим и природным молибденитом, более существенно увеличивается параметр «с». Повышение объема ячейки по отношению к объему синтетического молибденита V_{syn} , взятому из работы Б. Шёнфельда с соавторами [Schonfeld et al., 1983], прямо пропорционально изменению содержания селена в образце [Калинин и др., 2013].

Молибденит с близкими характеристиками (с включениями теллуридов и с высоким содержанием примесей Se и Re) установлен также в альбит-карбонатных метасоматитах на рудопроявлении Алакургитти (Сювяярви) в районе оз. Сювяярви, в 10 км к северу от Озерного. Повышенное содержание Se выявлено и в молибдените проявления Алим-Курсуярви, но здесь оно составляет 0,6–0,8 мас. %.

В гипергенных условиях молибденит замещается повеллитом $CaMoO_4$. Состав повеллита (CAMECA, мас. %): CaO — 26,73; MoO_3 — 69,34; SeO_3 — 2,44; UO_2 — 0,82; TeO_3 — 0,141; SO_3 — 0,132; FeO — 0,107; Re не обнаружен, сумма — 99,71. Таким образом, повеллит наследует от молибденита повышенное содержание примесей селена и теллура, по всей видимости, эти элементы при окислении молибденита переходят в позицию Mo^{6+} в повеллите. Рений при замещении молибденита повеллитом полностью выносится, что обусловлено высокой подвижностью этого металла в зоне окисления [Чертко, 2008].

Последовательность минералообразования на рудопроявлении Озерное представляется следующей. Самые ранние из минералов Te и Se — мелонит и фробергит. По мелониту и фробергиту развивался алтаит, замещая названные минералы в виде каймы. На этой же стадии вместе с алтаитом развивались и интерметаллиды теллура с висмутом и селеном — кавацулит, скиппенит, богдановичит, раклиджит, поубаит. Завершался процесс отложением селенида свинца клаусталита преимущественно в краевых частях зерен более ранних сульфидов и теллуридов.

Таким образом, эволюция системы рудообразования теллуридов и селенидов шла от относительно высокотемпературных теллуридов Ni и Fe (температура их отложения оценена значениями не выше 300–350 °C [Этапы формирования..., 2015]) к интерметаллидам Pb, Bi, Te и Se и далее к низкотемпературным селенидам, что является обычной последовательностью минералообразования в золото-теллуридных месторождениях [Kovalenker, Plotinskaya, 2005].

Содержание золота в бороздовых пробах альбит-карбонатных метасоматитов рудопроявления Озерное, по нашим данным, составляет до 0,2 г/т на 0,4 м мощности, по данным других исследователей — 0,5 г/т на 0,5 м в бороздовой пробе и до 20 г/т в штучных пробах [Золото-урановое..., 2017]. Золото выделяется в микропрожилках вместе с теллуридами, для него обычны сростания с мелонитом и алтаитом. Отлагалось золото, судя по его взаимоотношениям с другими рудными минералами, после формирования уранинита и молибденита, вместе с мелонитом, но до развития алтаита (см. рис. 67).

Урановая минерализация представлена уранинитом, браннеритом, уранофаном (с высоким содержанием Y и REE), давидитом, а по данным А. И. Колядиной

[2017], также настураном, казолитом и тюямунитом. Уранинит появляется в альбитовых и хлорит-альбитовых метасоматитах. Существенно повышается его содержание в альбит-карбонатных метасоматитах, причем особенно высокое содержание характерно для биотит-хлоритовых каемок на границе карбонатных метасоматитов и альбититов.

В сростаниях с уранинитом обычно отмечаются марказит, молибденит, мелонит, реже алтаит, галенит, которые образуют микровыделения по контакту уранинита с карбонатами и силикатами либо развиваются по трещинам и во включениях в уранините [Калинин, 2018].

Браннерит развивается на границе между альбититами и карбонатными метасоматитами в виде цепочки ксеноморфных выделений размером до 4 мм, в сходной позиции обнаружен и уранофан-У. Выделения браннерита рентгеноаморфные, диагностика минерала проведена рентгеновским методом после прокаливании.

Рудопроявление Озерное — это, прежде всего, урановый объект. Геохимическая ассоциация элементов рудопроявления — Mo, Se, U и Re — в приповерхностных и поверхностных условиях образует хорошо известную и типичную для гидrogenных месторождений урана группу поливалентных элементов, подвижных и слабоподвижных в окислительной среде и инертных в восстановительной обстановке [Чертко, 2008]. Вполне вероятно, что смена окислительно-восстановительных условий и явилась причиной отложения золота на рассматриваемом рудопроявлении вместе с указанными выше элементами.

3. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЗОЛОТА СЕВЕРНОЙ ФИНЛЯНДИИ

Рассматриваемые в данном разделе рудопроявления и месторождения золота Финской Лапландии находятся в пределах трех зеленокаменных поясов палеопротерозойского возраста: Центрально-Лапландского, Перапохья и Куусамо.

Специфика проведения геологических исследований в Финляндии не предусматривает детального изучения минералогии и геохимии месторождений и рудопроявлений, и потому собранные по опубликованным источникам сведения о минеральном составе пород и руд достаточно отрывочны. В данном разделе приводится только краткая информация о геохимических особенностях рудоносных пород финских месторождений и рудопроявлений, необходимая для их сопоставления с рудопроявлениями в Кольском регионе. Геохимические характеристики золоторудных объектов, известных на конец прошлого века, заимствованы в основном из работы [Nurmi et al., 1991], а данные по изученным позднее рудопроявлениям — из статей, посвященных этим рудным объектам.

В Центрально-Лапландском поясе рудопроявления и месторождения золота расположены преимущественно вблизи шир-зоны (shear zone) Сиркка и ее боковой ветви — шир-зоны Киистала (рис. 69). Золоторудные объекты финскими геологами делятся на две группы: *собственно золоторудные* месторождения, где единственным компонентом с высокой концентрацией является золото, и *мультиметалльные* объекты, которые отличаются высокими, вплоть до промышленных, содержаниями меди или кобальта (Au, Cu, Co, Ni ± U) [Eilu et al., 2007, Holma, Keinänen, 2007]. Мультиметалльные объекты сконцентрированы в западной части шир-зоны Сиркка на отрезке длиной около 35 км, а собственно золоторудные по всей протяженности зоны Сиркка и в шир-зоне Киистала. Геологическая позиция рудных объектов обеих групп, состав и метасоматические преобразования вмещающих пород весьма сходны и отвечают критериям орогенных метаморфогенно-гидротермальных месторождений. Различные геохимические характеристики золоторудных и мультиметалльных месторождений вызвали многолетнюю дискуссию об их генезисе [Vanhanen, 2001; Characteristic..., 2007; Holma, Keinänen, 2007], и в итоге мультиметалльные объекты были отнесены к «орогенным с аномальной геохимической ассоциацией элементов» [Quantitative..., 2015].

Крупнейшее в Европе месторождение золота *Суурикуусикко* приурочено к шир-зоне Киистала и расположено в зоне тектонизированного контакта толщ магнезиальных и железистых базальтов, разделенных горизонтом метаосадочных пород — аргиллитов, кремнистых сланцев и железистых кварцитов. Минерализованные породы представлены преимущественно металавами основного состава альбитизированными, насыщенными кварц-карбонатными прожилками, частью брекчированными.

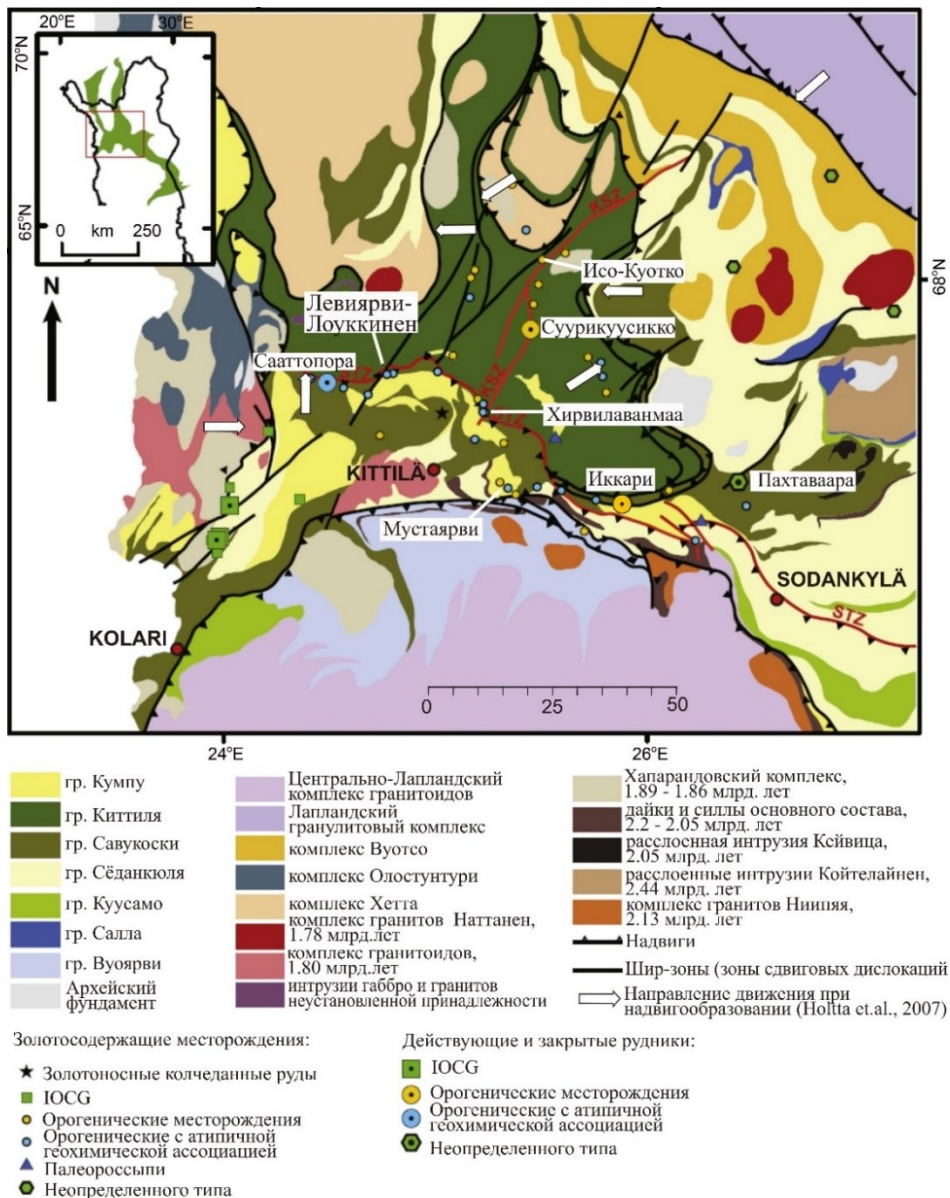


Рис. 69. Схематическая геологическая карта

Центрально-Лапландского зеленокаменного пояса [Mineral deposits..., 2015]
с вынесенными на нее объектами, упомянутыми в монографии

Геохимическая ассоциация сопровождающих золотую минерализацию элементов включает As, Sb, W, незначительно повышено также содержание серебра, теллура и селена (рис. 70). В составе сульфидной минерализации преобладают арсенопирит и пирит, второстепенные и редкие минералы пирротин, тетраэдрит, халькопирит, сфалерит, герсдорфит, галенит, ульманнит, бертьерит и др. Золото преимущественно невидимое и связано с арсенопиритом (73,2 %) и пиритом (22,7 %), оставшиеся 4,1 % приходятся на свободное золото.

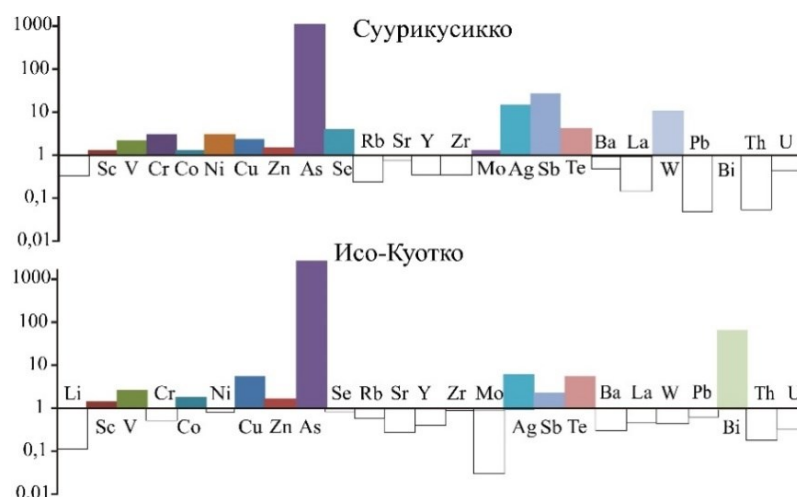


Рис. 70. Спектры малых элементов в минерализованных породах месторождений Суурикуусикко и Исо-Куотко (по данным [Nurmi et al., 1991]), нормированные по среднему содержанию элементов в верхней части земной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Малое месторождение *Исо-Куотко* расположено в зоне Киистала, в нескольких километрах севернее Суурикуусикко. Рудные тела месторождения приурочены к толще железистых толеитовых базальтов, к участку пересечения разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания. Минерализация золота связана преимущественно с карбонат-кварцевыми жилами северо-западного простирания с падением на северо-восток под углом 40–45°. Жилы сложены грубозернистым кварцем, доломитом и анкеритом и обогащены сульфидами. В составе сульфидной минерализации установлены пирит, арсенопирит, пирротин, присутствуют также халькопирит, галенит, сфалерит. Золото тонкое, ассоциирует главным образом с пирротинном, арсенопиритом, реже с пиритом и с халькопиритом, выделяется по трещинам в сульфидах. Примерно 20 % золота невидимое, находится в арсенопирите и пирите. Более поздние по времени формирования карбонат-кварцевые жилы с субвертикальным падением, но также северо-западного простирания несут минерализацию самородных золота, висмута и их сплавов. Геохимическая ассоциация сопровождающих минерализацию золота элементов включает мышьяк и висмут, содержание сурьмы и серебра здесь повышено лишь незначительно, в отличие от месторождения Суурикуусикко (см. рис. 70).

Месторождение *Иккари* приурочено к одной из боковых ветвей шир-зоны Сиркка³. Главная рудная зона, содержащая основную часть запасов месторождения, приурочена к зоне чередования метакоматиитов и метаосадков. В висячем боку месторождения расположен горизонт углеродистых (черных) сланцев, содержащих значительное количество сингенетического вкрапленного пирита. К северу от месторождения присутствует интрузия габбро, сопровождающаяся серией даек.

³ Информация приводится по данным пресс-релизов компании “RupertResources” (2023) и Ikkari (2022).

Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации и претерпели железистый метасоматоз, интенсивную гидротермальную переработку (ранние анкерит/ доломитовые пластовые жилы и поздний штокверк хлорит-кварц-сидеритовых прожилков с сульфидами), брекчирование. Гидротермальному брекчированию подверглись разные типы пород.

В центральной части месторождения на участках интенсивной складчатости золото тяготеет к шарнирам складок и к литологическим контактам, то есть к зонам концентрированной миграции флюидов. В северной части месторождения золото установлено в зонах трещиноватости с пиритом и магнетитом в альбитизированных метаосадках. Кроме того, высокие содержания золота характерны для зон гидротермальных и тектонических брекчий субвертикальной ориентировки, секущих литологические контакты пород.

Главные минералы руд — пирит, магнетит, ильменит и рутил, второстепенные — халькопирит, сфалерит, галенит; кроме того, в ассоциации с пиритом отмечен зигенит с вростками миллерита. Опубликованные данные о содержании малых элементов в рудах найти не удалось.

Золотая минерализация на месторождении Иккари связана с вкрапленным пиритом, размер зерен золота достигает 1 мм. Содержание золота возрастает с увеличением содержания пирита, интенсивности прожилкования, складчатости и трещиноватости, тяготеет к литологическим границам.

Рудопоявление *Хирвилаванмаа* расположено в шир-зоне Сиркка, на пересечении с шир-зоной Киистала [Mineralogical..., 2023; U-Pb geochronology, tourmaline..., 2024]. Рудопоявление сложено измененными метакоматиитами (в настоящем виде это альбит-карбонат-хлорит-талльковые сланцы) при подчиненной роли основных метавулканитов. Метасоматические преобразования вмещающих пород выразились в отальковании, альбитизации, хлоритизации и карбонатизации метавулканитов. Золото связано с жилами и штокверком прожилков карбонат-кварцевого состава, которые содержат богатую минерализацию пирита при подчиненной роли гематита и магнетита, а также халькопирита. В виде включений в пирите отмечены пирротин, галенит, самородное золото, тетраэдрит, недиагностированные теллуриды, серебро [Hulkki, Keinänen, 2007; Mineralogical..., 2023]. Экзоконтактовые зоны прожилков обогащены хлоритом, турмалином, пиритом. Золото отмечено только в виде включений в пирите в карбонат(доломит)-кварцевых прожилках и в их экзоконтактовых зонах. Минерализованные породы характеризуются незначительно повышенным содержанием хрома и никеля, а также теллура и сурьмы (рис. 71). Обращает на себя внимание необычно низкий, близкий к фоновому уровень содержания мышьяка в породах зоны минерализации. *Хирвилаванмаа* рассматривается как типичное орогенное собственно золоторудное рудопоявление в метакоматиитах [Building geochemical..., 2023; Mineralogical..., 2023].

Проявление золота *Мустаярви* приурочено к региональной шир-зоне Венейоки, проходящей параллельно шир-зоне Сиркка несколько южнее ее (см. рис. 69) [The Mustajärvi..., 2020]. Минерализация связана с серией из трех параллельных жил пирит-турмалин-кварцевого состава в метатерригенных породах (аркозовые

кварциты, туффиты среднего и основного состава) и с зонами массивных пиритовых руд, которые присутствуют как в метаосадочных, так и в метавулканических породах (коматииты, толеитовые базальты и их туфы, кремнистые сланцы). Тела массивных сульфидных руд мощностью 1,15–2,0 м состоят из пирита (35–60 об. % породы), турмалина (0–50 об. %) и кварца. Жилы в плане располагаются субпараллельно тектонической зоне, но углы падения отличаются на 5–10°. Жилы линзующиеся, их мощность изменяется от 0,15 до 1 м.

Околожилные изменения выражены в турмалинизации пород (турмалиновые прожилки и гнезда), в развитии карбонатных прожилков (кальцит сменяется доломитом и анкеритом по мере приближения к минерализованным жилам), биотитизации, серицитизации. Альбитизация метаосадочных пород носит региональный характер.

Геохимическая ассоциация элементов рудопроявления включает Au, B, Bi, Te, Se, отмечено также некоторое обогащение руд Co, Ag, Mo и Ni (рис. 72). Отношение Au/Ag составляет примерно 11/1.

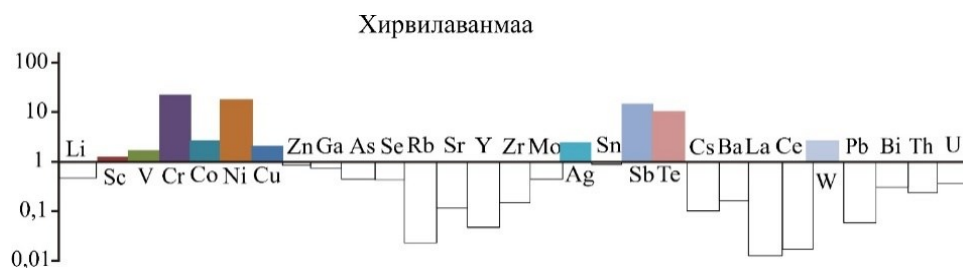


Рис. 71. Спектры малых элементов в минерализованных породах месторождения Хирвилаванмаа (по данным [Nurmi et al., 1991]), нормированные по среднему содержанию элементов в верхней части земной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

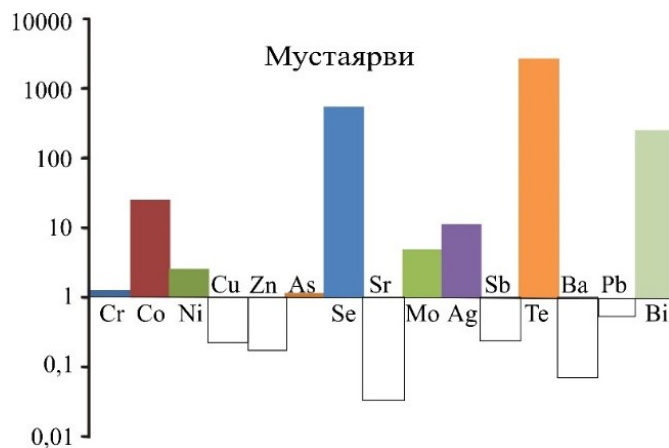


Рис. 72. Спектры малых элементов в минерализованных породах месторождения Хирвилаванмаа (по данным [The Mustajärvi..., 2020]), нормированные по среднему содержанию элементов в верхней части земной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Пирит является единственным сульфидным минералом в неокисленных породах. Кроме него, в составе минерализации установлены теллуриды мелонит, теллуировисмутит, кавачулит, калаверит и монтбрейит, все они (кроме мелонита) образуют моно- и полиминеральные включения размером до 10 мкм в пирите. В неокисленных рудах минералами-носителями золота являются исключительно теллуриды. В зоне окисления руд пирит замещается гидрогетитом, а калаверит и монтбрейит — самородным золотом.

Рудные тела мультиметалльного месторождения *Сааттопора* (Au, Cu) представлены жилами и прожилками доломит-анкерит-кварцевого состава, которые образуют две параллельные жильные системы в интенсивно альбитизированных графитистых филлитах и туфах среднего состава вблизи контакта с карбонатизированными толеитовыми и коматиитовыми металавами. Геохимическая ассоциация включает Au, Cu, As, Te, Se, Co, Ni, Bi, U (рис. 73). Основные рудные минералы — пирит и пирротин, второстепенные — халькопирит, арсенопирит, пентландит, уранинит и др. Золото ассоциирует главным образом с пиритом и пирротином.

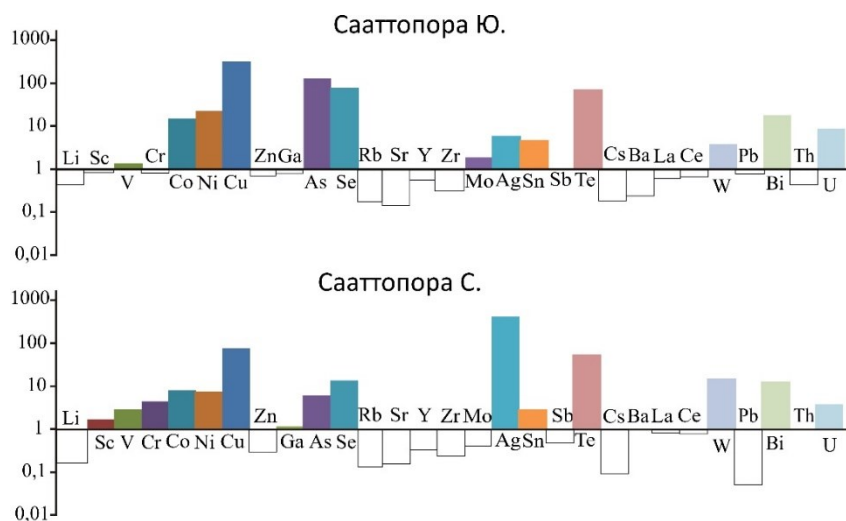


Рис. 73. Спектры малых элементов в минерализованных породах месторождения Сааттопора (по данным [The Mustajärvi..., 2020]), нормированные по среднему содержанию элементов в верхней части земной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Тектоническая позиция месторождений и рудопроявлений пояса Куусамо (рис. 74) определяется приуроченностью к узлам пересечения антиклинальной складки (ось складки обозначена KiF), ориентированной в северо-восточном направлении, разломами северо-западного простирания.

Вмещающие золото-кобальтовую (\pm U) минерализацию серицитовые кварциты и серицит-биотитовые сланцы интенсивно и многократно альбитизированы, околорудные изменения включают также карбонатизацию, серицитизацию, биотитизацию, хлоритизацию и развитие сульфидов [Vanhanen, 2001].

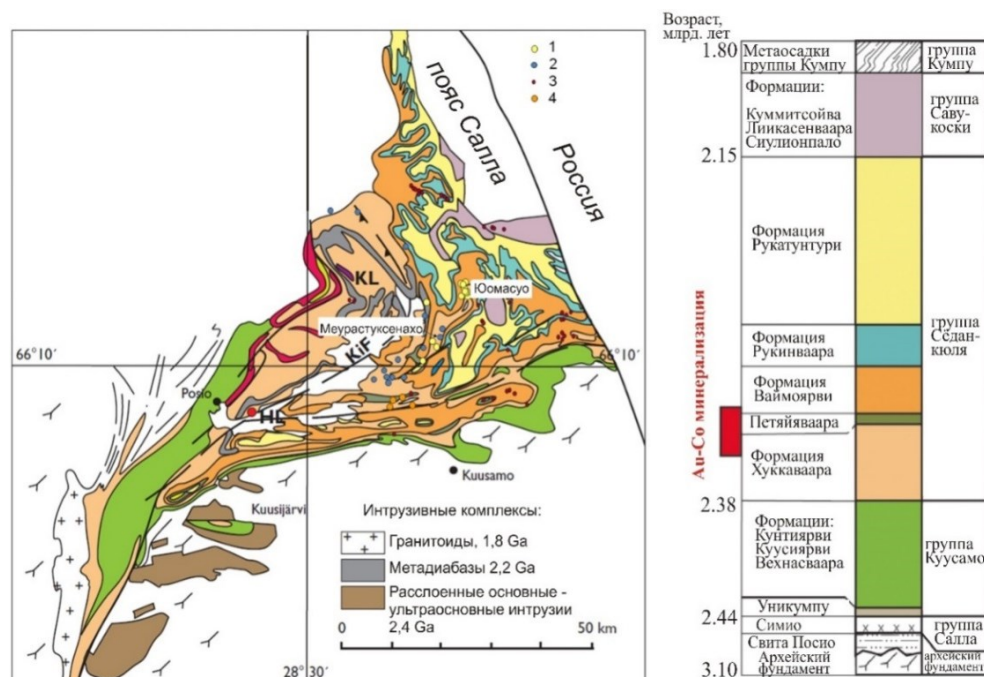


Рис. 74. Схема геологического строения пояса Куусамо и основные месторождения и рудопроявления золота, колчеданных руд и урана [Precambrian Geology..., 2005] и стратиграфическая колонка пояса Куусамо (по [Sm-Nd and U-Pb isotope..., 2018]).
 1 — Fe-Co-Au-U рудопроявления, 2 — Fe-Co-Au рудопроявления, 3 — проявления минерализации урана, 4 — серноколчеданные рудопроявления

Золоторудные проявления в поясе Куусамо разделены на две группы — Fe-Co-Au и Fe-Co-Au-U [Vanhanen, 2001] (рис. 74), различающиеся характером метасоматических преобразований вмещающих пород, составом рудной минерализации и, предположительно, временем формирования оруденения. Рудопроявления Fe-Co-Au группы сформировались под воздействием основного Fe-Mg метасоматоза (за которым следовал углекислотный метасоматизм), предшествовавшего кульминации регионального метаморфизма. Это выразилось в хлоритизации и карбонатизации пород, формировании граната, амфибола, биотита. Окварцевание при этом проявлено незначительно. Основные рудные минералы — магнетит, пирротин, кобальтин, самородное золото. Геохимическая ассоциация включает Au-Co-As-Se-Te-Ag-Sb-Cu (на примере рудопроявления Меурастуксенахо, рис. 75).

Рудопроявления Fe-Co-Au-U группы (рассматриваются на примере месторождения Юомасуо) формировались после кульминации регионального метаморфизма и проявления главных деформаций. Основной тип метасоматических изменений, с которыми связано обогащение Au и U, — калиевый метасоматизм и окварцевание, им предшествовала интенсивная хлоритизация. Главные наложенные минералы — серицит, хлорит и кварц. В составе рудной минерализации преобладают пирит и пирротин, кроме того, обычны кобальтин, халькопирит,

уранинит, шеелит, молибденит, реже отмечаются теллуриды и минералы висмута, с которыми и ассоциирует видимое золото. Геохимическая ассоциация включает Au-Co-Te-Se-As-Mo-U (рис. 76).

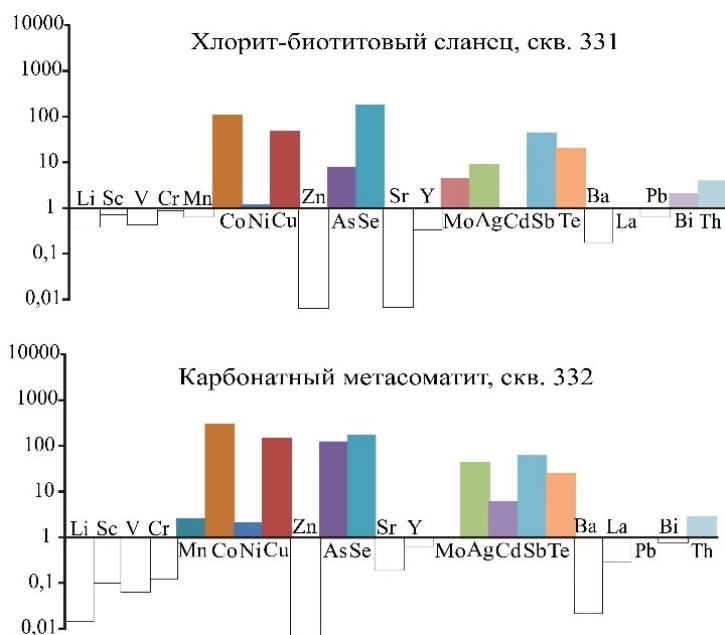


Рис. 75. Спектры малых элементов в минерализованных породах рудопроявления Меурастуксенахо (по данным [Vanhanen, 2001]), нормированные по среднему содержанию элементов в верхней части земной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

В центральной части сланцевого пояса Перапохья расположено малое месторождение меди и золота *Кивимаа* (рис. 77). Оно представляет собой кварцевую жилу мощностью 1–6 м, прослеженную на 350 м вдоль тектонической зоны субширотного простирания в долеритах. Околожилные изменения долеритов выражены в развитии наложенных хлорита, кальцита, биотита и альбита, а также кварца и пирита. Геохимическая ассоциация сопровождающих минерализацию золота элементов включает Cu, Bi, As, Ag, Mo, W, повышено также содержание Se и Te (рис. 78). Минерализация в жилах представлена пиритом, магнетитом, халькопиритом, арсенопиритом, пирротинном, ильменитом, рутилом, висмутином, самородным висмутом, золотом, галенитом и блеклой рудой [Rouhonkoski, Isokangas, 1974]. Золото встречается исключительно в пределах самой жилы, образует включения в арсенопирите, также отмечено свободное золото [Kivimaa..., 2018].

На рудопроявлении *Ромпас* и месторождении *Райапалот* в сланцевом поясе Перапохья развиты два пространственно сопряженных типа золоторудной минерализации — жильный золото-урановый в амфибол-карбонат-кварцевых жилах в метабазах (тип Ромпас) и вкрапленный собственно золоторудный и золото-кобальтовый в метасоматически измененных метасадочных породах (тип Райапалот).

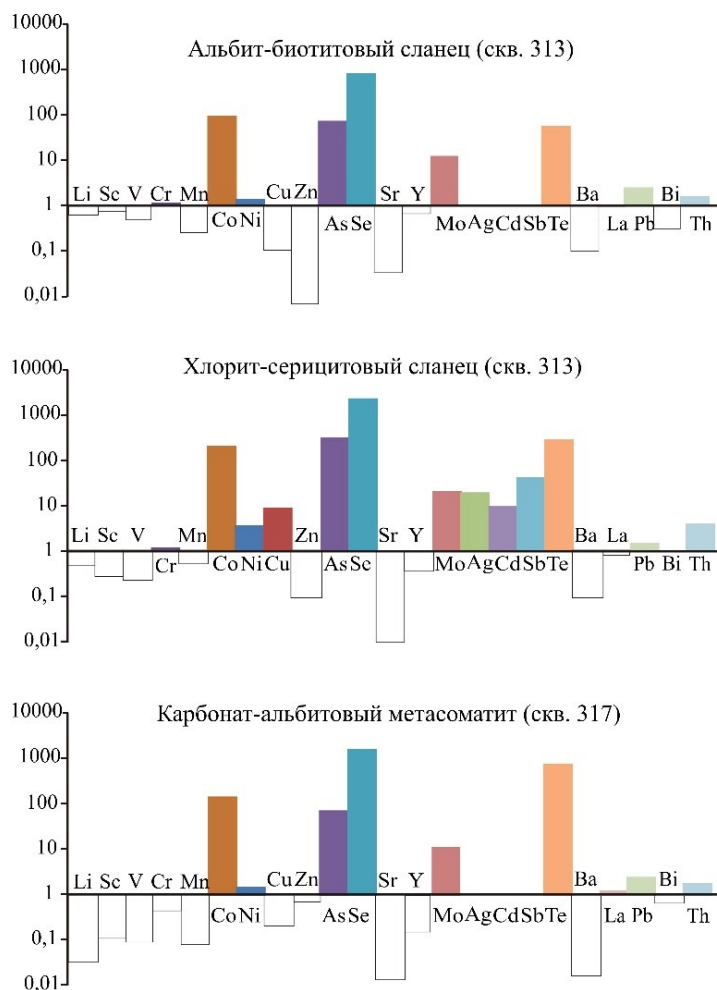


Рис. 76. Спектры малых элементов в минерализованных породах месторождения Юомасуо (по данным [Vanhanen, 2001]), нормированные по среднему содержанию элементов в верхней части земной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Метавулканиты рудопроявления Ромпас содержат амфибол-карбонат-кварцевые жилы мощностью до 30 см, смятые в складки вместе с вмещающими их породами. Именно в этих жилах в metabasalts установлена золото-урановая минерализация, а аналогичные жилы в метасадочных породах безрудные. Самородное золото и его интерметаллические соединения на рудопроявлении Ромпас всегда связаны с поздним уранинитом третьей генерации или с уранинитом и керогенами: золото выполняет трещины в уранините, образует тонкую вкрапленность в карбонатах в непосредственной близости от зерен уранинита, отмечается по трещинам усыхания в углеродистом веществе или нарастает на поверхность зерен керогенов. В составе минерализации выявлены пирротин, пирит, халькопирит, кобальтин, пентландит, молибденит, галенит, никелин, различные теллуриды, мальдонит и хунчунит. Золото и его интерметаллические соединения ассоциируют с галенитом, алтаитом и другими теллуридами, никелином.

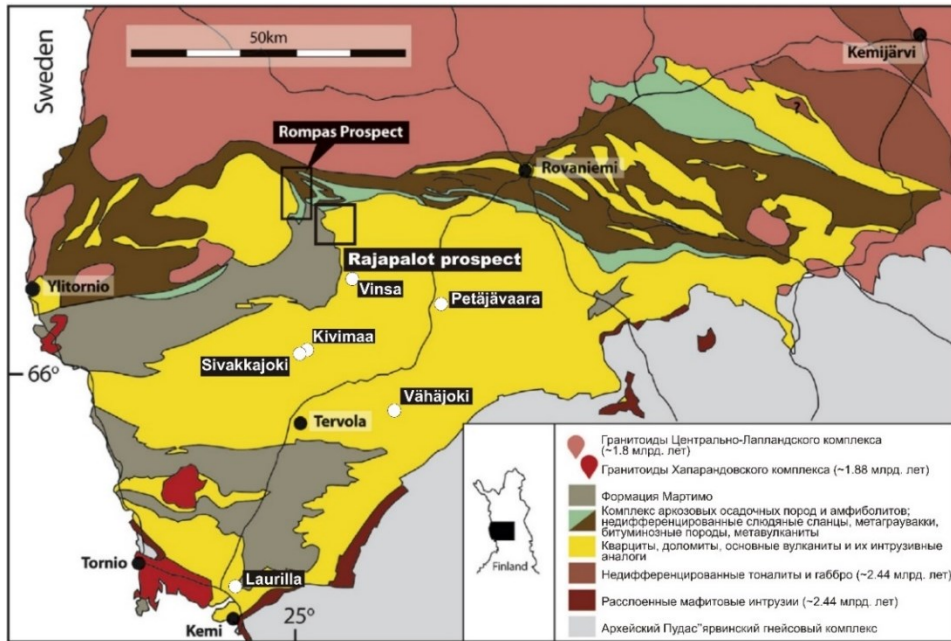


Рис. 77. Схематическая геологическая карта сланцевого пояса Перапохья, (по [Mineral deposits..., 2015]) с местоположением основных золоторудных проявлений

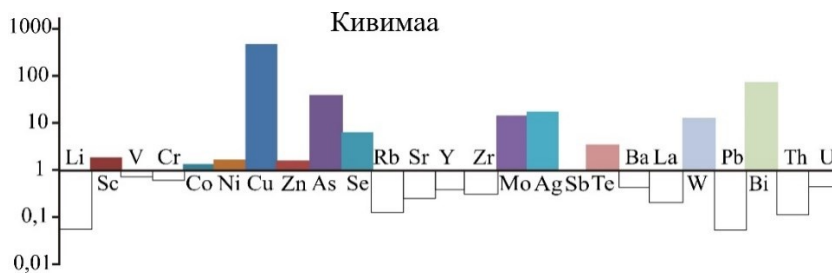


Рис. 78. Спектры малых элементов в минерализованных породах месторождения Кивимаа (по данным [Nurmi et al., 1991]), нормированные по среднему содержанию элементов в верхней части земной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

Месторождение Райапалот включает несколько рудных тел (участков) с разным характером минерализации, на участке Райа продуктивная минерализация золота и кобальта связана в первую очередь с биотит-мусковитовыми сланцами и альбититами. Наиболее высокие содержания золота встречены на участках серицитизации двуслюдяных сланцев, в альбититах и в альбит-кальциево-силикатных породах [Application..., 2021]. В составе сульфидной минерализации преобладают пирротин, пирит, халькопирит, минеральные фазы кобальта, кобальтин, линнеит и кобальтпентландит, отмечены недиагностированные микровыделения Bi-Te минералов и самородного золота, минерализованные породы характеризуются аномальными концентрациями Co, As и Cu, высокими Ni, W, Te, Se и U [Application..., 2021].

На участке Палокас среди метаморфизованных и интенсивно альбитизированных вулканогенно-осадочных пород встречаются горизонты ортоамфибол-кордиеритовых пород мощностью десятки метров, сложенные плагиоклазом, биотитом, порфиробластическим кордиеритом и радиально-лучистыми агрегатами антофиллита. Содержание сульфидов в этих породах достигает 5 об. %, среди сульфидов преобладает пирротин, с ним ассоциируют пирит, халькопирит, минералы кобальта, висмута. Самородное золото в ортоамфибол-кордиеритовых породах встречается в виде изолированных среди силикатных минералов зерен размером до 20 мкм и с сульфидами не связано [Source of boron..., 2017, Epigenetic gold..., 2018]. Кроме того, в ортоамфибол-кордиеритовых породах отмечены турмалиновые жилы мощностью от 1 до 30 см, состоящие из турмалина и сульфидов; золото здесь развивается по трещинам в турмалине.

Геохимическую ассоциацию элементов золотоносных пород образуют Co, Se, Te и W, повышено также содержание As, Ni, Cu, Mo, Bi (рис. 79).

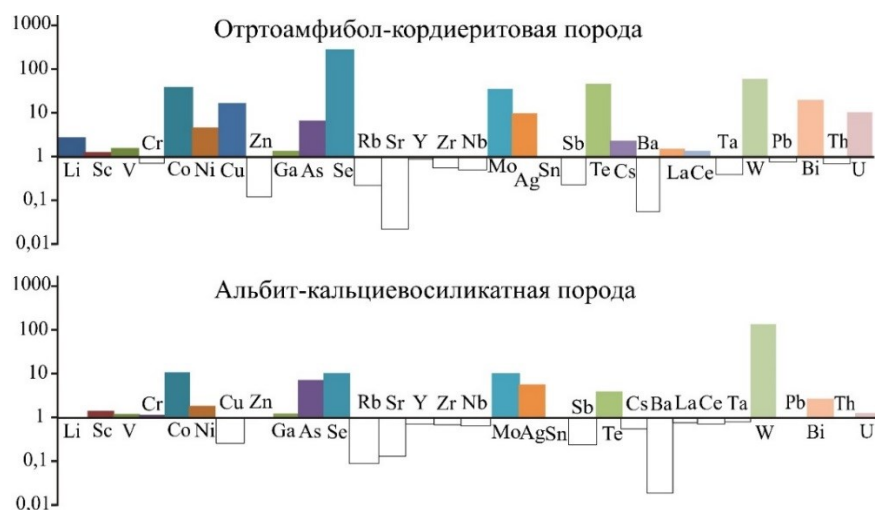


Рис. 79. Спектры малых элементов в минерализованных породах месторождения Райапалот, участок Палокас (по данным [Epigenetic gold..., 2018]), нормированные по среднему содержанию элементов в верхней части земной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]

4. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЗОЛОТА В КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

4.1. Геохимические ассоциации элементов — спутников минерализации золота

Ранее в разделе 2 при характеристике изученных месторождений и рудопроявлений были приведены геохимические спектры, составленные путем нормирования содержаний малых элементов в оруденелых породах по их среднему содержанию в верхней части земной коры по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. В табл. 37 приведены данные об элементах с устойчиво повышенным содержанием в рудах: в первую очередь указаны элементы с коэффициентом концентрации больше 10, в скобках — от 8 до 10.

По геохимическим характеристикам месторождения и рудопроявления региона можно разделить на три группы: собственно золоторудные, золоторудные с цветными металлами, урановые золотосодержащие (табл. 37).

Группу собственно золоторудных месторождений образуют рудные объекты с геохимической ассоциацией золота и мышьяка. К золоту и мышьяку могут добавляться висмут, селен, теллур, серебро (Мальявр, Средние Кичаны) и некоторые цветные металлы, но их коэффициенты концентрации существенно ниже (табл. 37). Из объектов Кольского региона к данной группе отнесены Няльм-1, Пороярви, Сергозерское (основная рудная зона), Средние Кичаны.

Отношение Au/Ag в собственно золоторудных месторождениях, как правило, больше 2 (табл. 37), только на рудопроявлении Мальявр эта величина меньше 2, но больше 1. Содержание серебра в месторождениях данной группы может достигать первых граммов на тонну. Серебро рассеяно в основном в главных сульфидах и почти не образует собственных минералов, за исключением сплавов с золотом и редких находок гессита (рудопроявление Мальявр — микровключения размером в 1–2 мкм вместе с теллуридами висмута в главных сульфидах).

Вторая группа определяется как комплексные золотосодержащие месторождения и рудопроявления: рудным объектам второй группы свойственна геохимическая ассоциация золота с халькофильными металлами, такими как медь, серебро, свинец, кобальт. На многих из указанных рудопроявлений золото оказывается не единственным полезным компонентом, либо оно само является лишь попутным металлом (например, Оленегорская группа месторождений, урановые с золотом месторождения).

Группа золоторудных с цветными металлами месторождений и рудопроявлений по геохимическим характеристикам подразделяется на три подгруппы:

1. В подгруппу с золото-медной геохимической ассоциацией (Au-Cu) попадает малое месторождение Майское (пояс Салла-Куоляярви), которое представляет собой гидротермальные кварцевые жилы с золото-халькопиритовой минерализацией; отношение Au/Ag находится в пределах 10–30.

2. К подгруппе с золото-серебряно-полиметаллической ассоциацией (Au, Ag, Pb) отнесены золото-серебряное месторождение Оленинское, минерализация в кварцевых жилах в диорит-порфирах Сергозерского рудопроявления, золотосодержащие колчеданные руды Панареченской структуры, проявление Верхние Кичаны, а также проявления минерализации золота в гидротермальных жилах и в скарноидах железорудных месторождений Оленегорской группы. Величина отношения Au/Ag меньше 1.

3. В подгруппу урановых золотосодержащих (U-Au) рудопроявлений включены рудопроявления в альбититах пояса Салла-Куалаярви, в первую очередь Озерное.

Таблица 37

Геохимические ассоциации элементов в месторождениях и рудопроявлениях золота в Кольском регионе

Месторождение, рудопроявление	Геохимическая ассоциация согласно нормированным спектрам	Au/Ag
Собственно золоторудные		
Пороярви	Au-As-(Mo-Se)	4–10
Няльм-1	Au-As	> 10
Сергозерское осн.	Au-As	2–6
Средние Кичаны	Au-As-Te-Se-Ag-Bi-(Cu-Zn-Cd-Co-Ni-Cr)	10
Мальъявр	Au-As-Se-Bi-Te-Ag-(Cu)	1–2
Комплексные золотосодержащие месторождения		
Мультиметалльные (золоторудные с цветными металлами)		
Золото-медные (Au-Cu)		
Майское	Au-Se-Te-Ag-Cu-Bi-Pb-(Cd)	10–30
Золото-серебряно-полиметаллические (Au-Ag-Pb)		
Оленинское	Au-As-Ag-Sb-Tl-Pb-Te-Se-(Cu-Cd)	< 0,2
Оленегорская группа	Au-Cu-Ag-Bi-Pb-Te-Se	0,4
Сергозерское-DD	Au-As-Ag-Bi-Pb-Cd	0,4
Панареченское	Au-Ag-Pb-Cu-Zn-Bi-(As)	0,1–0,25
Верхние Кичаны	Au-Ag-Bi-Pb-Cu-Zn-(Te-Se-As-Sb)	0,1
Урановые с золотом		
Озерное	U-Se-Te-Bi-Mo-Au-(Cu-Pb)	< 0,1

Примечание. Здесь и в табл. 38 жирным шрифтом показаны геохимические ассоциации элементов, приведенные по опубликованным и фондовым материалам без количественных расчетов.

В публикациях финских геологов месторождения золота в Центрально-Лапландском раннепротерозойском зеленокаменном поясе ранее уже предлагалось делить на группы собственно золоторудных и мультиметалльных [Characteristics..., 2007; Holma, Keinänen, 2007; и др.]. В табл. 38 приведены геохимические ассоциации элементов в месторождениях и рудопроявлениях поясов Центрально-Лапландского, Перапохья и Куусамо (Финская Лапландия), построенные по той же методике,

что и для месторождений Кольского региона, на основе опубликованных данных [Nurmi et al., 1991; Vanhanen, 2001; Epigenetic gold..., 2018; The Mustajärvi..., 2020], кратко обобщенных в разделе 3.

Таблица 38

Геохимические ассоциации элементов в месторождениях и рудопроявлениях золота в северной Финляндии

Месторождение, рудопроявление	Геохимическая ассоциация согласно нормированным спектрам	Au/Ag	Литературная ссылка
Собственно золотрудные			
Суурикуусикко	Au-As-Sb-(Ag-Sn-W)	4,4	Nurmi et al., 1991
Исо-Куотко	Au-As-Bi-(Ag-Cu)	2	Nurmi et al., 1991
Хирвилаванмаа	Au-(Cr-Ni-Te-Sb)	5	Nurmi et al., 1991
Комплексные золотосодержащие месторождения			
Мультиметалльные (золотрудные с цветными металлами)			
Золото-кобальтовые (Au-Co)			
Юомасуо	Au-Se-As-Te-Co-(U-Ag-Cd)	3,7	Vanhanen, 2001
Меурастуксенахо	Au-Se-Co-Cu-Te-Sb-As-(Ag)	5,3; 0,5	Vanhanen, 2001
Райапалот (Райа)	Au-Co-Cu-As	?	
Райапалот (Палокас)	Au-W-Se-(Co-Te-Bi-Mo-Ag-As)	?	Epigenetic gold..., 2018
Мустаярви	Au-Te-Se-Bi-Co-(Ag-Mo)	11	Mueller et al., 2020
Сааттопора	Au-Cu-As-Te-Se-Ni-Co-(Bi-U)	9,9; 0,4	Nurmi et al., 1991
Золото-медные (Au-Cu)			
Кивимаа	Au-Cu-Bi-As-Ag-Mo-(W-Se)	2,2	Nurmi et al., 1991
Урановые с золотом			
Ромпас	U-Au-REE-Pb-Bi-Te	?	

Сопоставление геохимических ассоциаций месторождений и рудопроявлений Кольского региона и северной Финляндии выявляет как сходные характеристики, так и региональные различия (табл. 38). Геохимические ассоциации собственно золотрудных месторождений двух регионов в целом схожи и характеризуются ведущей ролью золота и мышьяка (кроме Хирвилаванмаа). На месторождении Суурикуусикко на третье место в ассоциации (после Au и As) выходит сурьма, а на рудопроявлении Исо-Куотко — висмут.

Среди мультиметалльных (золотрудных с цветными металлами) месторождений Финской Лапландии выделены группы Au-Co, Au-Cu и урановых с золотом объектов, но анализ опубликованных данных не позволил выделить объекты, которые можно было бы отнести к Au-Ag-Pb-группе.

В группу Au-Cu-месторождений включено малое месторождение золота Кивимаа, которое по многим своим геологическим характеристикам аналогично месторождению Майскому (кварцевые жилы с золото-халькопиритовой минерализацией).

В составе руд целого ряда месторождений/рудопроявлений Финской Лапландии отмечено высокое содержание кобальта, вплоть до концентраций, пригодных к добыче (Юомасуо, Райапалот), эти месторождения объединены в Au-Co-группу (см. табл. 38). Кроме перечисленных в таблице месторождений и рудопроявлений с большой степенью вероятности к группе Au-Co объектов относится недавно открытое месторождение Иккари. Опубликованные по нему данные очень скудные, но Дж-П. Ранта [Ranta] с коллегами отмечали, что содержание кобальта повышено в рудных интервалах, кобальт сконцентрирован в зигените с вростками миллерита, зигенит ассоциирует с пиритом [Ore mineralogy..., 2023].

На месторождении Сааттопора медь превалирует над кобальтом, но с учетом его геологических характеристик оно включено нами в группу Au-Co-месторождений.

Отношение Au/Ag в рудах как золоторудных, так и мультиметалльных месторождений Финской Лапландии, как правило, больше 1, но может варьировать в пределах даже одного месторождения от одного рудного тела к другому, от значений менее 1 до 10 и более.

В Кольском регионе объектов, схожих по геохимическим характеристикам с Au-Co-месторождениями и рудопроявлениями Финской Лапландии, не установлено.

К урановым золотосодержащим объектам отнесено рудопроявление Ромпас, где золото ассоциирует с уранинитом и керогенами, теллуридами Pb, Bi, Ni.

Деление месторождений золота на собственно золоторудные и золоторудные с цветными металлами не является чем-то принципиально новым: выделять группы gold-only и gold-plus было предложено в работах [Phillips, Powell, 2015; Phillips, 2022], где также дано обоснование такого разделения. Указанные особенности групп собственно золоторудных и золоторудных с цветными металлами рудопроявлений (месторождений) вполне могут быть объяснены различными условиями миграции ионов золота Au^+ и Au^{3+} во флюидах, формирующих месторождения золота (см. подраздел 1.2). Крупный ($0,137\text{\AA}$) легко поляризуемый ион Au^+ , аналогично другим элементам с высокой электроотрицательностью (> 2) и сопоставимым ионным радиусом (As, Sb, Se, Te, Bi, Mo, W), в нейтральной и восстановительной среде образует ковалентные связи с «мягкими» лигандами, в первую очередь комплексные соединения с восстановленной серой, в частности, с HS^- [Williams-Jones et al., 2009]. Наиболее высокая растворимость Au в виде комплексного соединения с HS^- достигается в водно-углекислотных растворах/флюидах при значениях pH, близких к нейтральным, и фугитивности кислорода, близкой к зоне перехода от сульфидных комплексов к сульфатным. Все названные характеристики отвечают собственно золоторудным месторождениям. Геохимическая ассоциация элементов, свойственная собственно золоторудным объектам Кольского региона и Финской Лапландии, полностью соответствует приведенной выше в данном абзаце.

Ион Au^{3+} , который значительно меньше по размерам ($0,85\text{\AA}$), чем Au^+ , аналогично Cu, Ag, Fe, Zn, Co, Ni и другим элементам с электроотрицательностью

менее 2 и малыми ионными радиусами, формирует комплексные соединения с ионной связью с сильными анионами, в первую очередь с хлором AuCl_2^- или AuCl^{2-} [Williams-Jones et al., 2009]. Для мобилизации и миграции золота в виде комплексов с хлором нужны растворы/флюиды с высокой соленостью, низким содержанием серы, высокой фугитивностью кислорода и низким значением pH. Смещение от бисульфидных комплексных соединений в сторону комплексных соединений золота с хлором происходит также при повышении температуры до значений выше 350 °С. Под воздействием флюидов с такими характеристиками будут формироваться золоторудные месторождения с цветными металлами.

Что касается урановых с золотом месторождений, для них характерна геохимическая ассоциация элементов переменной валентности (U, Se, Mo и др., в том числе Re: им очень богат молибденит на рудопроявлении Озерном), которые интенсивно мигрируют в окислительной среде и осаждаются на восстановительных барьерах.

4.2. Исследование газово-жидких включений в жильных минералах рудопроявлений

Собранная по литературным данным информация о солености и температуре гомогенизации газово-жидких включений в жильных минералах месторождений и рудопроявлений Кольского региона приведена в табл. 39 и на рис. 80.

По указанным характеристикам включений рудопроявления золота можно разделить на следующие группы:

1. Включения с низкой соленостью (в основном менее 10 мас. % NaCl-eq. или CaCl₂-eq.) и температурой гомогенизации выше 250 °С. В эту группу попадают включения в кварце из рудопроявлений Няльм, Пороярви, месторождения Сааттопора, в жильном кварце из месторождения Майского, а также в диопсиде из Оленинского месторождения и турмалине из месторождения Райапалот (участок Палокас).

2. Включения с умеренной и высокой соленостью (от 10 до 30 мас. % NaCl-eq. или CaCl₂-eq.) и температурой гомогенизации от 120 до 300 °С. В эту группу входят включения в кварце месторождения Оленинского, кварц из пропицитов и кварц с золотом из месторождения Майского.

Характеристики включений первой группы соответствуют включениям в кварце орогенных месторождений золота, связанных с метаморфогенными флюидами (рис. 81). Флюиды этих месторождений отличаются широким спектром отношения H_2O и CO_2 и низким содержанием солей [Fluid Inclusions..., 2014; Ridley, Diamond, 2000]. Точки вдоль правой стороны треугольника H_2O -NaCl (рис. 81), авторами цитируемой публикации рассматриваются как включения флюидов, не связанные с процессами формирования минерализации золота, а образовавшиеся позднее под воздействием приповерхностных растворов с высоким содержанием солей [Fluid Inclusions..., 2014].

Микротермометрические данные по газово-жидким включениям в минералах
золоторудных месторождений и рудопроявлений Кольского региона

Рудопроявление	Минерал-хозяин	Температура гомотенизации, °С	Состав флюида, моль/кг	Соленость, мас. % NaCl-эф.; состав солей	Давление, бар
Оленинское [Волков, Новиков, 2002]	Диопсид	341–351		1,1	
Няльм [Gold Prospects..., 2019]	Кварц рудный	120–160	H ₂ O-CO ₂ -CH ₄	13,4–13,5 Na, Ca, Mg	
	Кварц из прожилков в диоритовых порфирах	251–334	H ₂ O-CO ₂ -CH ₄ CO ₂ 4,3–5,8 CH ₄ 0,5–0,7	2,5–5,6	1130–3290
Пороярви [Состав рудообразующих..., 2018]	Кварц из метасоматических кварцитов	242–336	H ₂ O-CO ₂ -CH ₄ CO ₂ 4,3–7,8 CH ₄ 0,6–0,9	0,4–3,8 Na, Ca, Mg, K (Au 4,6 ppm)	1200–2580
	Кварц из альбит-карбонат- кварцевых метасоматитов	342–370	H ₂ O-CO ₂ -CH ₄ CO ₂ 5,3–8,8 CH ₄ 0,6–1,1	0,6–1,0 Na, Ca, Mg, K (Au 202 ppm)	2130–4550
	Кварц из пропилитов	280–320	H ₂ O	2,5–30	
	Кварц жильный	320–350	H ₂ O	1,7–7,7	
Майское [Золото-кварцевое..., 2003]	Кварц рудных столбов гранулированный	190–270	CO ₂ -CH ₄ CH ₄ 16–70	22–26 экв. CaCl ₂ , Ca	940–500
	Кварц с включениями Au	140–198		22–28 экв. CaCl ₂ , Ca	
Озерное [Калинин и др., 2019]	Кварц из кварц-карбонат- альбитовых метасоматитов	350–391 240–300	H ₂ O	до 22 % Na, K	

Состав включений проявлений Няльм-1 и Пороярви вполне соответствует предполагаемому генетическому типу этих рудных объектов, как сформировавшихся с участием метаморфогенных флюидов.

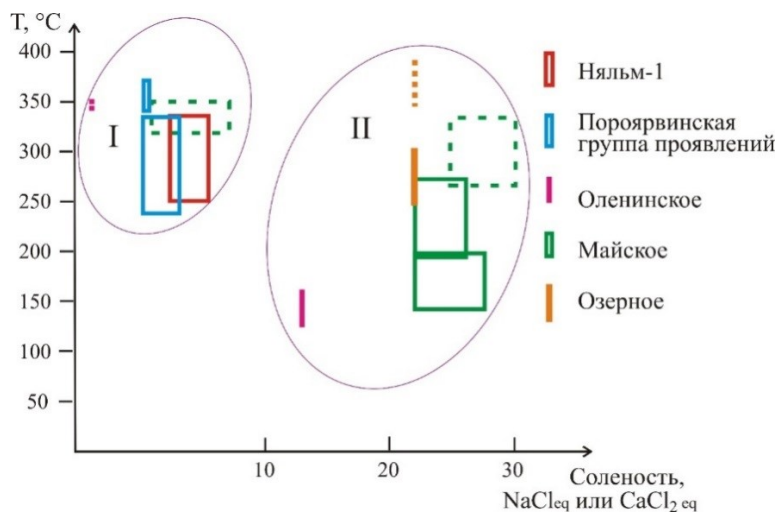


Рис. 80. Диаграмма «Соленость — температура гомогенизации включений» для газопо-жидких включений в породообразующих минералах рудопроявлений золота, составлена по данным табл. 39. Пунктирной линией показаны параметры включений флюидов, предположительно не связанных с процессами формирования минерализации золота

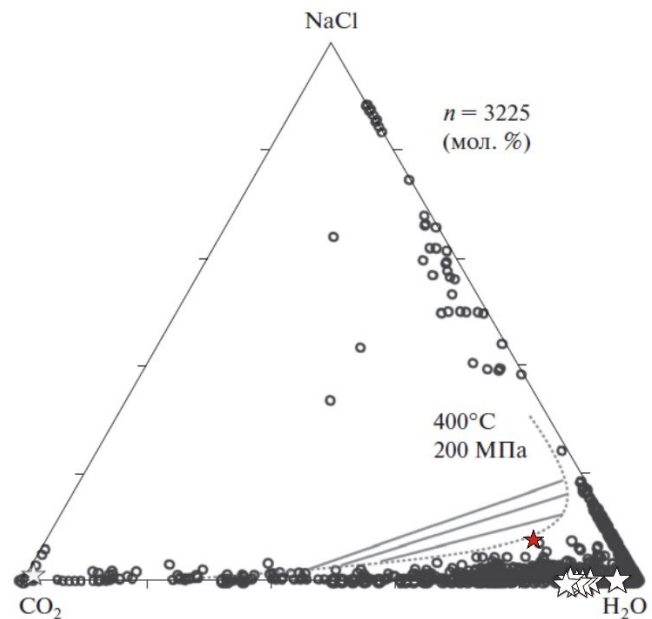


Рис. 81. Составы минералообразующих флюидов Печенгского пояса (незалитые звездочки) и рудопроявления Няльм (залитая красным звездочка) на диаграмме составов флюидов орогенных месторождений (по [Fluid Inclusions..., 2014])

Отметим, что для включений первой группы характерны и наиболее высокие из рассчитанных значения давления флюида, что подтверждает их метаморфогенное происхождение.

В первую группу попал также диопсид месторождения Оленинского. Его развитие связано с метаморфизмом и метасоматическим преобразованием вмещающих пород месторождения, соответственно, состав включений в диопсиде вполне соответствует характеристикам метаморфогенных флюидов.

Включения второй группы, для которых характерна умеренная до высокой соленость флюидов, установлены в месторождениях и рудопроявлениях, отнесенных к золоторудным с цветными металлами и к урановым с золотом: это месторождения Оленинское и Майское, урановое (с золотом) рудопроявление Озерное. Следует отметить низкий показатель давления, рассчитанного для включений из рудного кварца месторождения Майского (табл. 39), что еще раз свидетельствует о его формировании вне связи с региональным метаморфизмом.

На объектах второй группы установлено по несколько типов включений, попадающих по солености и температуре гомогенизации в разные группы. Не всегда можно уверенно определить, какие именно включения имели отношение к развитию минерализации золота, а какие нет. Но это сделано для месторождения Майского [Золото-кварцевое..., 2003]: собственно золотоносный кварц с включениями золота и кварц из рудных столбов имеют близкие значения солености, незначительно различаются по температуре гомогенизации включений и резко отличаются от жильного безрудного кварца и кварца пропицитов (рис. 80).

Изучение валового состава включений также показывает различия между выделенными группами, прежде всего в анионной части. Состав анионов рудопроявлений Пороярвинской площади характеризуется существенным преобладанием углекислоты над Cl^- и SO_4^{2-} [Состав рудообразующих..., 2018]. Также преобладание HCO_3^- , хотя и менее значительное, отмечается во флюидах включений в кварце из рудопроявления Няльм. На месторождении Оленинском основным анионом в составе флюидов является Cl^- [Калинин и др., 2021a]. Отметим, что проявления Няльм и Пороярви (с HCO_3^- в составе флюидов) отнесены нами к месторождениям метаморфогенно-гидротермального генезиса, тогда как Оленинское (Cl^-) вместе с рудопроявлением Пеллапахк (медно-молибден-порфировым) — к магматогенной порфирово-эпитермальной системе; полученные характеристики соответствуют особенностям флюидов различного генезиса, описанным в подразделе 1.3.

Эпитермальному генезису Оленинского месторождения, казалось бы, противоречит высокая соленость флюидов. Но здесь надо принять во внимание, что руды этого месторождения после своего формирования претерпели ряд более поздних событий преобразования, в том числе при участии богатых хлоридами растворов/флюидов, о чем говорит появление хлораргирита и горчичного золота с хлоридами и бромиды серебра. Поскольку изучение состава включений проводилось валовым методом, то полученные характеристики демонстрируют «интегральный» эффект и не отражают состав флюидов при отложении руды.

Среди катионов в составе солей во включениях в альбит-карбонат-кварцевых метасоматитах проявления Загадка на Пороярвинской площади характерно преобладание Ca и Mg над Na [Состав рудообразующих..., 2018]. Существенно кальциевый состав солей установлен в газовой-жидких включениях в кварце месторождения Майского [Золото-кварцевое..., 2003], а также в кварце из прожилков в штокверке рудопроявления Няльм. В метасоматических кварцитах Пороярвинской площади среди катионов-макроэлементов преобладающим является натрий. На месторождении Оленинском и рудопроявлении Няльм содержания натрия и кальция во флюидах включений примерно равны [Калинин и др., 2021а]. Каких-либо закономерностей распределения макрокомпонентов-катионов в рудопроявлениях различного генезиса не выявлено.

Микроэлементный состав включений, изученный валовым методом для проявлений Пороярвинской площади и месторождений/рудопроявлений пояса Колмозеро-Воронья, приведен на рис. 82 и 83.

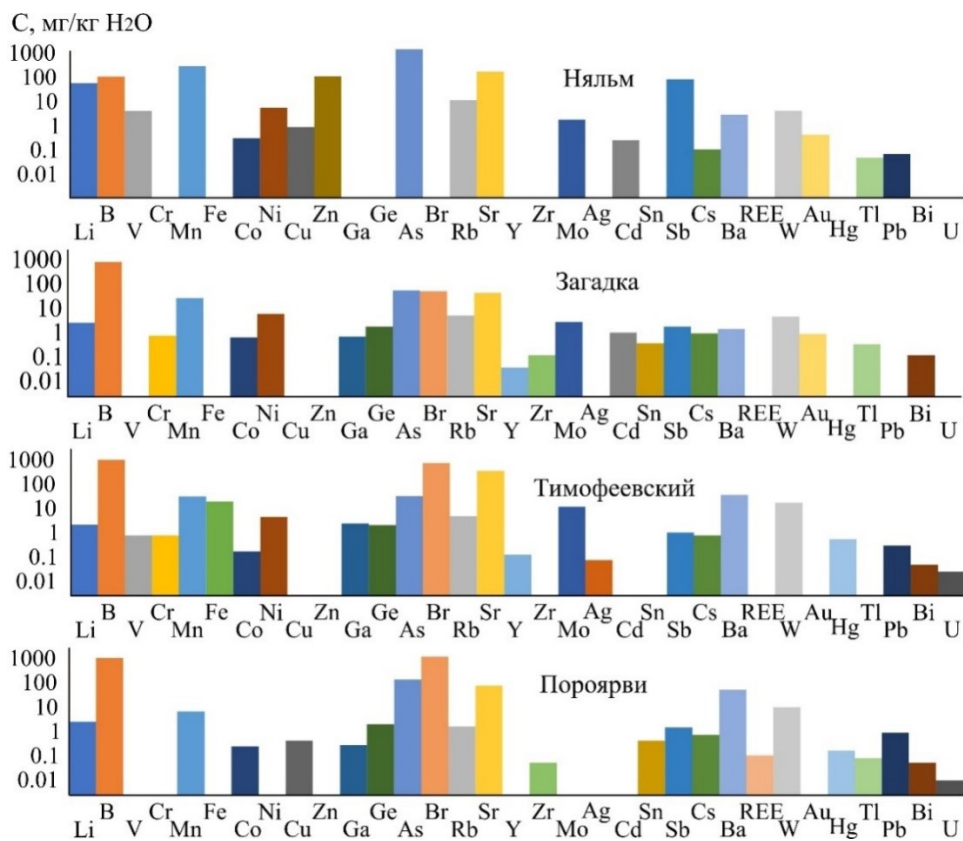


Рис. 82. Спектры микроэлементов в составе газовой-жидких включений в кварце рудопроявления Няльм и проявлений Пороярвинской площади

Существенно более низкие концентрации абсолютного большинства малых элементов характерны для проявлений Пороярвинской площади и рудопроявления Няльм (то есть для собственно золоторудных объектов орогенного типа) (см. рис. 82)

по сравнению с рудными объектами Пеллапахк-Оленинской порфирово-эпitherмальной системы (рис. 83). В первую очередь, различия касаются мышьяка, сурьмы, свинца, а также лития и цезия, но последние, по всей вероятности, связаны с воздействием пегматитов на проявления минерализации золота.

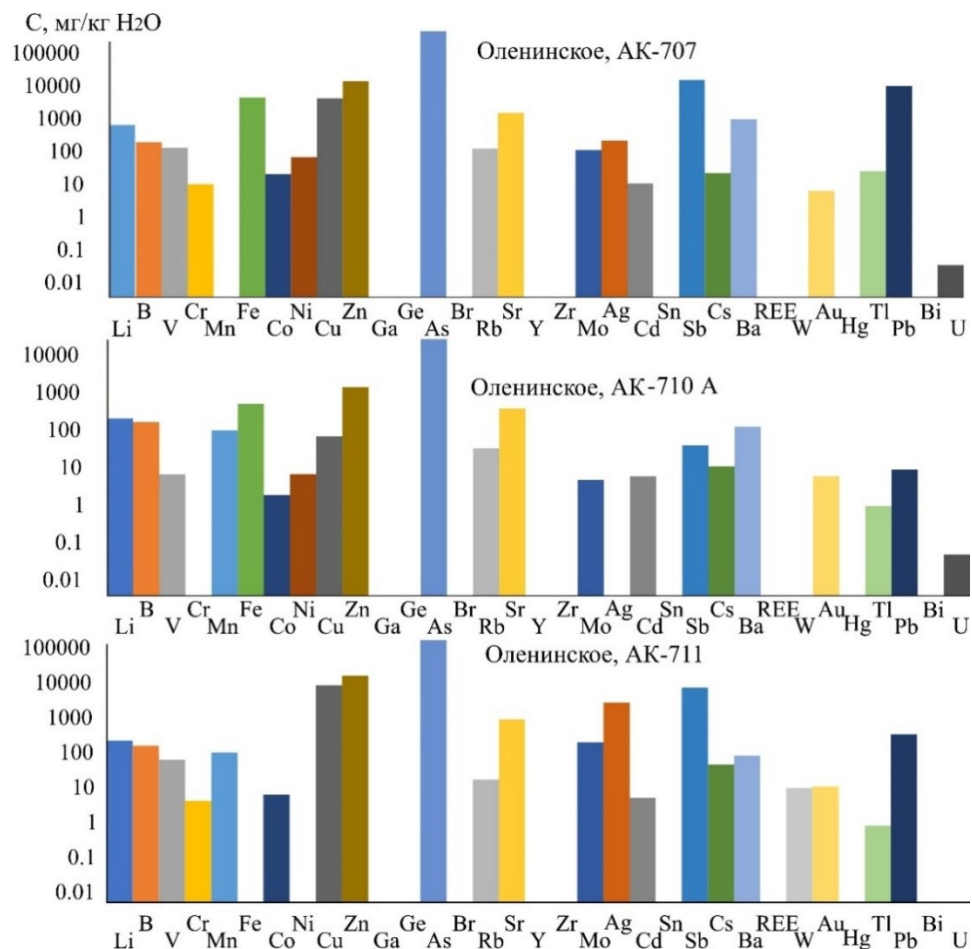


Рис. 83. Спектры микроэлементов в составе газовой-жидких включений в кварце из образцов рудопоявления Пеллапахк и месторождения Оленинского

Микроэлементный состав индивидуальных включений изучен методом LA ICP MS-анализа только для проявлений золота Пороярвинской площади, что позволило оценить в них средние концентрации Ag и Au [Состав рудообразующих..., 2018]. Для проявлений Загадка и Пороярви эти значения составили Ag 11,0–34 и Au 4,6–202 г/т. Такие высокие концентрации золота вряд ли могут достигаться в форме истинных растворов [Gold speciation..., 2014], однако вполне реальны для коллоидных растворов золота [Saunders, Burke, 2017].

5. МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ЗОЛОТА В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯХ РЕГИОНА

5.1. Минералы золота в месторождениях и рудопроявлениях региона

Всего в мире известно более тридцати минералов золота (см. подраздел 1.4), в месторождениях и рудопроявлениях северо-восточной части Фенноскандинавского щита на настоящее время установлено тринадцать минеральных видов (табл. 40).

Самым распространенным из них является, естественно, самородное золото в сплавах с серебром, отмеченное на всех без исключения месторождениях и рудопроявлениях золота в регионе. Другие обнаруженные в регионе минералы золота — весьма редкие, это интерметаллические соединения золота с медью, висмутом, свинцом и сурьмой, теллуриды и сульфиды золота.

Таблица 40

Минералы золота в месторождениях и рудопроявлениях
северо-восточной части Фенноскандинавского щита

Минерал	Формула	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Сплавы	AgAu	+		+	+		+											
Au-Ag	AuAg	+	+	+	+	+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	++	+
Купроаурид	Cu ₃ Au				+													
Аурикуприд	Cu ₃ Au				+													
Тетра-аурикуприд	CuAu				+													
Хунчунит	Au ₂ Pb																	+
Мальдонит	Au ₂ Bi			+														+
Ауростибит	AuSb ₂	+										+						
Монтбрейит	(Au,Ag,Sb,Bi,Pb) ₂₃ (Te,Sb,Bi,Pb) ₃₈														+			+
Петцит	Ag ₃ AuTe ₂	+							+		+							
Калаверит	AuTe ₂														+	+		
Сильванит	AgAuTe ₄								+				+					
Костовит	CuAuTe ₄				+													
Юген-богардтит	Ag ₃ AuS ₂	+							+									

Примечание. Цифрами обозначены месторождения и рудопроявления: 1 — Оленинское; 2 — Няльм; 3 — Мальярв; 4 — Оленегорское; 5 — Сергозерское; 6 — Сергозерское-DD; 7 — Средние Кичаны; 8 — Верхние Кичаны; 9 — Пороярви; 10 — Панареченское; 11 — Майское; 12 — Озерное; 13 — Суурикуусикко; 14 — Мустаярви; 15 — Юомасуо; 16 — Ромпас; 17 — Райапалот.

В месторождениях региона установлен практически полный спектр составов ряда Ag-Au от чистого самородного серебра (Оленинское) до чистого золота на месторождении Майском (рис. 84).

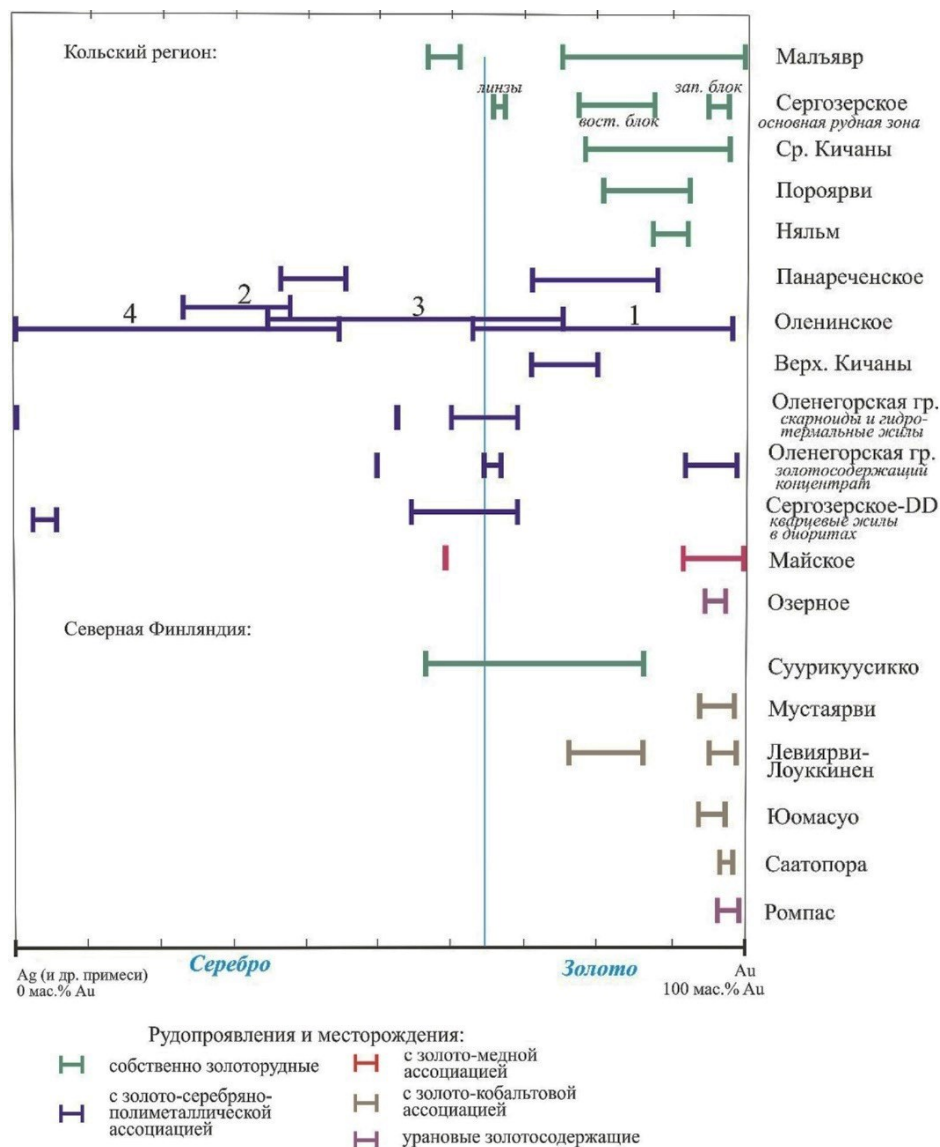


Рис. 84. Вариации состава минералов ряда золото-серебро в месторождениях и рудопроявлениях Кольского региона

Отношение Ag/Au в сплавах ряда Ag-Au может быть устойчивым в пределах всего месторождения/рудопроявления, но может отличаться на разных его участках, варьировать от одного зерна к другому в пределах одного образца и даже изменяться в пределах отдельных зерен. Наиболее широкий размах колебания отношения Ag/Au установлен на Оленинском месторождении (рис. 84).

Самородное серебро с содержанием примеси золота менее 10 мас. % установлено на ряде золоторудных проявлений в Кольском регионе (рис. 84). Так, на Оленинском месторождении оно характерно для турмалин-арсенопирит-кварцевых и кварцевых метасоматитов. Кроме того, самородное серебро было установлено в скарноидах Оленегорского месторождения [Базай, Иванюк, 2008], а также в составе минерализации кварцевых жил в диоритах на рудопроявлении Сергозерском-DD. Здесь самородное серебро с содержанием золота около 3 мас. % развивается вместе с висмутом, матильдитом, сульфидами висмута и серебра по трещинам в арсенопирите и по галениту [Калинин, Савченко, 2017].

Сплавы серебра и золота с содержанием золота от 15 до 65 мас. % (золотистое серебро, состав которого примерно соответствует формулам минерала $Ag_{0,90}Au_{0,10}$ – $Ag_{0,50}Au_{0,50}$), были выявлены на Оленинском месторождении, в колчеданных рудах Панареченского проявления, в минерализованных кварцевых жилах в диоритах Сергозерского-DD рудопроявления и, кроме того, в составе золотосодержащей минерализации скарноидов на Оленегорском и Кировогорском месторождениях железистых кварцитов [Базай, Иванюк, 2008] (рис. 84).

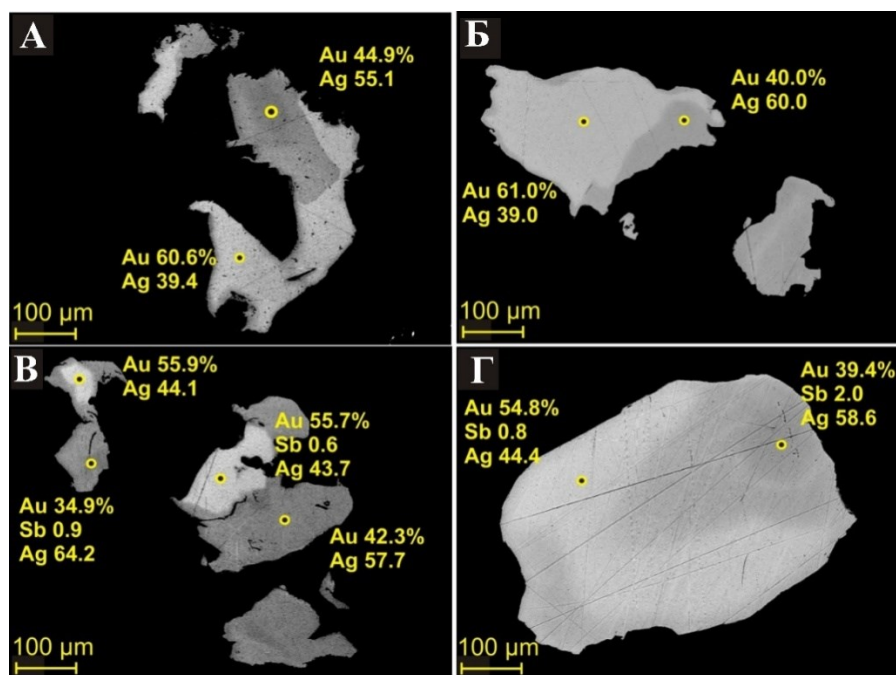


Рис. 85. Зональность в зернах золотистого серебра месторождения Оленинского с результатами микрозондового анализа, изображения в обратно-рассеянных электронах

Именно сплавы с повышенным содержанием Ag чаще всего неоднородны по составу (рис. 85) и нередко имеют зональное строение. Зональность зерен разная: чаще внешние зоны обогащены серебром (рис. 85, Б, В), но бывает также обратная (рис. 85, А) и сложная (рис. 85, Г) зональность. Границы между зонами с разным составом могут быть как резкими, так и размытыми,

постепенными. Обогащенные серебром внешние зоны отражают, вероятно, зональность роста зерен. Обогащенные золотом внешние зоны образуются, скорее всего, за счет мобилизации и выноса из них серебра: по таким зернам развивается горчичное золото.

Неоднородность состава золотистого серебра, помимо Оленинского месторождения, отмечалась в кварцевых жилах в диоритах Сергозерского-DD рудопоявления: к примеру, в микропрожилке (см. рис. 104), содержание золота в сплаве варьирует от 31 до 47 мас. %. В средне- и высокопробном золоте из основной рудной зоны этого рудопоявления вариации состава в зернах золота не превышают 1,2 мас. %. В общем, неоднородность состава обогащенных серебром минералов ряда золото-серебро известна давно [Петровская, 1973], тогда как зерна золота средней и высокой пробыности более однородны по составу.

Золото низкой пробыности $Ag_{0,50-0,25}Au_{0,50-0,75}$ преобладает в собственно золоторудных рудопоявлениях Няльм, Кичаны и Пороярви, в колчеданных рудах Панареченского проявления. Средняя пробыность характерна также для золота первой генерации на месторождении Оленинском.

Только высокопробное золото установлено в рудах месторождения Майского в поясе Салла-Куолаярви (за исключением одного зерна золотистого серебра), Сааттопора и Пахтаваара в Центральном-Лапландском поясе, Юомасуо в поясе Куусамо и на золотосодержащих урановых рудопоявлениях Озерное и Ромпас.

На некоторых месторождениях и рудопоявлениях выявлено как низкопробное ($Ag_{0,50-0,25}Au_{0,50-0,75}$), так и высокопробное ($Ag_{0,25-0,00}Au_{0,75-1,00}$) золото, например, в основной рудной зоне Сергозерского рудопоявления, на рудопоявлениях Мальявр, Левиярви-Лоукинен и на месторождениях Оленегорской группы (в золотосодержащем рудном концентрате).

На рудопоявлении Мальявр, где сделано достаточно большое количество анализов состава зерен золота, выявлено два максимума значений в интервалах от 72 до 82 и от 92 до 98 мас. % Au (рис. 85), при этом по форме выделений, составу микропримесей средне- и высокопробное золото не различается.

На примере Сергозерского рудопоявления видно, что состав золота может меняться от участка к участку даже в пределах одной рудной зоны. В восточном блоке рудопоявления, где породы, вмещающие золоторудную минерализацию в основной рудной зоне, представлены хлорит-актинолитовыми амфиболитами, выявлено только золото средней пробыности (763–855). В западном блоке, где основная рудная зона приурочена к подошве горизонта роговообманковых амфиболитов, резко преобладает золото высокой пробыности (943–961), хотя и золото средней пробыности (773–821) тоже присутствует. Разницы в морфологии зерен и минеральной ассоциации средне- и высокопробного золота не выявлено. Выше основной рудной зоны по разрезу, в пределах рудных линз в измененных роговообманковых амфиболитах установлено только золото низкой пробыности (655–672).

В целом по региону можно определить тенденцию, что в собственно золоторудных и золото-медных рудопоявлениях присутствует самородное

золото средней и высокой пробы, тогда как во многих золото-серебряно-полиметаллических месторождениях и рудопроявлениях, наряду с золотом, встречаются богатые серебром сплавы Au-Ag.

Кроме серебра в составе самородного золота могут отмечаться примеси Cu, As, Sb, Hg, Bi, Te, Ti, Cr, Ni, Co, Mn, W, Sn, Fe, Pt, Pd, Rh, Ir [Гаськов, 2017]; вероятно, наличие тех или иных элементов-примесей обусловлено геохимической средой, в которой происходили мобилизация, транспортировка и отложение золота, а также физико-химическими условиями формирования минерализации золота. Не исключено, что многие из указанных элементов-примесей связаны с механическими включениями различных минеральных фаз, появление которых может иметь типоморфный характер [Самусиков, 2003, 2010; Савва, Колова, 2004; Геохимические особенности..., 2013].

Минералы ряда золото-серебро из различных месторождений и рудопроявлений Кольского региона различаются по набору и содержанию в них микроэлементов-примесей (табл. 41). Только в золоте собственно золоторудных рудопроявлений Пороярвинской площади содержание примесей, кроме серебра, ниже предела обнаружения элементов микрозондовым анализом. Во всех других рудопроявлениях и месторождениях золота в метаморфических комплексах Кольского региона и Финской Лапландии в качестве элементов-примесей в самородном золоте были установлены Fe, Ni, Cu, Hg, As, Sb, S, Se, Te.

Наиболее характерными примесями в минералах ряда золото-серебро в регионе являются железо и медь. Содержание примеси железа в большинстве случаев составляет десятые доли процента, а максимальные значения (до 7 мас. %) установлены в среднепробном золоте из скарноидов Оленегорской группы месторождений. Столь высокое содержание примеси железа, вероятно, связано с механическими включениями различных минеральных фаз либо с возбуждением зондом вмещающих выделения золота сульфидов железа.

Содержание примеси меди в золоте также достигает наибольших (3,4 %) значений в золотосодержащих скарноидах Оленегорской группы месторождений, где в самородном золоте во внешней части зерен были даже отмечены экссолюционные выделения купроаурида и тетрааурикуприда [Базай, Иванюк, 2006]. На всех других месторождениях и рудопроявлениях примесь меди в золоте не превышает 1,8 мас. %. Она постоянно присутствует в золоте месторождения Майского (0,1–0,3 мас. %) и рудопроявления Озерного (до 1,8 мас. %) в поясе Салла-Куоляярви, а также на рудопроявлении Ромпас в поясе Перапохья (0,4–1,6 %, среднее по 31 анализу — 0,72 мас. %).

На месторождении Оленинском содержание примеси меди в минералах ряда золото-серебро первой и второй генерации находится в пределах от 0,03 до 1,6 мас. %, а в золоте третьего типа не превышает 0,02 %.

Из других металлов в качестве примесей в самородном золоте были установлены никель (в одном зерне среднепробного золота в сростании с герсдорфитом на Сергозерском рудопроявлении) и ртуть (также в одном случае на Сергозерском рудопроявлении).

Таблица 41
 Элементы-примеси в минералах ряда Au-Ag из месторождений и рудопроявлений северо-восточной части
 Фенноскандинавского щита по данным микрозондового анализа, мас. %

Месторождение/ рудопроявление	Fe	Ni	Cu	Hg	As	Sb	S	Se	Te
Няльм-1			1,35 (1)						
Няльм-2	до 0,52		0,05-0,34		до 0,55				
Пороярви									
Средние Кичаны									
Сертозерское	0,15-0,79		0,82 (1)	0,32 (1)			0,17 (1)		
Мальярв	0,04-0,11				0,17 (1)				
Оленинское									
1-й химико-морфологический тип (золото)	до 0,02		до 0,84		до 0,08	до 0,50			
2-й тип (золотистое серебро)	0,22-1,19		0,03-1,22		0,53-1,59	0,04-1,62	0,14-0,31		
3-й тип (золотистое серебро и серебряное золото)	0,03-1,58				до 1,85	0,03-2,73	1,04 (1)		
4-й тип (золотистое серебро и серебро)	0,14 (1)					0,15-3,67	до 2,08		
Оленегорское									
высокопробное	0,27 (1)		до 3,44						
среднепробное	1,16-7,30		0,75 (1)						
серебро	0,65 (1)		0,78-1,47						
Сертозерское-DD									
серебро	0,32-0,33					1,96-2,07	0,28-1,63		
золотистое серебро	0,3-1,63		0,44 (1)						
Майское	до 0,13		0,06-0,29						
Озерное		0,47 (1)							
Юомасу									
Суурикуусинкко				1,0-23,0				1,6-1,8	< 0,14
Ромпас			0,4-1,6						

Примечание. (1) — элемент установлен только в одном из исследованных зерен самородного золота.

Кроме того, ртуть является характерной примесью в самородном золоте месторождения Суурикуусикко (до 23 мас. %) [Mineral deposits..., 2015]. Здесь следует учесть, что на этом месторождении самородное золото отмечается редко (примерно 4 % от всего золота Суурикуусикко) и развивается оно за счет высвобождения металла при перекристаллизации золотоносных арсенопирита и пирита. По всей вероятности, в ходе этого процесса золото сорбирует из арсенопирита и пирита содержащиеся в них микропримеси серебра и ртути. Считается, что примесь ртути характерна для золота, сформировавшегося в ходе низкотемпературных гидротермальных процессов [Самусиков, 2010], но в данном случае низкотемпературные условия минералообразования маловероятны.

В составе золото-серебряных сплавов на Оленинском месторождении постоянно присутствуют сурьма и мышьяк. В золоте средней пробы первого типа, встречающегося в виде изолированных зерен в кварце, содержание примеси сурьмы менее 0,5 мас. %, мышьяка менее 0,08 мас. %. В золотистом серебре второго типа (включения в арсенопирите и лёллингите) содержание примеси сурьмы не превышает 1,6 мас. %, примесь мышьяка составляет 0,5–1,6 мас. %. Более высокое содержание примеси сурьмы (до 2,7 мас. %) и мышьяка (до 1,85 %) установлено в золотистом серебре третьего типа, где самородные металлы ассоциируют с сульфидами цветных металлов, сурьмяными сульфосолями и дискразитом. В золотистом серебре и самородном серебре 4-го типа примесь мышьяка не установлена, а примесь сурьмы достигает 3,7 мас. %. В целом, для самородных металлов месторождения проявляется прямая связь между содержанием серебра в сплаве и содержанием примеси сурьмы (рис. 86).

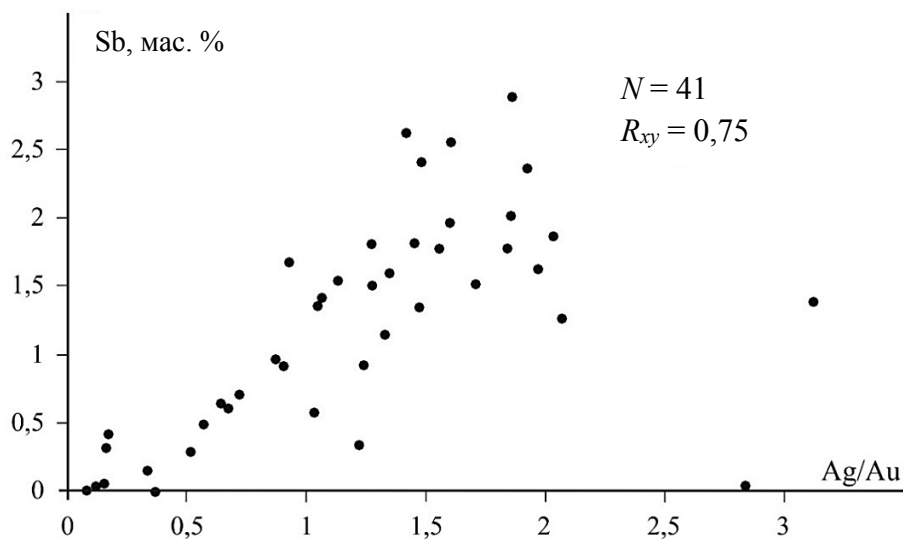


Рис. 86. Связь между отношением Ag/Au и содержанием Sb в минералах ряда золото-серебро Оленинского месторождения.
Примечание: при расчете коэффициента корреляции Пирсона исключена аномальная точка Ag/Au = 2,84; Sb = 0,04

Кроме Оленинского, примесь мышьяка 0,55 мас. % отмечена в золоте на рудопроявлении Няльм-2, сурьмы — в серебре из кварцевых жил в диоритах на Сергозерском-DD рудопроявлении.

В самородном золоте высокой пробы месторождения Юомасу установлены примеси селена — 1,4–1,8 мас. % и теллура — менее 0,14 мас. % [Vanhanen, 2001].

Другие минералы золота, обнаруженные в регионе, — это теллуриды золота, интерметаллические соединения золота с медью, висмутом, свинцом и сурьмой, и сульфиды золота и серебра.

Теллуриды золота на рассматриваемых рудных объектах встречаются очень редко, за исключением рудопроявления Мустаярви в Финской Лапландии. На Мустаярви именно теллуриды калаверит и монтбрейит, образующие моно- и полиминеральные включения размером до 10 мкм в пирите, являются основными минералами-концентраторами золота в неокисленных рудах. В зоне окисления калаверит и монтбрейит замещаются самородным золотом, а вмещающий их пирит — гидрогетитом.

На Фенноскандинавском щите рудопроявление Мустаярви пока единственное, где практически все золото сконцентрировано в теллуридах. Но в мире известно еще несколько месторождений, в которых ведущую роль играют теллуриды золота. Здесь можно упомянуть месторождения в рудном поле Голден Майл в Западной Австралии (на месторождении Калгурли ~ 20 % золота приходится на теллуриды [Shakleton et al., 2003]), месторождение Сандаованци в Китае [Zhai, Liu, 2014], а также месторождение Кенсингтон на Аляске, где в виде теллуридов находится до 90 % золота [The Mustajärvi..., 2020 (и ссылки, там приведенные)].

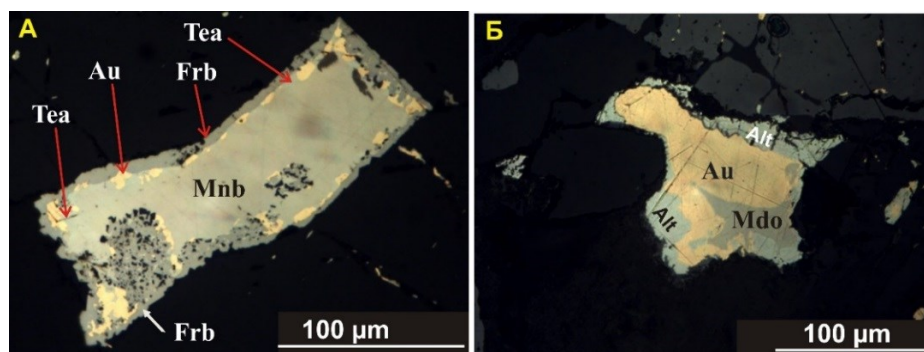


Рис. 87. Золото в сростании с теллуридами: А — монтбрейит обрастает каймой фробергита, по контакту этих фаз развивается самородное золото и теллурантимон, черные точки — углеродистое вещество; В — золото замещается мальдонитом и обрастает алтаитом. Фотографии аншлифов в отраженном свете без анализатора, рудопроявление Ромпас (по работе Ю. С. Полеховского с соавторами [Новые данные..., 2019])

Монтбрейит кроме Мустаярви был установлен на рудопроявлении Ромпас в виде гипидиоморфного зерна размером 150×50 мкм в центре полиминерального

зонального образования (рис. 87). По монтбрейиту узкой полосой развивается теллурид сурьмы и висмута, к которому приурочена цепочка мелких (до 10 мкм) выделений самородного золота, и все это образование обрастает каймой фробергита (рис. 87).

Упомянуто монтбрейит также в составе минерализации проявления Кайралы [Золото рудопроявления..., 2010; Чернявский и др., 2012].

На других месторождениях и рудопроявлениях в регионе были отмечены единичные микровыделения (первые микрометры) петцита (Панареченское, Верхние Кичаны, Оленинское), нагиагита (Панареченское), сильванита (Озерное, Верхние Кичаны), калаверита (Юомасу), костовита (Оленегорское) (рис. 88). Как правило, теллуриды золота ассоциируют с теллуридами других металлов и с самородным золотом.

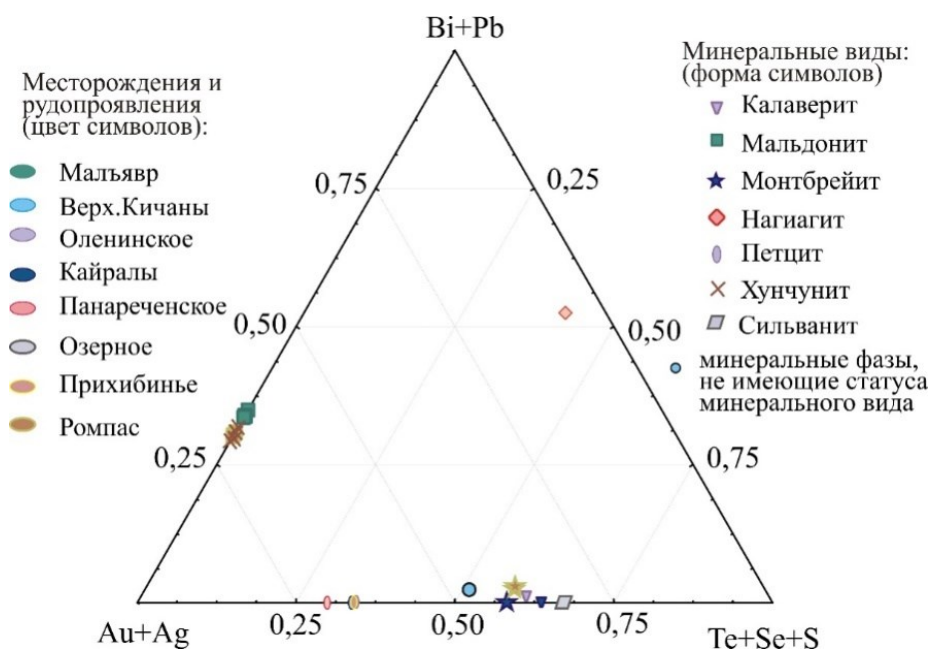


Рис. 88. Висмутиды и теллуриды золота на тройной диаграмме составов (Au+Ag) – (Bi+Pb) – Te

Интерметаллические соединения, выявленные в регионе: золото с медью (купроаурит — Оленегорское), золото с висмутом (мальдонит — Мальявр, Левиярви-Лоукинен, Ромпас), со свинцом (хунчунит — Ромпас) и с сурьмой (ауростибит — Оленинское, Майское).

Интерметаллические соединения золота с медью аурикуприд, купроаурит и тетрааурикуприд отмечены только на месторождениях Оленегорской группы, где содержание примеси меди в золоте наиболее высокое. Купроаурит образует прямоугольную решетку эксклюзионных ламелей, а тетрааурикуприд — неправильной формы эксклюзионные выделения размером в несколько микрометров в краевой части зерен медистого золота из золотосодержащего концентрата

Оленегорского ГОКа [Базай, Иванюк, 2008]. Аурикуприд установлен в скарноидах в виде микровключений размером до 3 мкм в кварце или по границе кварца с ферропаргаситом.

Ауростибит был обнаружен на месторождении Оленинском в виде микровключений в гудмундите и в буланжерите (рис. 89), размер таких включений менее 5 мкм. Упоминается ауростибит в составе минерализации рудопроявления Мальявр [Вороняева, Крупеник, 2021], хотя никаких данных, подтверждающих находку, не приведено, а содержание сурьмы в минерализованных породах ниже предела обнаружения этого элемента.

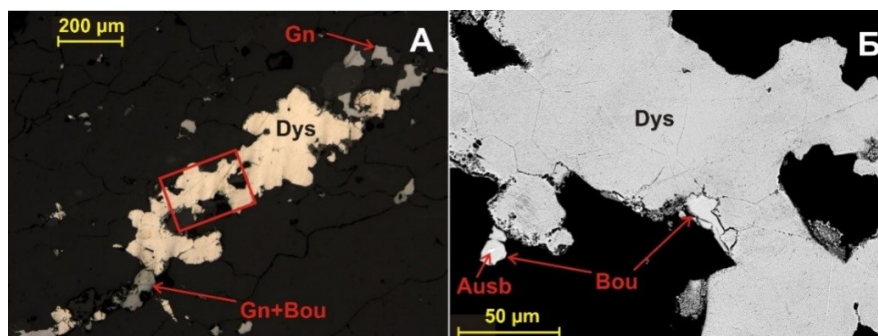


Рис. 89. Микровключение ауростибита в буланжерите в краевой части крупного зерна дискразита. А — фото аншлифа, без анализатора, Б — изображение в обратно-рассеянных электронах. Прямоугольником выделен участок, детализированный на изображении справа

Мальдонит отмечен на рудопроявлениях Мальявр, Ромпас и Левиярви-Лоуккинен. На проявлении Мальявр он встречается в виде моно- и полиминеральных (вместе с висмутом самородным, эриджитом, реже с золотом) включений размером менее 10 мкм в арсенопирите. Зерна мальдонита в полиминеральных сростаниях отличаются идиоморфизмом, размером они не превышают нескольких микрометров (см. рис. 30).

На рудопроявлении Ромпас мальдонит установлен в ассоциации с самородным золотом, формировался позднее золота, замещая его [Новые данные..., 2019] (см. рис. 87, Б). По зерну золота и мальдонита развивается кайма алтаита.

Ф. Молнар с соавторами в статье [Association of gold..., 2016] описали на рудопроявлении Ромпас как мальдонит минерал с высоким содержанием свинца, которое превышает содержание висмута: $Au_{2,02-2,04}(Pb_{0,53-0,58}Bi_{0,42-0,47})$. По этой причине такое соединение правильнее было бы назвать хунчунитом висмутсодержащим (хунчунит-Bi). Впрочем, учитывая стабильный состав этой фазы по данным 8 микрондовых анализов [Association of gold..., 2016], нельзя исключать, что речь идет о новом минеральном виде с формулой Au_4PbBi .

Хунчунит отмечен на рудопроявлении Ромпас в виде отдельных зерен и в сростаниях с самородным золотом по трещинам в уранините.

Ютенбогардит (сульфид золота и серебра) установлен на месторождении Оленинском и рудопроявлении Верхние Кичаны. На Оленинском ютенбогардит

замещает по краям зерна золотистого серебра третьей генерации (рис. 90). На рудопроявлении Верхние Кичаны ютенбогардит вместе с акантитом развивается в виде каймы по ранним сульфидам — пирротину, галениту (рис. 91).

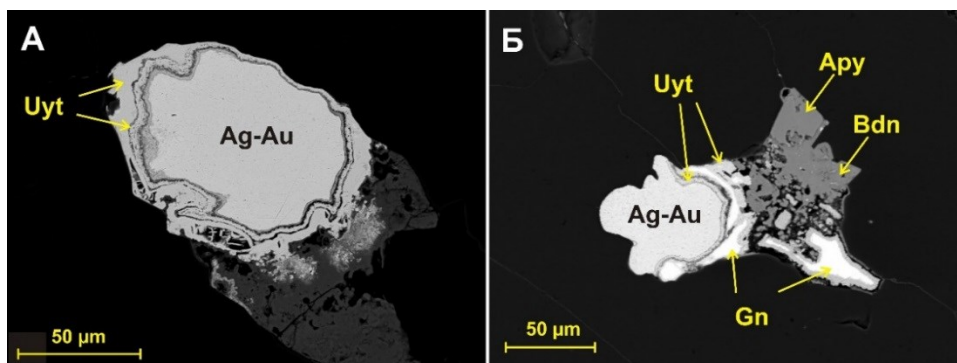


Рис. 90. Ютенбогардит, развивающийся по золотистому серебру (А), золотистому серебру и галениту (В), месторождение Оленинское, BSE-изображение

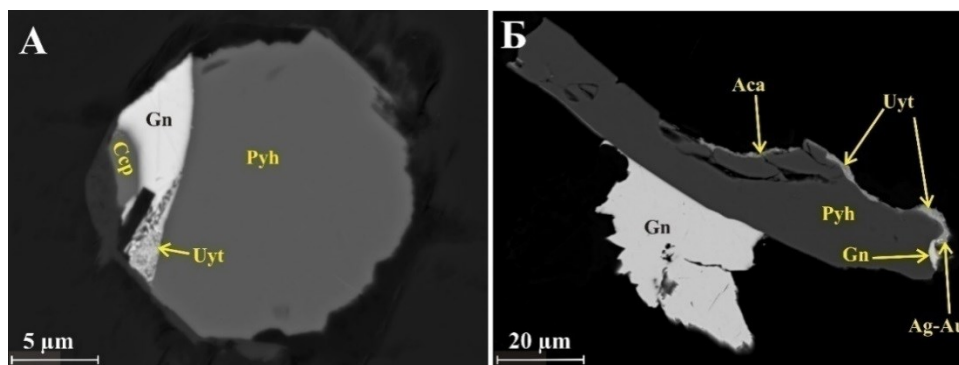


Рис. 91. Ютенбогардит, развивающийся по пирротину и галениту, рудопроявление Верхние Кичаны, BSE-изображение

Отдельно следует остановиться на так называемом «невидимом» золоте. Известно, что на многих месторождениях золота в мире «невидимое» золото сконцентрировано в пирите, арсенопирите, реже в лёллингите, в этих минералах для него характерны структурно-связанное, изоморфное и внеструктурное ультрамикроскопическое (менее 0,1 мкм) состояния [Викентьев, 2015]. В Кольском регионе и Финской Лапландии невидимое золото в пирите и арсенопирите характерно только для месторождения Суурикуусикко. Основная часть «невидимого» золота здесь связана с арсенопиритом (73,2 % всего золота), меньшая — с мышьяковистым пиритом (22,7 % всего золота), а на свободное золото и на включения золота в пирите и арсенопирите приходятся оставшиеся 4,1 %. Свободное золото и золото в виде включений в сульфидах на месторождении Суурикуусикко появилось при перекристаллизации золотосодержащих арсенопирита и пирита второй генерации [Patison et al., 2007; Mineral deposits..., 2015].

5.2. Минеральные ассоциации золота в месторождениях и рудопроявлениях региона

5.2.1. Золото в ассоциации с сульфидами железа

Связь между золотом и наличием сульфидной минерализации в породе известна давно, хотя она и не носит характера зависимости. Объясняется такая связь тем, что одной из основных форм миграции золота во флюидах/растворах является комплексное соединение с гидросульфид-ионом HS^- , в первую очередь это касается метаморфогенно-гидротермальных (орогенных) месторождений. При отложении серы в виде сульфидов концентрация серы в растворе снижается, что приводит к отложению золота.

На большинстве месторождений и рудопроявлений в северо-восточной части Фенноскандинавского щита золото действительно тесно ассоциирует (срастается) с сульфидами и их аналогами (теллуридами, арсенидами), хотя есть и такие объекты, где преобладает свободное золото в виде зерен, изолированных среди жильных минералов (Няльм-1, Майское, Райапалот), — чаще в кварце, реже в силикатных породообразующих минералах (в плагиоклазе, роговой обманке, титаните, диопсиде, турмалине и др.), но всегда в породах, несущих сульфидную минерализацию.

Основные сульфидные минералы всех рассматриваемых в монографии золоторудных месторождений и рудопроявлений — это сульфиды железа пирротин и/или пирит. Единственным исключением является месторождение Майское, где главный сульфидный минерал халькопирит, а пирит и пирротин — второстепенные.

На большинстве золоторудных объектов пирротин количественно преобладает над пиритом (Няльм-1, Пороярви, Кичаны, Юомасуо и др.). Наиболее вероятным объяснением существенно пирротинового состава минерализации на большинстве месторождений и рудопроявлений золота в регионе является относительно высокая степень метаморфизма пород. Известно, что при метаморфизме в условиях верхней части зеленосланцевой фации и при более высоких РТ-параметрах пирит замещается пирротинном [Ferry, 1981; Mohr, Newton, 1983; Tracy, Robinson, 1988; Craig, Vokes, 1993; Tomkins, 2007, 2010].

Обратное соотношение (содержание пирита выше, чем пирротина) установлено на месторождениях Суурикуусикко, Иккари, рудопроявлении Мустаярви и на колчеданном рудопроявлении Панареченском, где параметры регионального метаморфизма не достигали значений, необходимых для замещения пирита пирротинном.

На рудных объектах с преобладанием пирита золото чаще всего образует включения в пирите или развивается по границе кристаллов пирита с кварцем и силикатными минералами. Это установлено на колчеданном рудопроявлении Панареченском [Волошин и др., 2012; Чернявский и др., 2013], на месторождениях Иккари [Ikkaari ..., 2022] и Юомасуо [Geochemical signatures ..., 2021]. Следует заметить также, что в большинстве случаев, когда золото ассоциирует с пиритом, пирит является мышьяковистым и содержит до 3 мас. % As (обычно десятые доли).

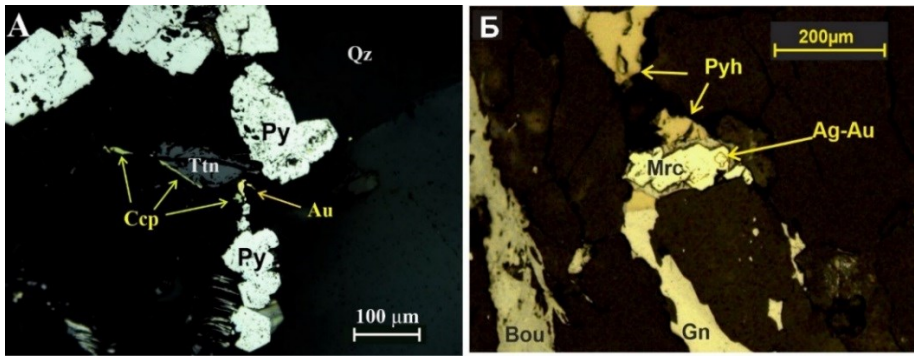


Рис. 92. Золото в ассоциации с пиритом и халькопиритом, рудопроявление Средние Кичаны (А), и в виде включения в марказите (В), месторождение Оленинское. Фото аншлифов, без анализатора

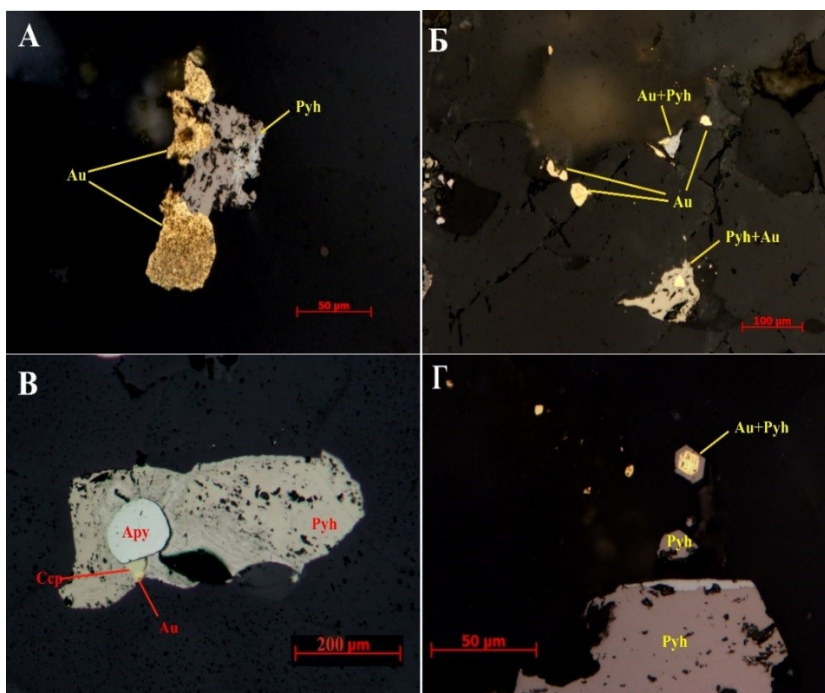


Рис. 93. Золото в ассоциации с пирротинном, рудопроявление Средние Кичаны. Фото аншлифа, без анализатора

На рудопроявлении Мустаярви [The Mustajärvi..., 2020] в виде включений в пирите встречается не самородное золото, а теллуриды золота — калаверит и монтбрейит.

Кроме пирротина и пирита, на некоторых объектах, в частности на месторождении Оленинском, рудопроявлении Средние Кичаны и на золото-урановом рудопроявлении Озерном, установлен первичный марказит. Золото в виде включений в первичном марказите отмечено на месторождении Оленинском (рис. 92, В), а по контакту зерен марказита и кварца — на рудопроявлении Кичаны.

Золото в сростаниях с пирротином или с пирротином и халькопиритом было отмечено на месторождении Оленинском (первый тип, рис. 17), месторождениях железистых кварцитов Оленегорской группы, на рудопроявлениях Кичаны (рис. 93) и Сергозерское (в основной рудной зоне).

Значительно реже золото встречается в сростаниях с сульфидами других металлов. На месторождении Майском золото чаще всего отмечается в сростаниях с халькопиритом, реже с галенитом (рис. 94 А). На Оленинском месторождении в отдельных случаях отмечалось золото в сростании со сфалеритом, очень редко — с галенитом и халькопиритом (рис. 94, Б).

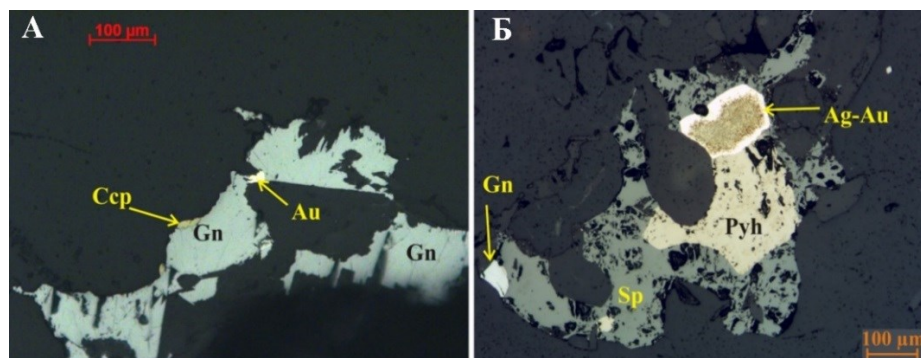


Рис. 94. Золото с галенитом, месторождение Майское (А); золотистое серебро с пирротином и сфалеритом, месторождение Оленинское (Б); центральная часть зерна насыщена включениями кварца. Фото аншлифа, без анализатора

5.2.2. Золото в ассоциации с минералами мышьяка

Во всех собственно золоторудных рудопроявлениях Кольского региона мышьяк является основным элементом — спутником золота, а в комплексных золотосодержащих мышьяк не отмечен только в геохимических ассоциациях месторождения Майского, Оленегорской группы и уранового золотосодержащего рудопроявления Озерного.

Основные минералы мышьяка на месторождениях золота в регионе — это сульфоарсениды (арсенопирит, герсдорфит и кобальтин), они отмечены на большинстве месторождений/рудопроявлений (табл. 42). Кроме того, установлены арсениды (лёллингит, никелин, маухерит и саффлорит), сульфосоли мышьяка (теннантит, прустит, биллингслейит и дервиллит), из других классов минералов — мышьяк самородный. В зоне окисления встречаются также арсенаты железа, в абсолютном большинстве не идентифицированные.

Наиболее широко из сульфоарсенидов распространен арсенопирит, хотя во многих случаях в минерализованных породах — наряду с арсенопиритом, но в заметно меньшем количестве — отмечаются и герсдорфит, и кобальтин. Наиболее высокое содержание арсенопирита установлено на месторождении Оленинском, где в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах арсенопирит составляет до 15 об. % породы [Калинин и др., 2021a].

Минералы мышьяка (сульфиды и их аналоги) в месторождениях и рудопроявлениях золота в северо-восточной части Фенноскандинавского щита

Минерал	Оленинское	Няльм-1	Няльм-2	Матъяер	Оленегорское	Сергозерское	Сергозерское-DD	Средние Кичаны	Верхние Кичаны	Порярви	Панареченское	Суркукуско	Саммонора	Мустярви	Юмасы	Майское	Озерное	Ромпас	Райпатаг
Арсеноприг	Гл	Вт	Вт	Гл	н/о	Гл	Гл	Гл	Рд	Гл	Вт	Гл	н/о	н/о	н/о	Рд	н/о	н/о	н/о
Кобальтин	Рд	Рд	Рд	н/о	н/о	Рд	Рд	н/о	Рд	н/о	Вт	н/о	н/о	Рд	Вт	Рд	н/о	н/о	Вт
Гердорфит	Рд	н/о	Вт	н/о	н/о	Вт	н/о	н/о	н/о	н/о	Вт	Вт	Рд	Рд	н/о	Рд	н/о	н/о	н/о
Лёллингит	Рд	н/о	н/о	Вт	н/о	н/о	н/о	н/о	Рд	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Саффорит	Рд	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Никелин	Рд	н/о	Рд	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	Рд	н/о	н/о	н/о	н/о	Рд	н/о
Маухерит	Рд	н/о	Рд	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Прустит	Рд	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	Рд	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Биллингслейт	Рд	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Дервиллит	Рд	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Мышьяк самородный	Рд	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о

Примечания.

1. Гл — главный сульфидный минерал, Вт — второстепенный, Рд — редкий, н/о — минерал на месторождении не обнаружен. Жирным курсивом выделены минералы, в сростаниях с которыми отмечено золото.
2. Светлым курсивом выделены месторождения и рудопроявления, отнесенные к орогенным, в том числе регенерированным, и орогенным с аномальной геохимической ассоциацией рудным объектам.

Состав арсенопирита достаточно устойчив к последующим изменениям физико-химических параметров среды, что позволяет по форме выделений, зональности зерен и по особенностям состава (соотношение As и S, содержание примесей Ni и Co) не только выделять генерации этого минерала, но и оценивать температуру минералообразования в сульфидных системах [Kretschmar, Scott, 1976; Бортников, 1993].

Использование состава арсенопирита для термометрии возможно только для зерен с содержанием примесей Ni и Co менее 0,5 мас. % [Kretschmar, Scott, 1976; Тюкова, Ворошин, 2007].

В табл. 43 приведены сведения о содержании мышьяка в арсенопиритах с низким содержанием примесей кобальта и никеля и об ассоциации арсенопирита с сульфидами железа пиритом и пирротинном в месторождениях и рудопроявлениях региона; на основании этих данных проведена оценка температуры кристаллизации арсенопиритов [Kretschmar, Scott, 1976; Тюкова, Ворошин, 2007].

Таблица 43

Оценка температуры минералообразования на месторождениях и рудопроявлениях северо-восточной части Фенноскандинавского щита с помощью арсенопиритового геотермометра

Месторождение, рудопроявление	Генерация арсенопирита	Ассоциация	Содержание As, ат.%			Интервал температуры, °С
			от	до	среднее	
Оленинское	1	Ару+Пуh	33,4	36,1	34,9	470–530
	2	Ару+Пуh	32,4	34,4	33,2	410–470
	3	Ару+Пу	30,2	30,5	30,4	320–350
Няльм-1	1	Ару+Пуh	33,7	34,6	34,3	440–520
	2	Ару+Пу			31,3	370–400
Мальявр	2	Ару+Пуh	32,7	33,8	33,3	420–480
	2	Ару+Пуh	34,6	35,9	35,1	480–540
Сергозерское	1	Ару+Пуh	34,7	36,5	35,5	500–570
Сергозерское-DD	1	Ару+Пуh	34,5	35,4	34,8	480–530
Кичаны	1	Ару+Пуh			33,9	460–520
Суурикуусикко	1	Ару+Пу	28,2	30,9	30,0	310–360
<i>Пороярвинская площадь</i>						
Аномальный	1	Ару+Пуh	32,8	33,4	33,1	400–460
Загадка	1	Ару+Пуh			32,5	360–420
Тимофеевский	1	Ару+Пуh	33,4	34,3	33,9	460–520

Полученные значения температуры образования арсенопиритов хорошо согласуются с температурными условиями регионального метаморфизма в зеленокаменных поясах и не превышают эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, укладываясь в интервал от 320 до 570 °С.

Несколько генераций арсенопирита установлено в месторождениях и рудопроявлениях пояса Колмозеро-Воронья и Титовско-Урагубской зоны.

На Оленинском месторождении ранняя генерация арсенопирита, встречающаяся в диопсидовых и биотитовых метасоматитах в ассоциации с пирротином и лёллингитом, содержит от 33,4 до 36,1 ат. % As (в среднем 34,9 ат. %), что отвечает температуре образования 450–530 °С. Вторая генерация арсенопирита — игольчатый и призматический арсенопирит из турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитов, развивающийся в ассоциации с пирротином, содержит 32–34 ат. % As, температура его образования 410–470 °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 пиритом, мог формироваться при температуре 320–350 °С.

Две генерации арсенопирита, различающиеся по отношению As/S и температуре минералообразования (см. табл. 43), выявлены на рудопроявлении Няльм-1. Для ранней генерации арсенопирита на рудопроявлении характерна ростовая зональность и обогащение Co и Ni внешних зон зерен. Поздняя генерация арсенопирита представлена крупными перекристаллизованными зёрнами в кальцит-кварцевых прожилках. Температура формирования перекристаллизованного арсенопирита-2 на рудопроявлении Няльм несколько ниже, чем температура ранней генерации (370–400 и 440–520 °С соответственно).

На рудопроявлении Мальъявр также выделено две генерации арсенопирита — вкрапленный с размером зерен до 0,2 мм в гранат-кварцевых метасоматитах (арсенопирит-1) и перекристаллизованный крупнозернистый (до 3 мм) в метасоматитах геденбергит-амфиболовой зоны (арсенопирит-2). И ранний, и поздний арсенопирит характеризуется зональностью распределения примесей и отношения As/S. Арсенопирит-1 отличается весьма высоким содержанием примесей Co и Ni, поэтому он не может быть использован для оценки температуры минералообразования. Развитие арсенопирита-2 связано с воздействием на минерализованные породы пегматитов. Зональность позднего арсенопирита сложная, выявлено чередование зон с высоким (34,6–35,9 ат. % As) и низким (32,7–33,8 ат. % As) содержанием мышьяка, что отвечает интервалам температуры 480–540 и 420–480 °С соответственно. Первый из указанных интервалов соотносится с температурными условиями регионального метаморфизма, второй — с температурой кристаллизации пегматитов (415–460 °С), установленной по температуре гомогенизации газожидких включений в берилле и с помощью различных минеральных геотермометров [Пономарева и др., 2015].

Герсдорфит — второстепенный рудный минерал на тех рудных объектах, где золотая минерализация связана с коматиитами (развитие герсдорфита отражает повышенное содержание никеля в породах ультраосновного состава на проявлениях Сергозерское, Левиярви-Лоуккинен), и редкий на остальных рудопроявлениях и месторождениях. Все герсдорфиты содержат значительные примеси железа и кобальта (с преобладанием первого) (рис. 95), существенно никелевый герсдорфит установлен только в одном случае — на месторождении Оленинском.

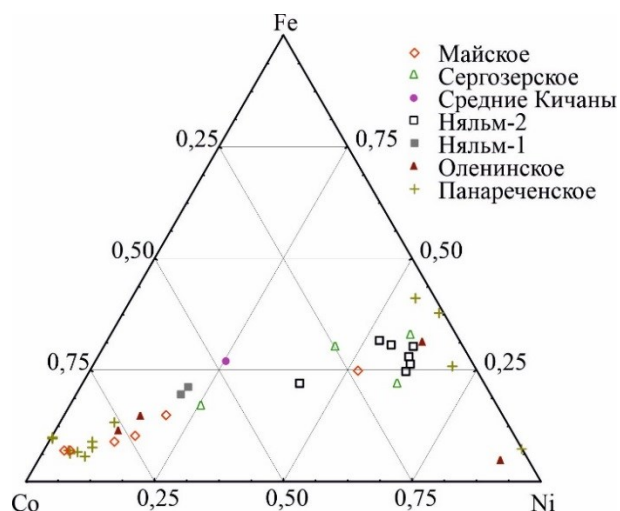


Рис. 95. Диаграмма составов минералов ряда кобальтин-герсдорфит

Кобальтин является основным (или даже единственным, как на месторождении Юомасуо) минералом из группы сульфоарсенидов на Au-Co месторождениях и рудопроявлениях в поясах Центрально-Лапландском, Куусамо [Geochemical signatures..., 2021] и Перапохья (месторождение Райапалот) [Taipale, 2018]. Составы кобальтинов характеризуются широкими вариациями содержания примесей железа и никеля при примерно равном их соотношении (рис. 95).

Присутствие в породах минерализации кобальта (кобальтпентландит и кобальтин) — это региональная особенность золоторудных объектов раннепротерозойских зеленокаменных поясов в Финской Лапландии [Vanhanen, 2001; Geochemical signatures..., 2021]. Как отмечено выше, важную роль в формировании минерализации кобальта могла играть альбитизация пород под воздействием высокосолёных (вплоть до рассолов) флюидов. Миграционная способность кобальта в значительной степени (выше, чем для никеля), зависит от солёности флюида [A review..., 2016], и кобальт мог быть легко мобилизован высокосолёными растворами из вмещающих пород при региональной альбитизации.

Сравнительно редкими на рассматриваемых рудных объектах являются арсениды железа (лёллингит), кобальта (саффлорит) и никеля (никелин, маухерит).

Лёллингит относится к второстепенным рудным минералам на рудопроявлении Мальявр, где он образует отдельные зерна неправильной формы размером до 0,8 мм, но чаще встречается в виде вростков и включений в арсенопирите.

На месторождении Оленинском лёллингит — один из самых ранних рудных минералов, он замещается арсенопиритом и сохранился исключительно в виде включений в нем. Отмечен в виде включений в арсенопирите также в колчеданных пирротиновых рудах Прихибинья [Минералы ванадия..., 2013].

На других рудопроявлениях и месторождениях региона арсениды Fe, Ni, Co очень редки. На рудопроявлении Няльм-2 также в составе структур кристаллизации сульфидных расплавов установлены никелин и маухерит. В микроколичествах лёллингит и саффлорит обнаружены на месторождении

Левиярви [Holma, Keinänen, 2007]. Никелин был также выявлен на месторождениях Оленинское (в ассоциации с пирротинитом и халькопиритом) и Ромпас (по трещинам в уранините [Geochronology..., 2017]).

Золото в ассоциации с арсенопиритом (во включениях в нем, либо по границе кристаллов арсенопирита с кварцем и силикатами) характерно для всех рудопроявлений, где арсенопирит является одним из основных рудных минералов — для Оленинского, Сергозерского, Средние Кичаны, Пороярви, Мальявр.

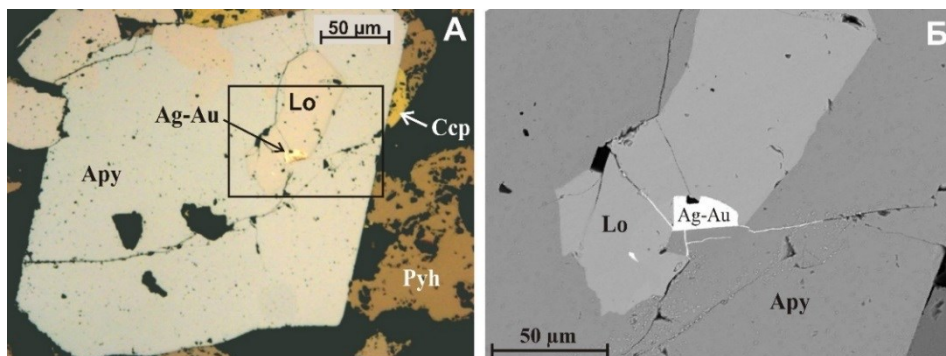


Рис. 96. Выделение золота на границе лёллингита и арсенопирита, месторождение Оленинское. А — фото аншлифа, без анализатора; Б — детальное изображение в обратно-рассеянных электронах

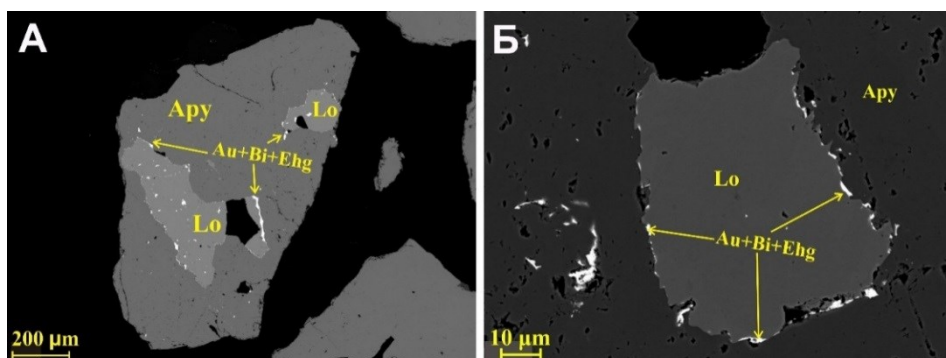


Рис. 97. Микровключения золота, висмута и теллурида висмута в арсенопирите и лёллингите, рудопроявление Мальявр. BSE-изображения

В тех случаях, когда в составе минерализации присутствует также лёллингит, золото нередко ассоциирует именно с ним и выделяется по границе лёллингита с арсенопиритом (рис. 96, 97). Это связано с тем, что изоморфная емкость по отношению к золоту у лёллингита выше, чем у арсенопирита и при замещении лёллингита арсенопиритом «излишнее» золото высвобождается в самородном виде [Tomkins, Mavrigenes, 2002]. Такое золото (или золотистое серебро) на границе лёллингита и арсенопирита установлено на месторождении Оленинском, на рудопроявлении Мальявр, а также в колчеданных рудах Прихибинья [Минералы ванадия..., 2013].

На рудопроявлении Мальъявр вместе с золотом высвобождаются висмут и теллур, и в арсенопирите и лёллингите формируются полиминеральные включения золота, самородного висмута, его теллуридов и мальдонита (рис. 97).

В рудах Сергозерского рудопроявления и на рудопроявлении Левиярви-Лоуккинен в тех породах, где наряду с арсенопиритом широко развит герсдорфит, золото чаще всего отмечается в сростаниях именно с герсдорфитом и реже — с арсенопиритом (см. рис. 36, Б, Е).

Включения золота в кобальтине отмечены на месторождении Райапалот [Taipale, 2018]. На золото-кобальтовом месторождении Юомасуо установлено, что кобальтин и золото отлагались на разных стадиях рудообразующего процесса: кобальтовая минерализация связана со стадией хлоритизации (Fe-Mg-метасоматоз), золотая минерализация формировалась позднее на стадии серицитизации пород [Cobalt enrichment..., 2020; Geochemical signatures..., 2021].

В ряде случаев, кроме арсенидов и сульфоарсенидов, в месторождениях и рудопроявлениях золота в регионе отмечены сульфосоли мышьяка. Прустит и эккерит выявлены в кварцевых жилах Сергозерского-DD рудопроявления. Прустит ассоциирует с галенитом, самородный висмут и матильдит более поздние, развиваются по пруститу (см. рис. 39). Эккерит отмечен в краевой части зерна арсенопирита в ассоциации с галенитом и самородным висмутом и, судя по всему, связан с изменением арсенопирита и висмута в зоне окисления.

Прустит на Оленинском месторождении развивался на поздних стадиях рудогенеза (пирит-арсенопиритовая и ютенбогардтит-акантитовая ассоциации). Дервиллит и биллингслейт были обнаружены вместе с англезитом в зоне окисления руд Оленинского месторождения (рис. 98, Б).

Самородные золото и серебро в ассоциации с сульфосолями мышьяка не отмечены.

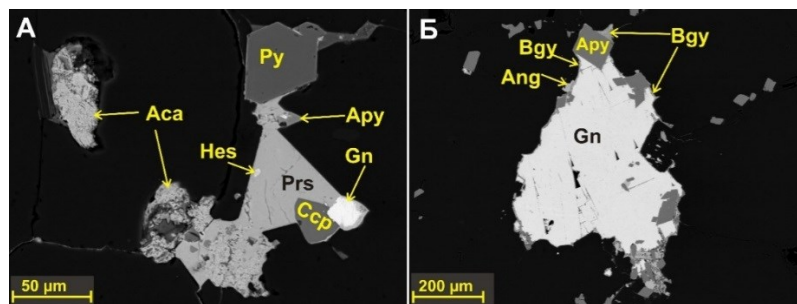


Рис. 98. Мышьяковые сульфосоли на Оленинском месторождении: прустит в ассоциации с акантитом, пиритом и халькопиритом (А) и биллингслейт, развивающийся в виде каймы по арсенопириту и галениту вместе с англезитом (В), Оленинское месторождение. BSE-изображение

5.2.3. Золото в ассоциации с минералами сурьмы

Сурьма, в отличие от мышьяка и висмута, входит в геохимические ассоциации элементов лишь трех золоторудных объектов региона: это месторождения Оленинское и Суурикуусикко, Панареченское рудопроявление (табл. 44).

Таблица 44

Минералы сурьмы в золоторудных объектах
северо-восточной части Фенноскандинавского щита

Минерал	Месторождения и рудопроявления						
	1	2	3	4	5	6	7
Ауростибит	+						
Дискразит	++						
Нисбит	+						
Брейтгауптит	+						
Гудмундит	++	+					
Ульманнит	+	+	+				
Костибит				+		+	
Стибнит				+	+		
Тетраэдрит	+			+	++		
Аргентотетраэдрит	+++						
Пираргирит	++		+				
Физелиит	++						
Диафорит	++						
Овихит	++						
Рамдорит	++						
Учукчакуаит	++						
Канфилдит-Те	+						
Стефанит	+						
Миаргирит	+						
Полибазит	+						
Буланжерит	+++			+			
Фалькманит	++						
Семсеит	++						
Менегинит	+			+			
Бурнонит	++				+		
Бенлеонардит				+			
Фаматинит				+			
Фрейеслебенит				+			
Бертьерит					+		
Джемсонит					+		
Теллурантимон							+
Сурьма					+		

Примечания. Цифрами обозначены: 1 — Оленинское, 2 — Сергозерское; 3 — Сергозерское-DD; 4 — Панареченское; 5 — Суурикуусикко; 6 — Майское; 7 — Ромпас.

+++ — минерал, распространенный на месторождении/рудопроявлении; ++ — минерал редкий аксессуарный; + — единичные находки минерала (1–3 микровыделения). В таблицу включены только те месторождения и рудопроявления, где установлены соединения сурьмы.

Отличительной чертой этих месторождений является их формирование в приповерхностных условиях (Оленинское, Панареченское) или в условиях малой глубинности (Суурикуусикко). Минералы сурьмы представлены здесь, главным образом, сульфосолями Pb, Ag, Cu, но отмечены также антимониды Ni, Ag и Au, сульфоантимониды Fe, Ni, Co, сульфид и теллурид сурьмы, упоминается также сурьма самородная (см. табл. 44).

Наиболее разнообразна минералогия сурьмы на Оленинском месторождении, детально описанная А. А. Калининым с соавторами [2021a]. Здесь широко развиты сульфосоли свинца, серебра и меди: аргентотетраэдрит-Fe (3-й генерации), буланжерит, фалькманит, семсейит, диафорит, овихиит, учукчакуаит, рамдорит, физелиит, менегинит, пираргирит — и другие более редкие минеральные фазы, из сульфоантимонидов и антимонидов часто встречаются гудмундит и дискразит, редко — ульманнит, брейтгауптит, нисбит, ауристибит (см. табл. 44).

Общая тенденция развития минеральной ассоциации сульфосолей на Оленинском месторождении — снижение роли свинца и меди и повышение роли серебра от ранней подстадии к поздней (рис. 99). Наблюдается последовательная смена галенита сульфосолями свинца (семсейит, буланжерит, фалькманит, менегинит), затем сульфосолями свинца и серебра (диафорит, овихиит, физелиит, учукчакуаит, рамдорит), завершается развитием сульфосоли серебра пираргирита.

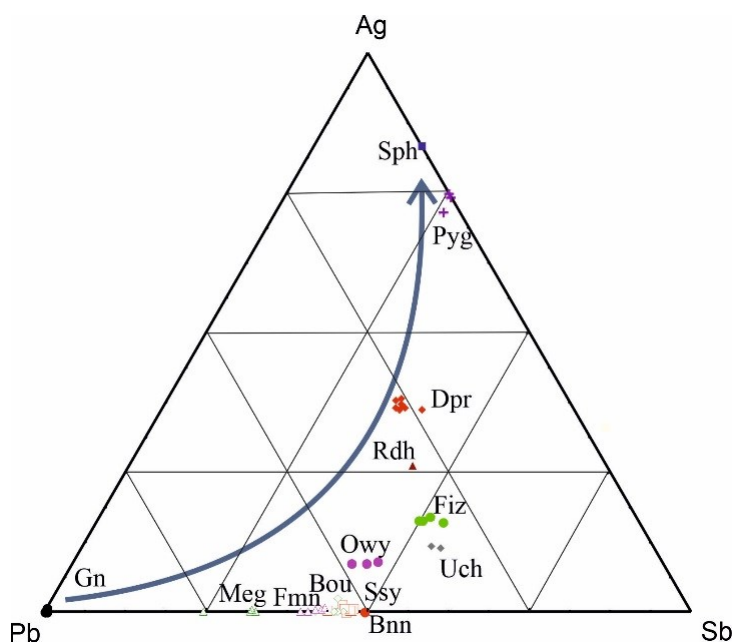


Рис. 99. Эволюция сульфосольно-галенит-сфалеритовой минеральной ассоциации (Pb, Ag, Sb в атомных количествах) в рудах месторождения Оленинского [Калинин и др., 2021a]

Параллельно с эволюцией ассоциации сульфосолей Pb и Ag аргентотетраэдрит с относительно низким содержанием серебра (Attd-1) сменяется его более высокосеребристыми разновидностями Attd-2 и Attd-3 [Калинин и др., 2021a].

Вместе с галенитом и сульфосолями Pb и Ag в составе минерализации формируются гудмундит и дискразит.

На Оленинском месторождении на тех же стадиях минералообразования, как и минералы сурьмы, развиваются минералы ряда золото-серебро 3-й генерации. Золотистое серебро и золото низкой пробы 3-й генерации отлагались вместе с галенитом, сфалеритом-2, халькопиритом-2, аргентотетраэдритом-1, гудмундитом и дискразитом (рис. 100, А, Б). Спектр состава сплавов достаточно широкий — от 33 до 77 мас. % Au.

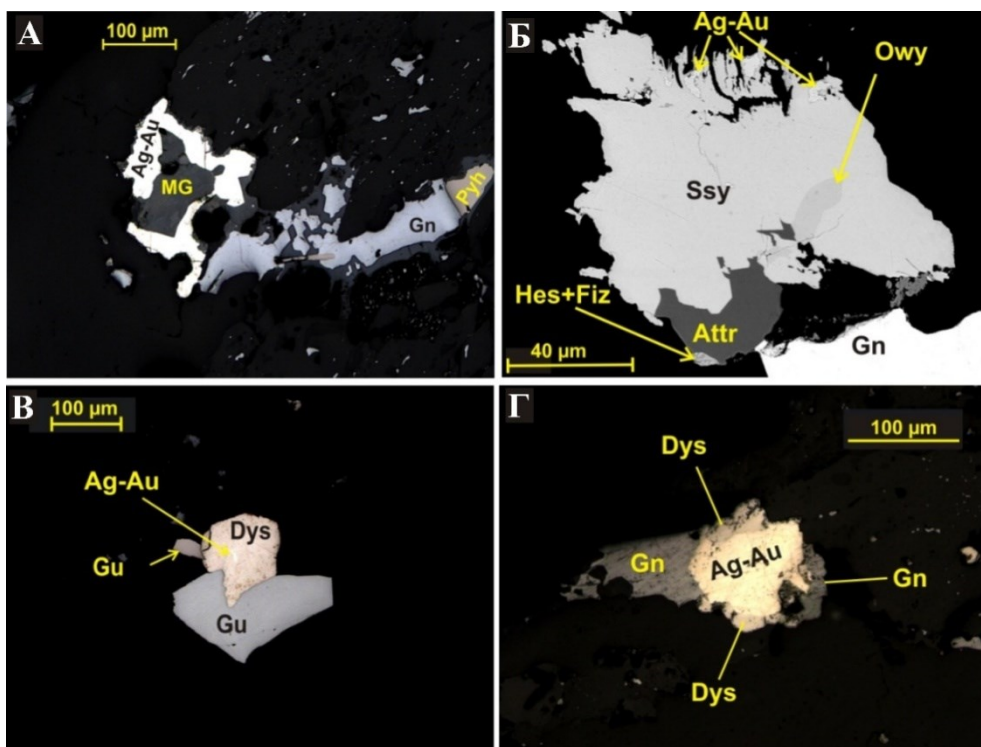


Рис. 100. Минералы ряда золото-серебро в ассоциации с минералами сурьмы в рудах Оленинского месторождения. А, В, Г — фото аншлифа, без анализатора, Б — изображение в обратно-рассеянных электронах

Включения золотистого серебра особенно часто появляются в дискразите (рис. 100, В): во включениях в наиболее богатом золотом дискразите присутствует золотистое серебро с содержанием Au и Sb — 38,7 и 2,6 мас. % соответственно.

Дискразит и сам по себе является носителем золота. Содержание примеси золота в изученных дискразитах, по данным микрозондового анализа, составляет от 0,08 до 12,9 мас. % (при оценке состава минерала с помощью энергодисперсионной приставки Bruker X Flash-5010 получены значения до 17 мас. %). Форма вхождения золота в состав дискразита не определена однозначно. Тот факт, что отношение $(Ag + Au)/Sb$ в составе минерала варьирует от 3,0 до 4,5, причем увеличивается с возрастанием содержания золота [Калинин, 1991], свидетельствует

против изоморфного замещения золотом серебра в пользу неразличимых под микроскопом микровключений самородных металлов в дискразите.

Помимо Оленинского месторождения, золотосодержащий дискразит был описан еще в эпитермальных жилах с серебряной минерализацией на месторождении Кутна Хора (Kutná Hora) в Чехии, но в составе того дискразита содержание Au не превышает 4,1 мас. % [Pažout et al., 2017, 2019]. Как и для дискразита Оленинского месторождения, для золотосодержащего дискразита из Чехии предполагаются микровключения золота, неразличимые под микроскопом [Pažout et al., 2017, 2019].

Еще один носитель сурьмы и золота на Оленинском месторождении — это аурустибит, отмеченный в виде мелких включений в минералах ряда золото-серебро (рис. 101), а также во включениях в гудмундите и буланжерите, которые находятся в сростании с дискразитом в турмалин-арсенопирит-кварцевых метасоматитах (см. рис. 89).

На Оленинском месторождении антимониды и сульфоантимониды никеля, брейтгауптит и нисбит развивались позже ассоциации сульфолей, на стадии формирования структур распада сульфидных расплавов.

Соединения сурьмы, кроме Оленинского месторождения, были установлены на месторождении Суурикуусикко, Панареченском колчеданном рудопроявлении, на золото-урановом рудопроявлении Ромпас.

На месторождении Суурикуусикко сульфосоли сурьмы: тетраэдрит, бурнонит, бертьерит и джемсонит и, кроме них, стибнит и сурьма самородная — отмечены во включениях в пирите и арсенопирите [Mineral deposits..., 2015; Patison et al., 2007] (рис. 102).

Также в виде полиминеральных включений в пирите на колчеданном рудопроявлении Панареченском установлены тетраэдрит, костибит, сульфосоли свинца (буланжерит и фрейеслебенит в сростаниях с галенитом) [Чернявский и др., 2013].

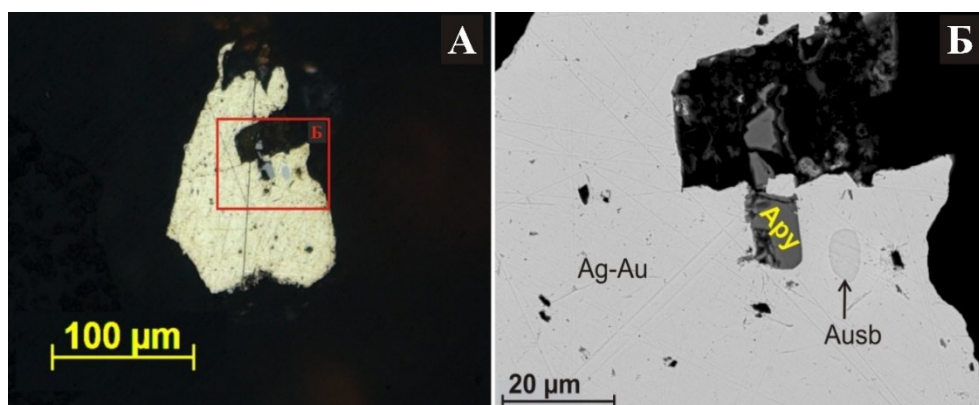


Рис. 101. Включение аурустибита в золотистом серебре, месторождение Оленинское. Слева — фото аншлифа, без анализатора, справа — изображение детального участка в обратно-рассеянных электронах

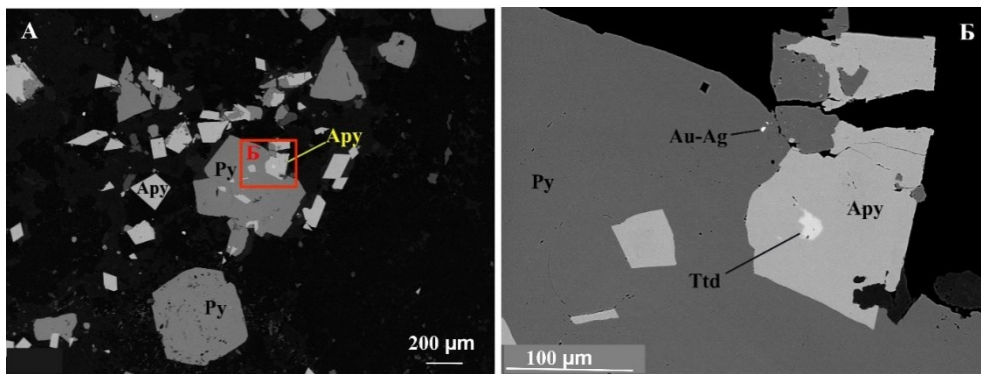


Рис. 102. Включение тетраэдрита в арсенопирите и микровключения золота в пирите, BSE-изображение, месторождение Суурикуусикко (коллекция авторов)

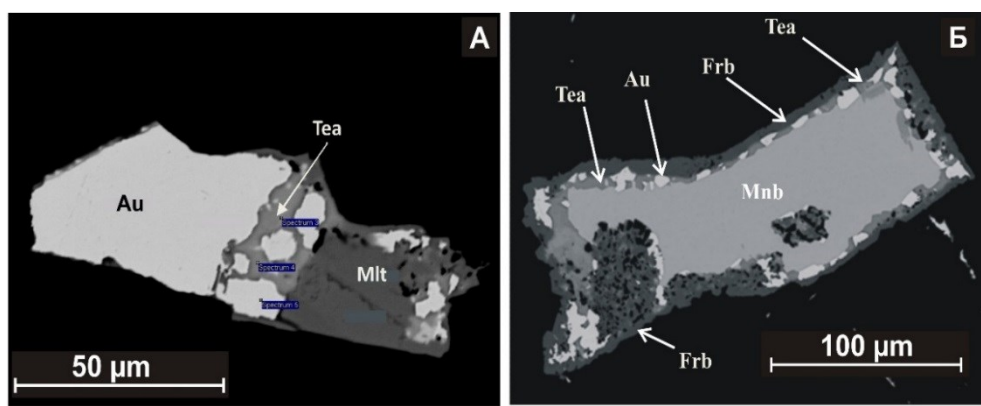


Рис. 103. Теллурантимон: А — развивающийся по контакту самородного золота и мелонита; Б — вместе с самородным золотом на контакте монтбрейита и фробергита. BSE-изображение; рудопроявление Ромпас (по [Новые данные..., 2019])

Ни на месторождении Суурикуусикко, ни на Панареченском проявлении самородное золото в сростаниях с соединениями сурьмы не отмечено, хотя, судя по особенностям выделения золота и минералов группы сульфосолей, их формирование связано с одной и той же стадией минералообразования.

На рудопроявлении Ромпас выявлен теллурид сурьмы и висмута теллурантимон $(\text{Sb,Bi})_2\text{Te}_3$. В одном случае он развивается по контакту самородного золота и мелонита, замещая самородное золото, в другом — вместе с золотом образует кайму по границе между монтбрейитом $(\text{Au,Ag,Sb,Bi,Pb})_{23}(\text{Te,Sb,Bi,Pb})_{38}$ и теллуридом железа фробергитом (рис. 103).

В составе теллурантимона установлена значимая примесь висмута [Новые данные..., 2019]. Возможно, выявленная минеральная фаза есть промежуточная разновидность между теллурантимоном и теллуровисмутитом.

Единичные находки минералов сурьмы сделаны также на рудопроявлениях Сергозерском (гудмундит и ульманнит), Сергозерском-DD (ульманнит и пираргирит) и на месторождении Майском (костибит) [Иващенко, Голубев, 2011].

5.2.4. Золото в ассоциации с минералами висмута

Связь золота с минерализацией висмута широко обсуждается в научной литературе [Gold scavenged..., 2006; Petrogenetic..., 2010; Intracrystalline..., 2022 и ссылки, приведенные в издании]. Известно, что расплав висмута способен вместить до 37 ат. % Au, до 18 ат. % Te, но только 5 ат. % серы [Gold scavenged..., 2006 и ссылки, приведенные в издании]. Капли расплава висмута активно сорбируют золото как из твердых фаз путем диффузии, так и из гидротермальных растворов/флюидов, причем даже из недосыщенных золотом. Поэтому висмут в научной литературе получил прозвище “scavenger of gold” — «поглотитель золота» и ему в формировании и преобразовании месторождений и рудопроявлений золота отводится важная роль.

Минерализация висмута на месторождениях и рудопроявлениях золота в регионе проявлена существенно шире, чем минерализация сурьмы (табл. 45). Минералы висмута на рассматриваемых месторождениях — это висмут самородный, его сульфиды и сульфосоли, теллуриды (включая сульфотеллуриды и селенотеллуриды), интерметаллические соединения с золотом — мальдонит и хунчунит (табл. 45).

Про интерметаллические соединения висмута и золота было сказано ранее в подразделе 5.1. На рассматриваемых месторождениях/рудопроявлениях чаще других отмечаются самородный висмут и теллуриды висмута. Так, на Сергозерском-DD рудопроявлении в кварцевых жилах, а также в гидротермальной брекчии висмут самородный образует преимущественно эмульсионную вкрапленность в галените, а более крупные (до 70 мкм) выделения (часто вместе с электрумом и серебром) тяготеют к краевым частям зерен галенита. Отмечен и висмут с золотом и галенитом в прожилках в арсенопирите (рис. 104). Кроме самородного висмута, в составе вкрапленности в галените установлены единичные микровыделения хедлейита (рис. 38, А) и икунолита.

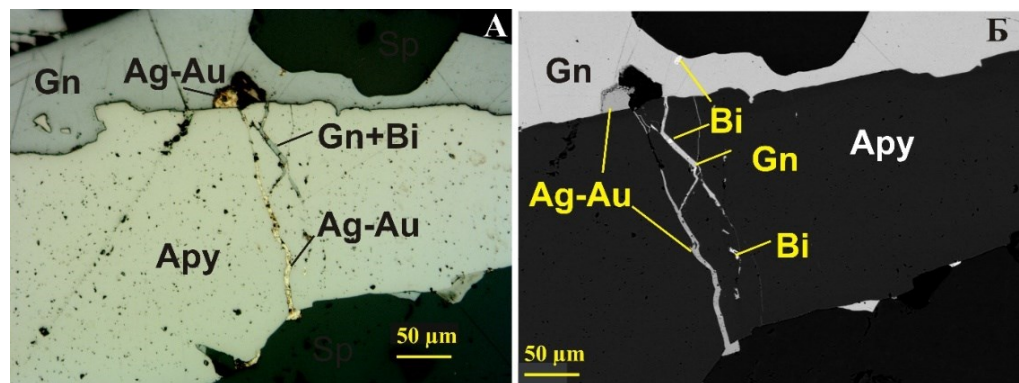


Рис. 104. Микропрожилки самородного висмута с электрумом и галенитом в арсенопирите из кварцевой жилы в диоритах Сергозерского-DD рудопроявления. А — фото аншлифа, без анализатора, Б — изображение в обратно-рассеянных электронах

Минералы висмута в золоторудных объектах северо-восточной части Фенноскандинавского щита

Минерал	Типоморфные элементы	Месторождения и рудопроявления														
		1	2	3	4	5	6	7	8	8	10	11	12	13	14	
Висмут	Bi	+	++	+	+		+	+	+							+
Мальдонит	Bi		+													+
Хунчунит-Bi	Bi															+
Висмутин	Bi		+		+								+			
Паркерит	Bi			+												
Козалиг	Bi					+										
Матильдит	Bi				+											
Лиллианит	Bi				+											
Виттихенит	Bi		+	+				+								
Айкинит	Bi			+												
Демикелеит-Vg	Bi		+													
Пильзенит	Bi, Te			+				+								
Теллуrowисмутит	Bi, Te			+				++		+			+			
Цумоит	Bi, Te			+				++		+			+			
Хедлейит	Bi, Te			+				+								
Раклиджит	Bi, Te			+				+					+			
Эриджит	Bi, Te															
Кочкарит	Bi, Te							+								
Вольфскит	Bi, Te							+					+			
Тетрадимит	Bi, Te							+					+			+
Ингодит	Bi, Te							+								

Минерал	Типоморфные элементы	Месторождения и рудопроявления													
		1	2	3	4	5	6	7	8	8	10	11	12	13	14
Жозеит-В	Vi, Te		+												
Баксанит	Vi, Te						+								
Алексит	Vi, Te						++								
Жозеит-А	Vi, Te						+								
Монтбрейит	Vi, Te								++				+		
Поубаит	Vi, Te, Se										+				
Кавачулит	Vi, Te, Se									++					
Скиппениг	Vi, Te, Se										+				
Богдановичит	Vi, Se												+		
Икунолит	Vi, Se														
Висмоклит	Vi		+												

Примечание. Цифрами обозначены: 1 — Оленинское; 2 — Мальяр; 3 — Оленегорское; 4 — Сергозерское-DD; 5 — Средние Кичаны; 6 — Верхние Кичаны; 7 — Панареченское; 8 — Суурккуусикко; 9 — Мустаярви; 10 — Юомауо; 11 — Майское; 12 — Озерное; 13 — Ромпас; 14 — Райапалот. ++ — минерал редкий аксессуарный; + — единичные находки минерала (1–3 микроразделения).
 На рудопроявлениях Няльм, Пороярви и на золото-медно-железородных месторождениях минералы Sb, Bi, Te, Se не обнаружены.
 В таблице не показаны минеральные фазы, не утвержденные IMA как минеральные виды.

На более поздней стадии при повышении активности серы в виде каймы по самородному висмуту развивались сульфосоли (матильдит, лиллианит) и сульфиды висмута, меди и серебра висмутин, икунолит, эккерит, ялпаит, акантит [Калинин, Савченко, 2017] (рис. 38, 39). В образцах из зоны окисления в кварцевых жилах Сергозерского-DD рудопроявления отмечен висмоклит.

Аналогично, на рудопроявлении Верхние Кичаны самородный висмут был установлен в микровключениях в галените и по контакту зерен галенита с силикатами и кварцем. Сульфиды висмута матильдит и висмутин развивались позднее, чем самородный висмут, и замещали его.

Только на Оленинском месторождении самородный висмут был встречен в ассоциации не с галенитом, а с гудмундитом и измененным дискразитом. Есть основание предполагать, что в данном случае появление висмута связано с его перераспределением в самородную форму из изоморфной примеси в минералах сурьмы. Судя по всему, самородный висмут здесь формировался близко-одновременно с минералами ряда золото-серебро третьей генерации. Кроме того, на Оленинском месторождении микровключение самородного висмута было отмечено в золотистом серебре.

В системе Bi-Te в настоящее время зарегистрировано пять минеральных видов: теллуrowисмутит (отношение Bi/Te — $2/3$), цумоит ($1/1$), пильзенит ($4/3$), хедлейит ($7/3$) и эриджит ($8/3$). Эриджит Bi_8Te_3 зарегистрирован IMA только в 2024 г. [IMA Commission..., 2024]; вполне вероятно, что ранее многие эриджиты принимались за хедлейит с несколько повышенным содержанием висмута. К перечисленным минеральным видам системы Bi-Te можно добавить также свинецсодержащие раклиджит PbBi_2Te_4 и кочкарит PbBi_4Te_7 . В системе Bi-Te-S зарегистрированы IMA баксанит $\text{Bi}_6\text{Te}_2\text{S}_3$, ингодит Bi_2TeS , жозеит-А Bi_4TeS_2 , жозеит-В $\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$, сульфоцумоит $\text{Bi}_3\text{Te}_2\text{S}$ и тетрадимит $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$, свинецсодержащие сульфотеллуриды алексит $\text{PbBi}_2\text{Te}_2\text{S}_2$, клогуаит $\text{PbBi}_4\text{Te}_4\text{S}_3$, хитачиит $\text{Pb}_5\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}_6$ и сэдлбакит $\text{Bi}_3\text{Te}_2\text{S}$. Выявлено также большое количество минеральных фаз с разными соотношениями Bi/Te и Bi/Te/S , которые не зарегистрированы как минеральные виды.

Для минерализации большинства рудопроявлений и месторождений золота в регионе характерны теллуриды висмута, значительно реже встречаются сульфотеллуриды. Наибольшее разнообразие минеральных видов системы $\text{Bi}(\pm\text{Pb})\text{-Te-S}$ (тетрадимит, ингодит, жозеит-А, алексит, баксанит) наряду с минеральными видами системы Bi-Te (хедлейит, пильзенит, цумоит, теллуrowисмутит) установлено во включениях в пирите в колчеданных рудах Панареченского рудопроявления (рис. 105, а). Относительно часто здесь встречаются цумоит, теллуrowисмутит и алексит, находки других минералов редки [Волошин и др., 2012; Чернявский и др., 2013]. Поскольку на Панареченском рудопроявлении минералы теллура и висмута встречаются преимущественно в виде микровключений в пирите, при анализе их состава возможно возбуждение зондом материала вмещающего пирита. Предположительно, с этим связано отличие составов изученных фаз от идеальных, соответствующих кристаллохимической формуле, причем отличия сводятся, главным образом, к повышенному содержанию серы по отношению к теллуру (рис. 105, а).

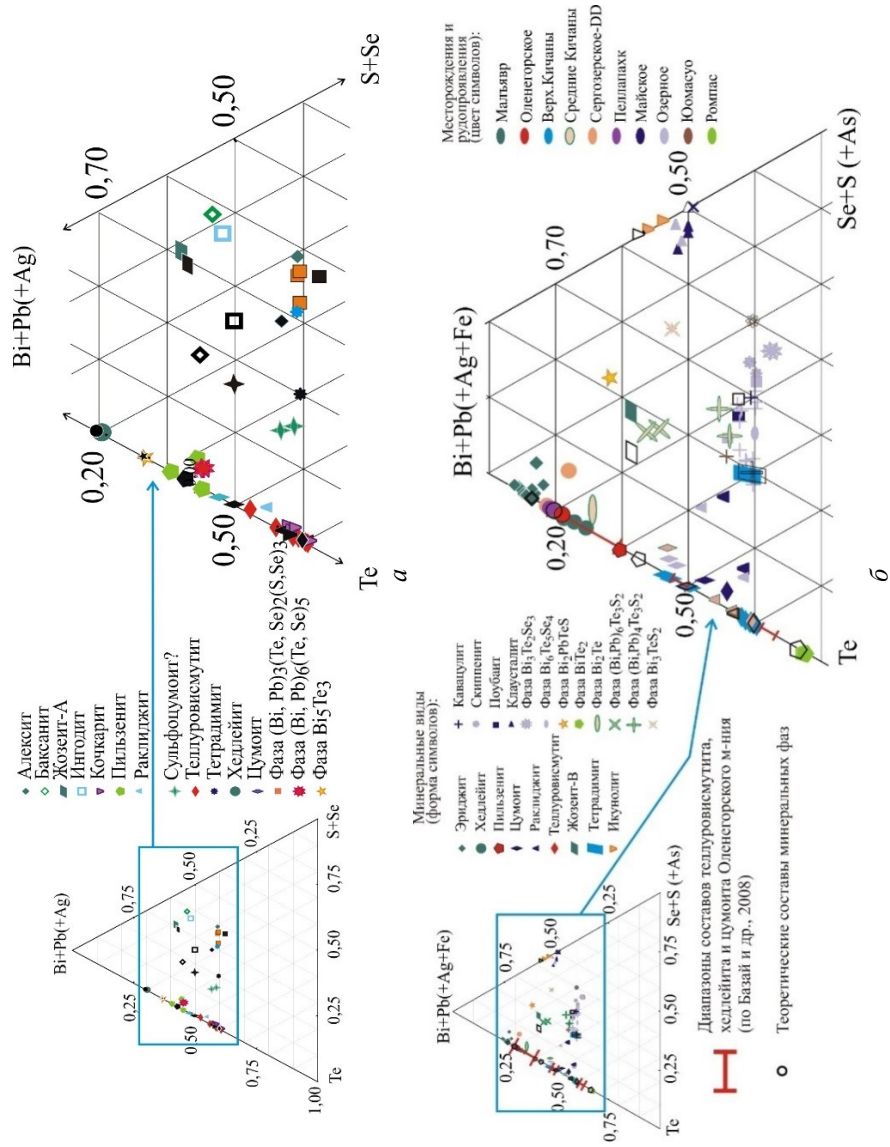


Рис. 105. Составы минералов висмута, теллура и селена: *а* — Панареченского колчеданного рудопроявления на тройной диаграмме (Bi + Pb) – Te – (Se + S) по данным [Волошин и др., 2012, Чернявский и др., 2013], черные заливные символы — стехиометрические составы минералов; *б* — из месторождений и рудопроявлений золота в северо-восточной части Фенноскандинавского щита на тройной диаграмме (Bi+Pb) – Te – (Se + S)

На рудопроявлении Верхние Кичаны выявлены теллуrowисмутит, цумоит и тетрадимит (рис. 105, б), которые ассоциируют с минералами ряда золото-серебро (см. рис. 49).

На рудопроявлении Средние Кичаны отмечены раклиджит, теллуrowисмутит и недиагностированные фазы Bi_2Te и сульфотеллуриды $(\text{Bi,Pb})_6\text{Te}_3\text{S}_2$, $(\text{Bi,Pb})_4\text{Te}_3\text{S}_2$, $\text{Bi}_3\text{Te}_3\text{S}_4$, Bi_3TeS_2 (последняя известна как минерал «сстрокайит», но этот минеральный вид не утвержден IMA), также нередко в ассоциации с самородным золотом.

В отличие от других рудопроявлений, на Средних и Верхних Кичанах висмутотеллуриды встречаются не в виде включений в пирите или арсенопирите, а образуют скопления и цепочки мелких зерен в силикатной части породы, секущие сланцеватость породы и зерна ранних сульфидов пирротина и пирита (см. рис. 46, 47), что указывает на более позднее формирование минералов теллура и золота.

Четыре минеральных вида системы Bi-Te: хедлейит, пильзенит, цумоит, теллуrowисмутит — обнаружены в скарноидах Оленегорской группы месторождений (рис. 105, б) [Базай, Иванюк, 2008].

Эриджит в Кольском регионе был обнаружен на рудопроявлении Мальъявр во включениях в арсенопирите и лёллингите (либо по границам между этими минералами) (см. рис. 97). Эриджит ассоциирует с самородным висмутом и самородным золотом, редко с жозеитом (рис. 28, 30). На этом же рудопроявлении был установлен хедлейит, причем отмечено совместное нахождение хедлейита и эриджита без признаков замещения одного другим (см. рис. 30, В).

На месторождении Майском и рудопроявлении Озерном в поясе Салла-Куолаярви установлены цумоит, теллуrowисмутит и раклиджит (см. рис. 58, 64), здесь они образуют микровыделения среди жильных минералов (кварц, карбонаты). Теллуrowисмутит и раклиджит упоминаются также в составе минерализации месторождения Юомасуо (пояс Куусамо) [Vanhanen, 2001; Geochemical signatures..., 2021].

На рудопроявлении Ромпас выявлена фаза с составом, отвечающим формуле BiTe_2 (рис. 106), она встречается либо в виде отдельных зерен, либо в сростаниях с самородным золотом и алтаитом. Алтаит развивается по трещинам спайности в этой минеральной фазе, а золото обрастает зерно BiTe_2 .

Можно отметить, что в ассоциации с самородным висмутом из его теллуридов встречаются фазы с наиболее высоким отношением Bi/Te эриджит и хедлейит, а из сульфотеллуридов — жозеит-В. Позже развиваются теллуриды с отношением Bi/Te ближе к 1 (пильзенит, цумоит и теллуrowисмутит) и сульфотеллуриды (алексит, ингодит, баксанит, жозеит-А, тетрадимит). Более поздними являются висмутовые сульфосоли серебра, свинца и меди (мальдонит, лиллианит, виттихенит, айкинит), и затем развиваются сульфиды (висмутин).

В зоне окисления по минералам висмута развиваются висмоклит (Сергозерское-DD, Мальъявр), демикелеит и фаза Bi-Te-O-Cl (Мальъявр).

Золото ассоциирует с самородным висмутом, а также с его теллуридами, сульфотеллуридами.

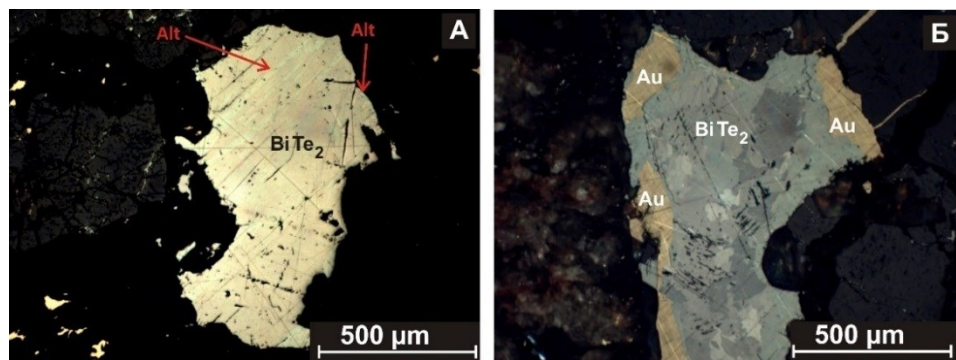


Рис. 106. Теллурид висмута BiTe_2 : А — с пластинчатыми вростками алтаита; В — с каймой самородного золота. Фотографии аншлифов в отраженном свете: А — без анализатора, В — с анализатором; рудопоявление Ромпас (по [Новые данные..., 2019])

5.2.5. Золото в ассоциации с минералами теллура и селена

В месторождениях и рудопоявлениях золота наиболее широко в регионе представлены теллуриды висмута (рассмотрены чуть выше), несколько менее распространены теллуриды серебра (гессит) и свинца (алтаит), а находки теллуридов других металлов отмечены лишь на отдельных рудных объектах (табл. 46). Селениды встречаются очень редко, все их находки связаны с рудопоявлениями в поясах Салла-Куоляярви и Куусамо. На других рудных объектах селен отмечен в виде примесей в сульфидах, где он замещает серу.

Из теллуридов серебра самый распространенный минерал — гессит, кроме того, есть также находки кервеллеита (Оленинское, Оленегорское), штюцита (Оленинское, Панареченское), эмпрессита (Панареченское) и вольтскита (Майское, Панареченское, Верхние Кичаны) (рис. 107).

Гессит на Оленинском месторождении имеет две генерации. Ранний гессит ассоциирует с золотистым серебром 3-й генерации, с дискразитом, гудмундитом, пирротином-2, халькопиритом-2, галенитом (рис. 108). Поздний гессит в составе мелкозернистого агрегата с акантитом, самородным серебром и «горчичным серебром» замещает золотистое серебро 4-й генерации (см. рис. 20). Штюцит на Оленинском месторождении отмечен только в структурах кристаллизации сульфидных расплавов.

На Панареченском проявлении теллуриды серебра (гессит, штюцит) встречаются в составе полиминеральных включений в пирите [Волошин и др., 2012; Чернявский и др., 2013]. Для многих теллуридов и сульфотеллуридов висмута на Панареченском рудопоявлении характерно наличие примеси серебра более 1 мас. %.

Теллуриды меди — вейссит и рикардит были отмечены в составе золотосодержащего рудного концентрата из Оленегорского месторождения [Золотоносность..., 1999; Базай, Иванюк, 2008].

Минералы теллура и селена в золоторудных объектах северо-восточной части Фенноскандинавского щита

Минерал	Типоморфные элементы	Месторождение/руднопроявление														
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Теллур	Te			+				+					+	+		
Алгаит	Te			+				++					++	++	++	+
Колорадоит	Te														+	
Радхакришнаит	Te															
Рикардит	Te			+?												
Вейссит	Te			+												
Эмпрессит	Te															
Гессит	Te	+	+	+				+								
Штютцит	Te	+						+								
Мелонит	Te			+							++		+		+	
Фробергит	Te												+		+	
Маттагамит	Te														+	
Кервеллит	Te	+														
Нагиаит	Te															
Петцит	Te	+														
Калаверит	Te												++			
Сильванит	Te															
Костовит	Te			+												
Бенлеонардит	Sb,Te															
Теллурантимон	Sb,Te															+
Пильзенит	Bi,Te			+												
Теллуровисмутит	Bi,Te			+									++			+
Цумоит	Bi,Te			+												+
Хедлейит	Bi,Te			+							+					

Минерал	Типоморфные элементы	Месторождение/рудопроявление														
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Раклиджит	Bi, Te			+				+				+				
Эриджит	Bi, Te		++													
Кочкарит	Bi, Te							+								
Вольский	Bi, Te							+				+				
Тетрадимит	Bi, Te							+				+				+
Ингодит	Bi, Te							+								
Жозеит-А	Bi, Te							+								
Жозеит-В	Bi, Te		+													
Баксанит	Bi, Te							+								
Алексит	Bi, Te							++								
Монгбейит	Bi, Te										++				+	
Поубаит	Bi, Te, Se												+			
Квацулит	Bi, Te, Se										++		+			
Скиппенит	Bi, Te, Se												+			
Богдановичит	Bi, Se													+		
Икнолит	Bi, Se															
Бамболлаит-Te	Te, Se													+		
Клаусталит	Se							+				+	++	++		
Клокманнит	Se												+			
Берцелианит	Se							+								
Буковит	Se							+								

Примечание. Цифрами обозначены: 1 — Оленинское; 2 — Мальвар; 3 — Оленегорское; 4 — Сергозерское; 5 — Сергозерское-DD; 6 — Средние Кичаны; 7 — Верхние Кичаны; 8 — Панареченское; 9 — Суурникуункко; 10 — Мустаярви; 11 — Юомауо; 12 — Майское; 13 — Озерное; 14 — Ромпас; 15 — Райапалот. ++ — минерал редкий акцессорный; + — единичные находки минерала (1–3 микровыделения). На рудопроявлениях Няльм и Пороярви минералы Sb, Bi, Te, Se не обнаружены.

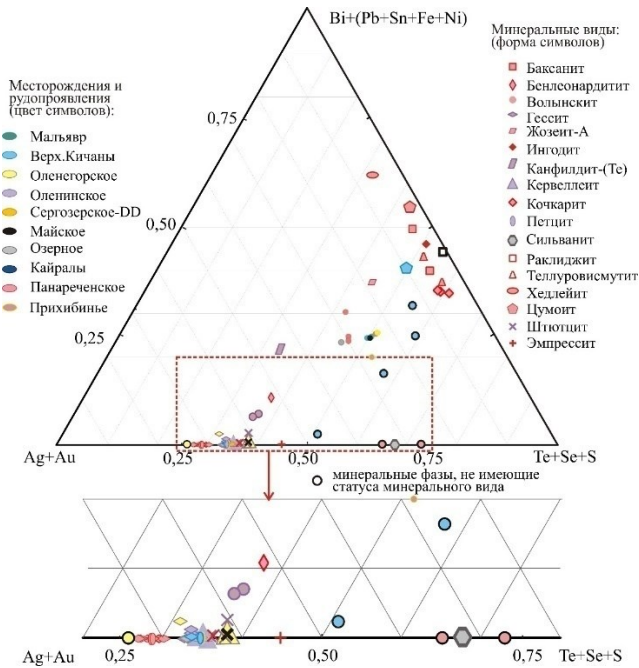


Рис. 107. Составы теллуридов и висмутотеллуридов серебра из месторождений и рудопроявлений золота в северо-восточной части Фенноскандинавского щита на фрагменте тройной диаграммы (Ag + Au) – (Bi+Pb) – (Te + Se + S). На диаграмму вынесены теллуриды с содержанием серебра более 1 мас. %

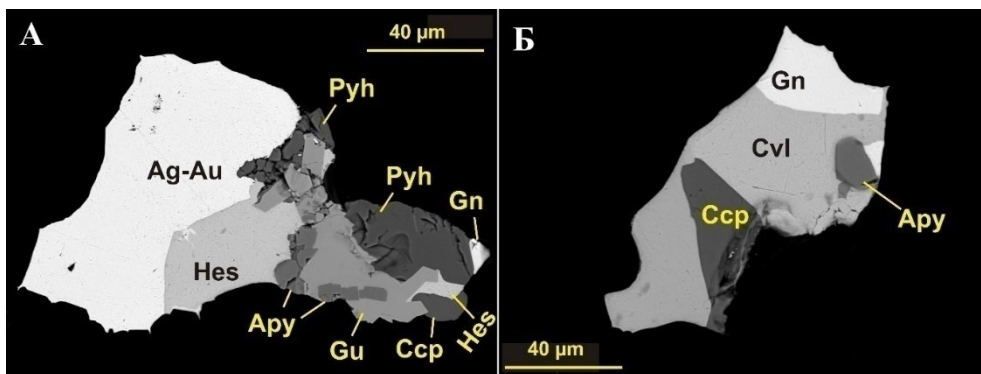


Рис. 108. Теллуриды серебра в рудах месторождения Оленинского: А — гессит в ассоциации с электрумом, арсенопиритом, гудмундитом, пирротинном, халькопиритом, галенитом; В — кервеллит в сростании с арсенопиритом, халькопиритом, галенитом. BSE-изображение

Теллурид свинца алтаит является основным теллуридом на рудных объектах поясов Салла-Куоляярви, Куусамо и Перапохья, а также на Панареченском колчеданном рудопроявлении.

На рудопроявлении Ромпас алтаит, нередко вместе с золотом, развивается по трещинам в уранините. Предполагается, что свинец в алтаите здесь имеет

радиогенное происхождение за счет распада уранинита [Geochronology..., 2017]. Отмечено также развитие алтаита в виде каймы по золоту и мальдониту и замещение теллурида висмута алтаитом по трещинам спайности (рис. 106, А). В составе алтаита иногда обнаруживается примесь висмута, но формульные коэффициенты (для Pb+Bi) близки к стехиометрическим [Новые данные..., 2019].

На месторождении Майском выделения алтаита приурочены к краевым частям зерен галенита на контакте с кварцем или с халькопиритом; по алтаиту развиваются теллуриды висмута и серебра (цумоит, волынскит, гессит), а также самородный теллур (см. рис. 57).

На рудопроявлении Озерном алтаит встречается преимущественно вместе с мелонитом и фробергитом и замещает их (см. рис. 62).

В рудах Юомасуо и Панареченского рудопроявления алтаит входит в состав полиминеральных (с золотом и другими теллуридами) включений в пирите или отмечается в непосредственной близости от зерен пирита в кварце и силикатах.

Теллуриды Ni, Fe и Co (мелонит, фробергит и маттагамит соответственно) встречаются на месторождениях и проявлениях поясов Салла-Куоляярви (Озерное), Куусамо (Юомасуо) и Перапохья (Ромпас). Кроме того, единичные находки мелонита есть на рудопроявлении Свинцовые тундры Оленегорской группы месторождений [Персиянов, Нерадовский, 2015].

Мелонит — главный минерал из теллуридов на рудопроявлении Озерном (размер зерен достигает 3 мм) и наиболее ранний по времени образования. Фробергит значительно уступает мелониту и по распространенности, и по размеру зерен. Маттагамит совсем редок, на рудопроявлении Озерном он образует группы микровключений в центральной части крупных зерен алтаита.

На месторождении Юомасуо мелонит вместе с другими теллуридами (алтаитом, фробергитом) входит в состав полиминеральных включений в пирите [Geochemical signatures..., 2021].

Сульфотеллуриды висмута нами были рассмотрены ранее (см. п. 5.2.4). Из сульфотеллуридов других металлов в регионе отмечены сульфотеллурид Ag и Sb бенлеонардит на Панареченском колчеданном рудопроявлении и сульфотеллурид серебра кервеллеит на Оленинском и Оленегорском месторождениях.

Самородный теллур установлен на месторождении Майском, на рудопроявлениях Панареченском и Озерном, здесь он образует неправильной формы микровыделения в сростании с теллуридами, чаще с алтаитом [Волошин и др., 2012; Чернявский и др., 2013; Kalinin, 2021]. На Озерном отмечены были также скопления мелких выделений (до 30 мкм) теллура в доломите. Кроме того, самородный теллур выявлен в составе золотосодержащего концентрата Оленегорского железорудного месторождения [Базай, Иванюк, 2006, 2008].

Селенотеллуриды и селениды на месторождениях и рудопроявлениях золота в регионе редки, за исключением рудных объектов пояса Салла-Куоляярви (Озерное и Майское), где установлены селенотеллуриды висмута (кавацулит, скиппенит, поубаит), селениды висмута и серебра (богдановичит), свинца (клаусталит) и меди (кломаннит, бамболлаит). Кроме пояса Салла-Куоляярви,

в Кольском регионе отмечены селениды берцелинит, буковит и клаусталит в составе золотосодержащего рудного концентрата Оленегорского месторождения [Базай, Иванюк, 2008].

Селенотеллуриды кавацилит и скиппенит на Озерном рудопроявлении образуют сростания с мелонитом, фробергитом либо встречаются в виде отдельных зерен размером до 0,5 мм в доломите. На рудопроявлении выявлен почти полный ряд изоморфного замещения Se и Te от скиппенита до кавацилита. Детально эти минералы описаны в работе [Калинин и др., 2014б]. Поубаит на рудопроявлении Озерном встречен в полиминеральных агрегатах с раклиджитом, мелонитом, алтаитом и клаусталитом [Kalinin, 2021] (см. рис. 64). Кроме Озерного, кавацилит и поубаит установлены на месторождении Майском, кавацилит — на месторождении Юомасуо [Vanhanen, 2001].

Наиболее распространенным из селенидов является клаусталит, который встречается достаточно часто на месторождении Майском и в урановых золотосодержащих проявлениях в альбититах пояса Салла-Коляярви (Озерное, Сюояярви); единичные находки клаусталита есть также на месторождениях Юомасуо в поясе Куусамо [Vanhanen, 2001; Geochemical signatures..., 2021] и Пахтаваара в Центрально-Лапландском поясе.

На месторождении Майском клаусталит отмечен в краевой части зерна кобальтина (см. рис. 58). Селениды свинца и меди клаусталит и клокманиит также описаны в виде включений в халькопирите, пирротине и сфалерите (но не в галените, где селен рассеян в сульфидах в виде изоморфной примеси серы) [Гавриленко, 1987; Гавриленко, Реженева, 1987]. В рудных концентратах, полученных из материала отвалов месторождения Майского, установлены клаусталит, кавацилит и поубаит.

На рудопроявлении Озерном клаусталит замещает в виде каймы зерна теллуридов и селенотеллуридов — мелонита, алтаита, фробергита, кавацилита, поубаита. Кроме клаусталита, здесь установлены богдановичит (в сростаниях со скиппенитом) и бамболлаит.

Общий порядок кристаллизации теллуридов и селенидов на рудных объектах региона представляется следующим. После отложения главных сульфидов и сульфоарсенидов — пирротина, пирита, халькопирита, галенита, арсенопирита, кобальтина — формировалась минерализация теллуридов и сульфотеллуридов, затем селенотеллуридов и селенидов. Такой порядок кристаллизации теллуридов и селенидов описан и для некоторых других золоторудных месторождений мира, в частности, для месторождений Озерновского и Прасоловского на Курильских островах [Kovalenker, Plotinskaya, 2005].

Порядок кристаллизации минералов теллура на стадии отложения теллуридов и сульфотеллуридов на рассматриваемых рудных объектах различен. Например, на рудопроявлении Ромпас к ранним теллуридам следует отнести монтбрейит, мелонит, теллурид висмута BiTe_2 , позднее отлагался теллурантимон, последними формировались алтаит и фробергит.

На месторождении Майском наиболее ранним теллуридом является алтаит, по нему развиваются висмутотеллуриды и теллуриды серебра. Взаимоотношения

теллуридов с селенидами на Майском остаются неясными, поскольку сростания селенидов с теллуридами на этом объекте не выявлены.

На Озерном рудопроявлении самым ранним из теллуридов является мелонит, после него формировался фробергит и затем алтаит (вместе с маттагамитом). Позднее шло образование висмутотеллуридов — цумоита, раклиджита, теллуровисмутита, которые сменились селенотеллуридами (кавацулит, поубаит, скиппенит), и самым последним был клаусталит. На Панареченском рудопроявлении теллуриды свинца и серебра и висмутотеллуриды кристаллизовались, скорее всего, близко-одновременно, так как признаки замещения одних минералов другими не отмечены.

Развитие теллуридов после отложения главных сульфидов связано с увеличением отношения фугитивностей теллура и серы f_{Te_2}/f_{S_2} , вполне вероятно, вследствие привноса теллура растворами [Afifi et al., 1988]. Дальнейшая смена теллуридов селенотеллуридами и селенидами объясняется увеличением фугитивности селена по отношению к фугитивности теллура и серы [Simon, Essene, 1996].

Минерализация теллуридов проявлена на рассматриваемых объектах значительно шире, чем селенидов, несмотря на то, что содержание Se в породах с золоторудной минерализацией часто выше, чем содержание Te, а поля стабильности селенидов многих металлов на диаграммах $f_{Se_2}-f_{Te_2}$, $f_{Se_2}-f_{S_2}$ и $f_{Te_2}-f_{S_2}$ по площади больше, чем у соответствующих теллуридов [Afifi et al., 1988]. Это можно объяснить тем, что разница ионных радиусов у Se и S значительно меньше, чем разница радиусов Te и S, а потому селен значительно легче, чем теллур, рассеивается в виде изоморфной примеси в сульфидах (отмечен на уровне сотых долей процента в пирите, целых процентов в галените, а в молибдените рудопроявления Озерного достигает 18 мас. %), а потому селен не образует собственных фаз.

На диаграммах $f_{Se_2}-f_{Te_2}$ и $f_{Se_2}-f_{S_2}$ наиболее значительно по площади поле стабильности клаусталита [Afifi et al., 1988], что объясняет более широкое распространение селенида свинца по сравнению с другими селенидами на золоторудных объектах региона.

5.3. Структуры кристаллизации сульфидных расплавов в золотосодержащих рудах (сульфидный анатексис)

Формирование структур кристаллизации сульфидного расплава возможно в сульфидных рудах, претерпевших наложенный метаморфизм, когда достигается температура порядка 500–800 °С (рис. 109). 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 при повышении температуры до указанных значений происходит частичное плавление сульфидов (сульфидный анатексис).

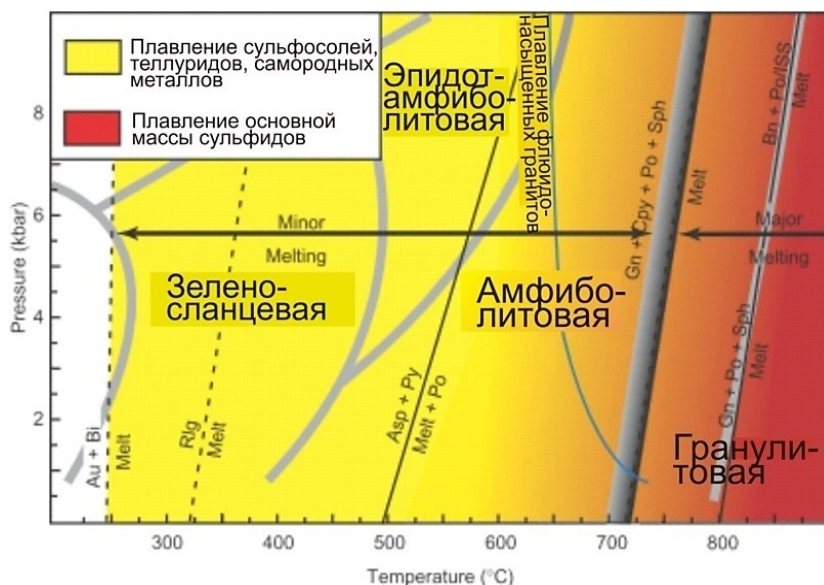


Рис. 109. P-T-диаграмма, показывающая условия начала плавления в системах с участием соединений легкоплавких элементов Ag, Cd, Tl, Pb, Zn, Hg, As, Sb, Bi, Se, Te и др.: сульфосолей, теллуридов и самородных металлов (желтое) и сульфидов (красное) (по [Tomkins et al., 2006])

В системах с участием висмута расплавы появляются уже при температуре менее 300 °C [Frost et al., 2002]: температура плавления самородного висмута составляет 271 °C, висмута с золотом — 241 °C. В системе Ag-Pb-S первая область расплава появляется на стороне Ag-Pb при 304 °C [Craig, Kullerud, 1968]. При 500 °C области расплава имеются, к примеру, в тройных системах Pb-Sb-S, Ag-Sb-S и в псевдотройной системе PbS-CuS-Sb₂S₃ [Craig, Kullerud, 1968]. Температура плавления ниже 500 °C характерна для пираргирита 485 °C, гудмундита 280 °C [Воган, Крейг, 1981]. В системе арсенопирит-пирит появление расплава происходит при температуре примерно 491 °C, то есть в условиях, близких к границе зеленосланцевой и амфиболитовой фации [Frost et al., 2002].

На температуру плавления сульфидных минералов некоторое влияние оказывает давление, причем в одних случаях с его повышением температура плавления возрастает (например, для пары пирит-арсенопирит на 17 °C/кбар), в других — снижается (системы с участием висмута и сурьмы) [Frost et al., 2002].

Еще большее влияние на понижение температуры плавления оказывает наличие в сульфидах даже незначительных примесей (1–2 %) других халькофильных металлов с низкой температурой плавления [Frost et al., 2002]. К примеру, добавление 1 % Ag в систему FeS-PbS-ZnS снижает температуру плавления в этой системе на 28 °C [Mavrogenes et al., 2001]. Начавшееся плавление соединений легкоплавких металлов (самородные металлы и их сплавы, сульфосоли) играет флюсующую роль и существенно снижает температуру плавления главных сульфидов.

Из основных сульфидов в расплавах переходят путем диффузии элементы-примеси, что обуславливает сложный многокомпонентный состав формирующихся в ходе сульфидного анатексиса расплавленных включений. Образовавшиеся капли расплава могут различаться составом, поскольку они сорбируют микропримеси из всех зерен, с которыми находятся в контакте, а это могут быть как представители одного и того же, так и разных минеральных видов (например, галенит и пирротин).

При последующем снижении температуры происходит кристаллизация сульфидных расплавов и формируются микросрастания минералов. Вследствие различного состава расплава комбинации новообразованных минералов в таких срастаниях исключительно многообразны: это сульфиды, сульфосоли, а также теллуриды и арсениды Ag, Sb, Pb, Ni, Cu, Fe, Bi и элементы в самородном виде [Frost et al., 2002; Tomkins et al., 2004, 2006]. Обязательно участие в составе срастаний минералов элементов с низкой температурой плавления соединений — Ag, Sb, Pb, Bi и др. [Frost et al., 2002].

Морфология срастаний в структурах кристаллизации сульфидных расплавов различная, но не должно быть признаков замещения ранних минералов поздними. Это могут быть округлые каплевидные либо неправильной формы выделения сульфидов и сульфосолей в матрице основного сульфида-хозяина. Легкоплавкие фазы могут также образовывать микропрожилки по границам зерен сульфидов, по трещинам в них. Часто встречаются также микросрастания симплектитового или мирмекитового типа двух или трех минералов в краевой части крупного зерна сульфида-хозяина (рис. 110).

В составе структур кристаллизации сульфидных расплавов могут появляться минеральные фазы, не отмеченные в составе «основной» минерализации, характерные только для структур сульфидного анатексиса. На месторождении Оленинском, к примеру, в структурах кристаллизации сульфидных расплавов нередко встречается сульфоантимонид никеля ульманнит, реже брейтгауптит: никель для их развития был, предположительно, «мобилизован» из пирротина — именно в краевой части зерен пирротина появляются срастания с участием ульманнита и брейтгауптита (рис. 110).

Структуры сульфидного анатексиса можно ожидать в рудах тех месторождений и рудопроявлений Кольского региона, которые содержат минерализацию легкоплавких халькофильных элементов и которые:

- сформировались на этапах становления вулканогенно-осадочных или интрузивных комплексов, позднее метаморфизованных вместе с вмещающими породами в условиях эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой или гранулитовой фации;
- сформировались на неоархейском этапе регионального метаморфизма и были метаморфизованы в палеопротерозое;
- претерпели нагрев до высоких температур при воздействии магматического расплава или постмагматических флюидов (контактный метаморфизм).

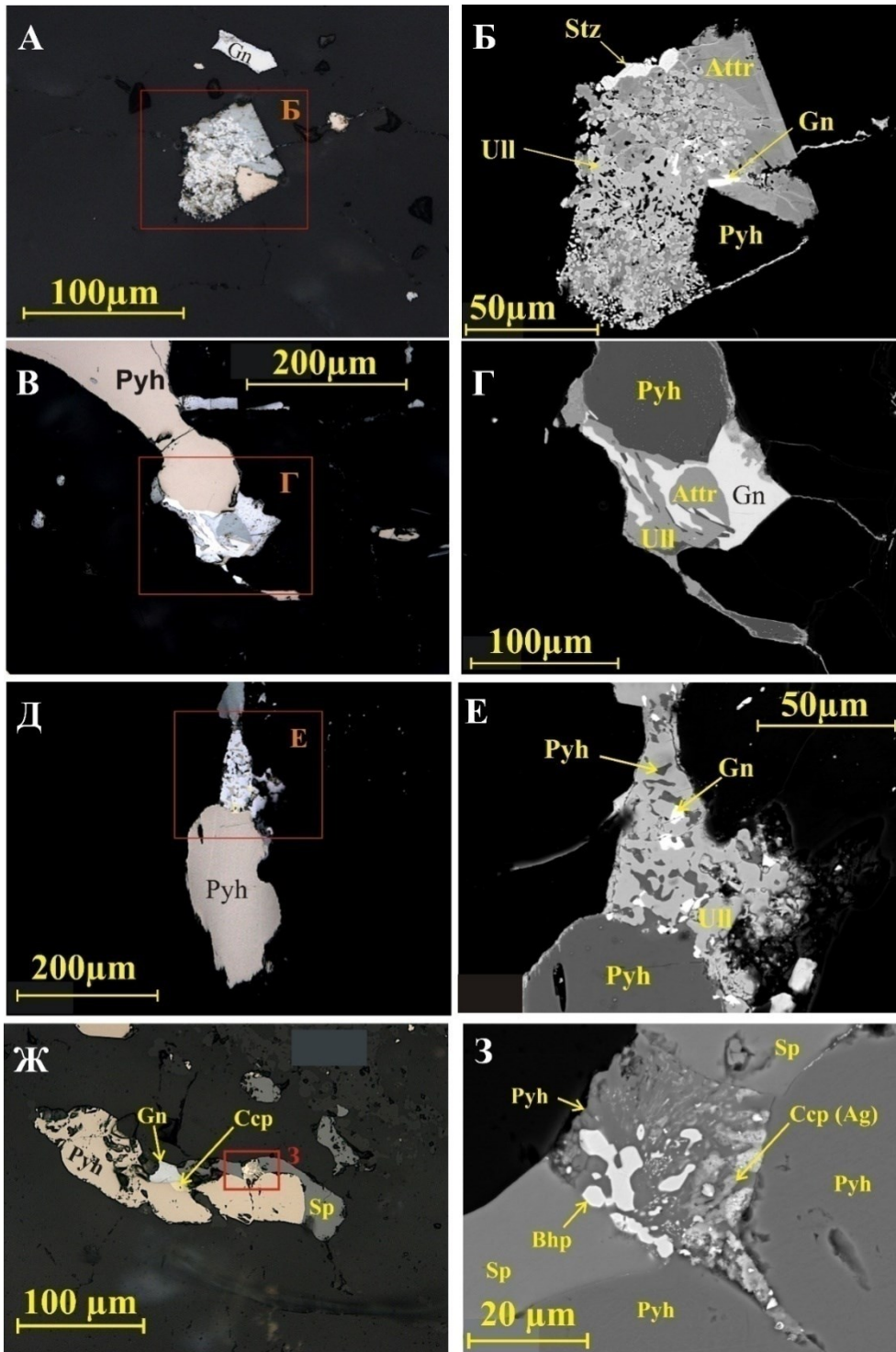


Рис. 110. Структуры кристаллизации сульфидных расплавов с участием ульманита (А–Е) и брейтгауптита (Ж, 3) на месторождении Оленинском. Слева — фото шлифов, без анализатора, справа — BSE-изображение детальных участков

Характерные признаки кристаллизации сульфидных расплавов с участием халькофильных элементов с низкой температурой плавления (Ag, Cd, Tl, Pb, Zn, As, Sb, Bi, Se, Te и др.) в регионе установлены:

1) на месторождениях и рудопроявлениях в поясе Колмозеро-Воронья: на золото-серебряном эпитептермальном метаморфизованном месторождении Оленинском (Sb, Ag, Pb) и на рудопроявлении золота Няльм-2 (As, Ni) (неоархейского возраста орогенного генезиса, метаморфизованное в палеопротерозое);

2) в Титовско-Урагубской зоне в рудах проявления Мальъявр, измененных после их формирования под воздействием турмалиновых гранит-пегматитов (Bi, Ag);

3) в Стрельнинском поясе в кварцевых жилах и в окварцованных диоритах Сергозерского-DD рудопроявления, метаморфизованных в палеопротерозое на свекофеннском этапе (Bi, Ag, Pb).

На месторождении Оленинском в появлении структур сульфидного анатексиса определяющую роль играли легкоплавкие соединения сурьмы, серебра и свинца. Встречаются следующие минеральные ассоциации [Калинин, Савченко, 2020]:

- галенит + аргентотетраэдрит ± пирротин (система $PbS-CuS-Ag_2S-FeS-Sb_2S_3$);
- пирротин + пираргирит ($FeS-Ag_2S-Sb_2S_3$);
- пирротин + ульманнит + пираргирит ($FeS-NiS-Ag_2S-Sb_2S_3$);
- пирротин + ульманнит + аргентотетраэдрит ($FeS-NiS-CuS-Ag_2S-Sb_2S_3$);
- галенит + ульманнит + аргентотетраэдрит ($PbS-NiS-CuS-Sb_2S_3$);
- диафорит + пираргирит + галенит ($PbS-Ag_2S-Sb_2S_3$);
- галенит + физелиитилиучукакуаит ($PbS-Ag_2S-Sb_2S_3$);
- сростание аргентотетраэдритов, различающихся содержанием серебра и меди.

Примеры микросрастаний, рассматриваемых в качестве структур кристаллизации сульфидных расплавов в рудах Оленинского месторождения, приведены на рис. 110–113, а также в статье [Калинин, Савченко, 2020]. Здесь установлены все три морфологических типа структур кристаллизации сульфидных расплавов.

Другая морфологическая разновидность структур кристаллизации сульфидных расплавов — это формирование крупной вкрапленности соединений легкоплавких фаз в минерале-хозяине.

Так, в некоторых зернах сульфосолей свинца отмечены многочисленные округлой формы включения галенита (рис. 112). Предположительно, в крупных зернах сульфосолей присутствовали микровключения соединений легкоплавких металлов, которые, расплавившись, сорбировали свинец из вмещающего их зерна, что и привело к формированию вкрапленности. Другой возможный сценарий формирования вкрапленности галенита — распад твердых растворов.

Аналогичную историю образования можно предположить и для вкрапленников богатых серебром аргентотетраэдритов (30 и 33 мас. % Ag) в аргентотетраэдрите с пониженным содержанием серебра (23 мас. % Ag) за счет сорбции серебра микровключениями легкоплавких фаз (рис. 113).

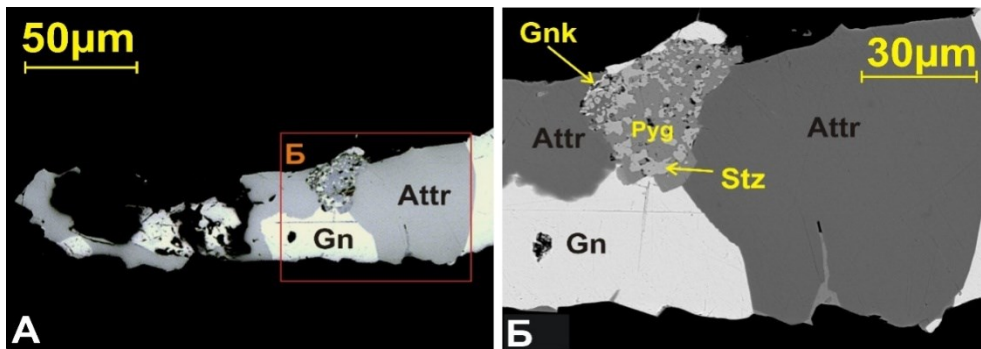


Рис. 111. Срастание пираргирита и шпютцита в зерне аргентотетраэдрита и галенита. Червеобразные выделения на границе с аргентотетраэдритом — гринокит

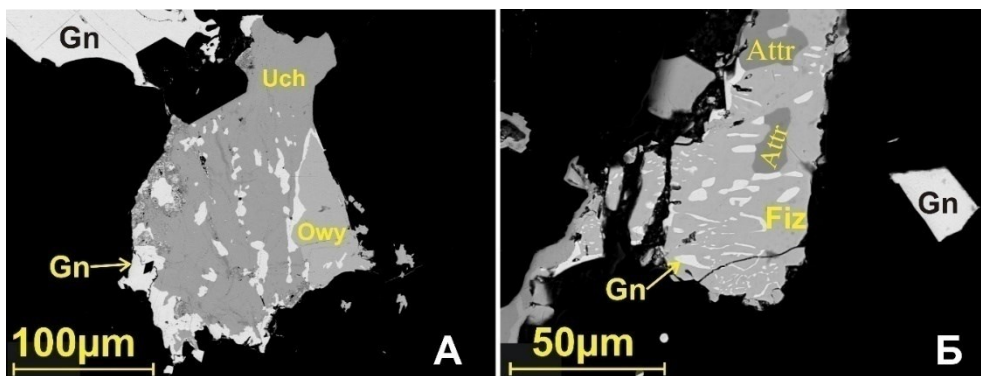


Рис. 112. Срастание учукчакуайта, овихиита и галенита (вкрапленники) (А); срастание физелиита с галенитом (светло-серый, вкрапленники) и аргентотетраэдритом (Б). BSE-изображение

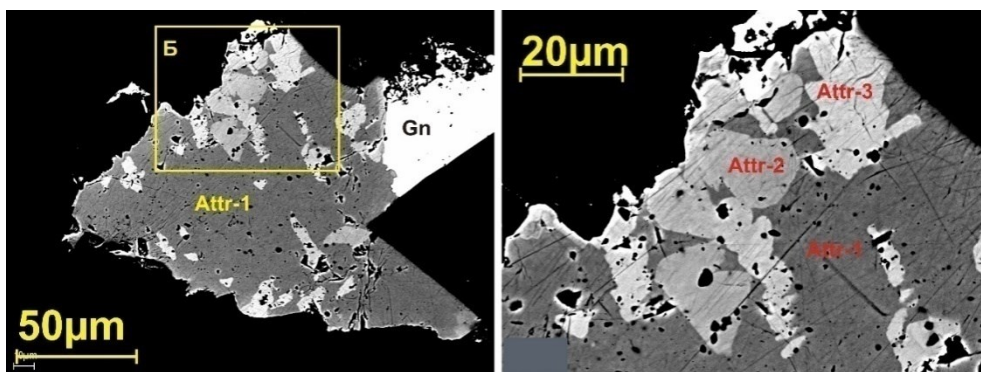


Рис. 113. Срастание трех аргентотетраэдритов, различающихся содержанием Ag и Cu (23, 30 и 33 мас. % Ag), в ассоциации с галенитом. BSE-изображение

Формирование такой вкрапленности в результате распада твердых растворов менее вероятно, поскольку для этого требуется допустить, что при определенных отношениях Cu/Ag в аргентотетраэдритах минерал более устойчив, чем

при других. Но в литературе, посвященной минералам группы блеклых руд, данные о существовании более и менее устойчивых по составу аргентотетраэдритов не приводятся.

Прожилковые структуры кристаллизации рудных расплавов на Оленинском месторождении характерны для золотистого серебра, богатого примесями сурьмы и меди. Минералы ряда золото-серебро второй генерации развиваются на границе лёллингита и арсенопирита (рис. 114). Экстрагированное из лёллингита при его замещении арсенопиритом золотистое серебро находилось в расплавленном состоянии и «отжималось» по микротрещинам в арсенопирите и лёллингите, иногда достигая краев кристалла и образуя микроскопические «конусы выноса» на границе с пирротинном и кварцем [Калинин, 2018].

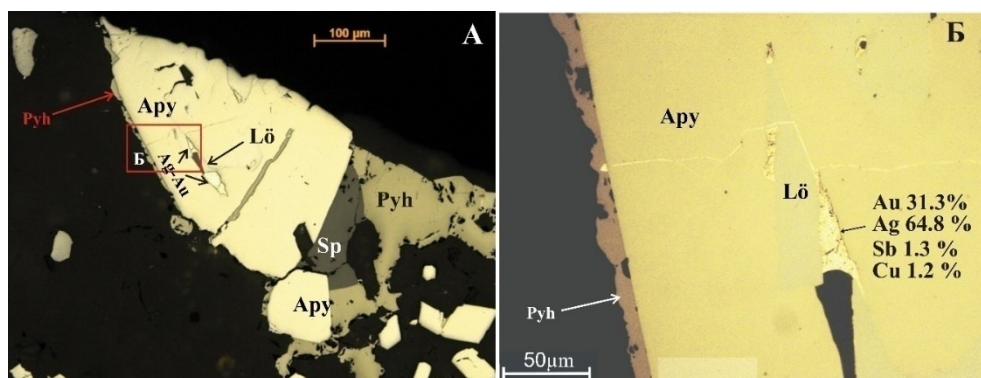


Рис. 114. Выделение золота на границе лёллингита и арсенопирита, месторождение Оленинское. Фото аншлифа, без анализатора. Рамкой на рис. слева показан участок детального изображения справа

На рудопроявлении Няльм-2 структуры кристаллизации сульфидных расплавов связаны с соединениями мышьяка и никеля. Они относятся к симплектитовому типу и представляют собой тонкие сростания никелина и маухерита, а также пирротина и, редко, герсдорфита [Балабонин и др., 1982], то есть разнообразие минеральных видов сравнительно небольшое. Располагаются эти структуры в краевой части зерен герсдорфита на границе с пирротинном или халькопиритом (рис. 115). По размеру участки сростания не превышают 0,1 мм, выделения отдельных минералов измеряются первыми микронами.

На рудопроявлении Мальявр на породы, несущие сульфидную минерализацию с висмутом и золотом, воздействовали турмалиновые гранит-пегматиты. Температура формирования пегматитов оценивается интервалом 415–460 °С [Пономарева и др., 2015], что было достаточно для начала формирования капель расплава с участием соединений висмута в оруденелых породах. Как было описано ранее [Kalinin et al., 2024], под воздействием пегматитов происходила перекристаллизация арсенопирита и лёллингита и мобилизация из них висмута, теллура и золота, что привело к образованию структур кристаллизации рудных расплавов прожилкового типа. Сростки самородных висмута и золота, теллуридов висмута (эриджит, хедлейит, жозеит-В), мальдонита образуют полиминеральные

включения угловатой формы, цепочки микровыделений либо микропрожилки в перекристаллизованных арсенопирите и лёллингите, часто по границе этих минералов (рис. 116).

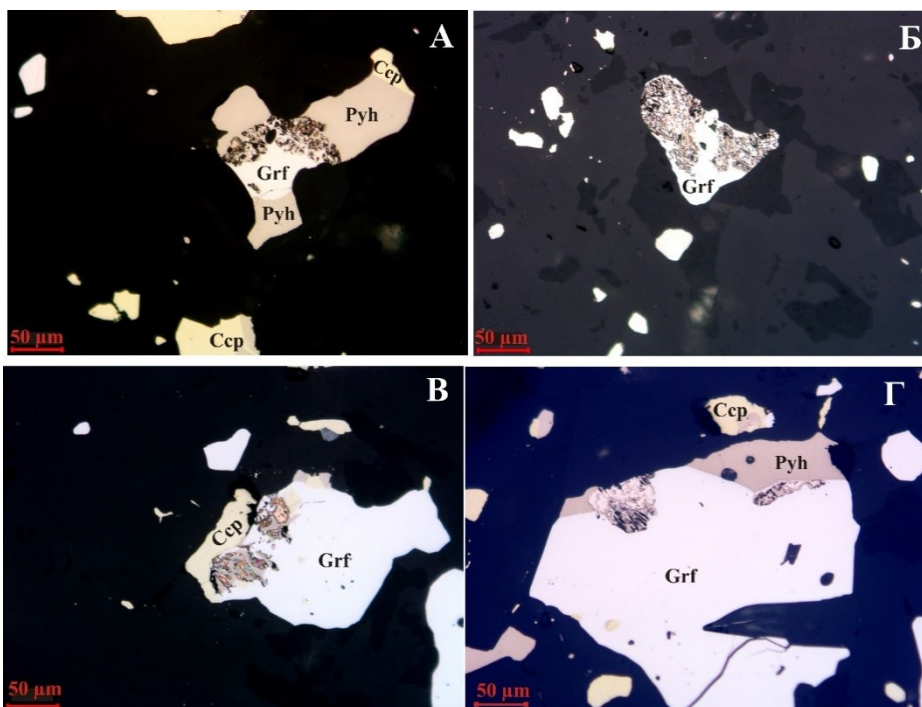


Рис. 115. Структуры кристаллизации сульфидных расплавов на рудопроявлении Няльм-2, состоящие из никелина, маухерита и пирротина, в краевой части зерен герсдорфита. Фотографии аншлифов, без анализатора

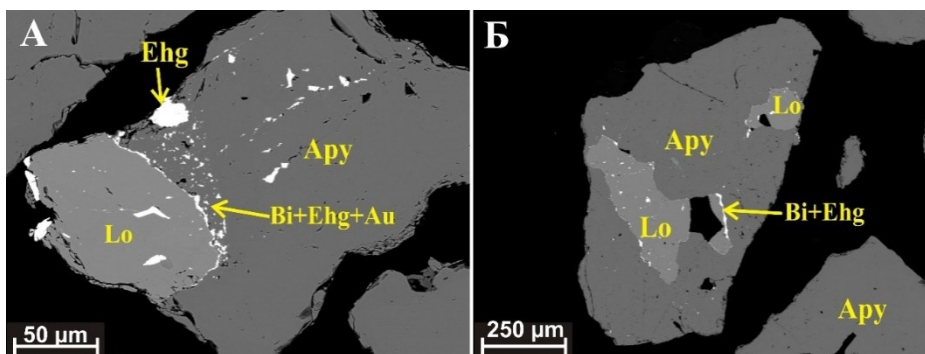


Рис. 116. Выделение самородного висмута, эридзита и золота на границе лёллингита и арсенопирита, рудопроявление Мальявр. BSE-изображения

На Сергозерском-DD рудопроявлении структуры кристаллизации сульфидных расплавов относятся преимущественно к симплектитовому типу (рис. 117, 118), но встречается и микропрожилковый тип (рис. 104).

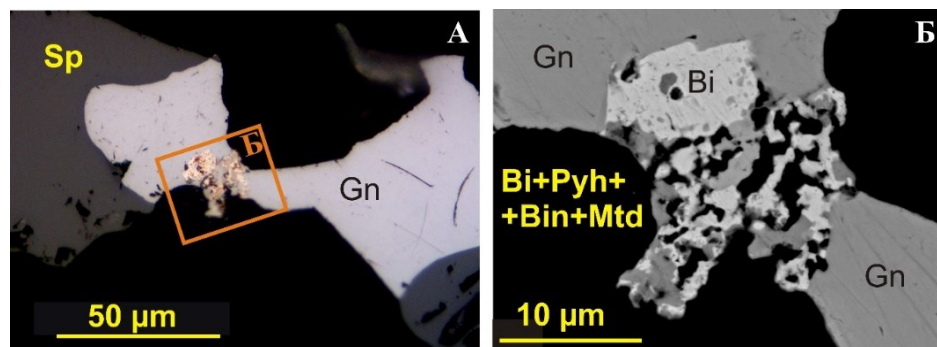


Рис. 117. Участок срастания самородного висмута с висмутином, матильдитом и пирротинном в зерне галенита. Слева — фото аншлифа, без анализатора, справа — изображение детального участка (выделен рамкой), в обратно-рассеянных электронах. Сергозерское-DD рудопроявление

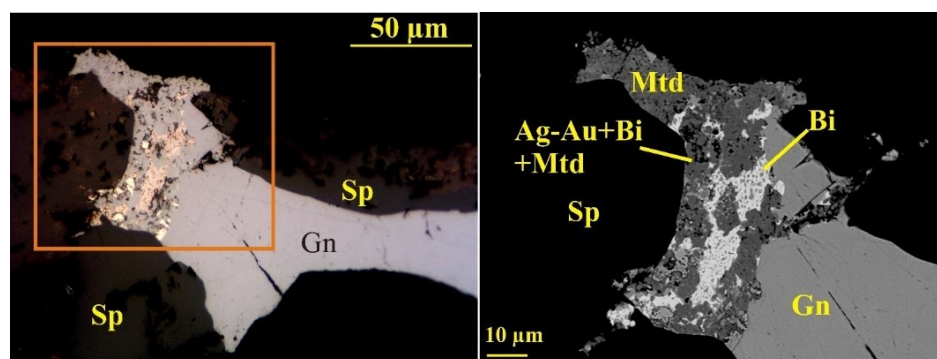


Рис. 118. Участок срастания самородного висмута с золотистым серебром и матильдитом на границе сфалерита и галенита. Слева — фото аншлифа, без анализатора, справа — фотография детального участка (выделен рамкой), в обратно-рассеянных электронах. Сергозерское-DD рудопроявление

В составе продуктов сульфидного анатексиса преобладают минералы висмута и серебра — висмут самородный, висмутин, матильдит, золотистое серебро (рис. 117, 118), но также иногда отмечаются минералы сурьмы (ульманнит), а из сульфидов других металлов — пирротин. Обособления со структурами кристаллизации сульфидных расплавов располагаются преимущественно в краевой части зерен галенита.

5.4. Наложенные изменения содержащих золото минералов в месторождениях и рудопроявлениях региона

Самородное золото — минерал, устойчивый к вторичным изменениям как при поздних гидротермальных процессах, так и в коре выветривания. Наложенные изменения содержащих золото минералов выявлены только на тех

рудных объектах, где золото встречается в виде теллуридов, и на тех, где золото входит в состав сплавов, богатых серебром и примесями других металлов.

На рудопроявлении Мустаярви в Центрально-Лапландском поясе золото сконцентрировано преимущественно в теллуридах калаверите и монтбрейите, во включениях в пирите, а при разложении пирита и теллуридов в зоне выветривания образуется самородное золото, которое заключено в гематите, замещающем пирит [The Mustajärvi..., 2020].

Развитие вторичных минеральных фаз по содержащим золото минералам наиболее широко отмечено на Оленинском месторождении в турмалин-арсенопирит-кварцевых и кварцевых метасоматитах. Поздние фазы развиваются по золотистому серебру третьего и четвертой генерации и по золотосодержащему дикразиту.

Золотосодержащий дикразит на месторождении Оленинском замещается смесью дикразита с сульфидами серебра, данный процесс происходит в виде многочисленных включений сульфидов по всему объему зерна дикразита либо такие включения сгруппированы в цепочки (рис. 119). Содержание золота в новообразованиях зависит от его содержания в исходном дикразите: так, в составе фаз, замещающих не содержащий золото дикразит, золото отсутствует (Ag — 66,7, Cu — 2,0, Sb — 23,0, S — 8,3 мас. %), а по дикразиту с содержанием золота 17 мас. % развивается фаза состава: Ag — 58,6, Au — 9,8, Sb — 26,4, S — 5,2 мас. %.

Процессы замещения затронули минералы ряда золото-серебро из турмалин-кварцевых и кварцевых метасоматитов: в этих породах встречаются наиболее богатые серебром разности сплавов Ag-Au, вплоть до самородного серебра, содержащие примесь сурьмы от 1 до 3 мас. %. Вероятно, именно указанные особенности состава и определили неустойчивость самородных металлов в ходе поздней гидротермальной переработки. В принципе, такие же характеристики состава свойственны и золотистому серебру второго типа, но его выделения «законсервированы» во включениях в арсенопирите и лёллингите, а потому не подверглись поздним изменениям.

Золотистое серебро-3 из сростаний с галенитом, сфалеритом, гудмундитом, сульфосолями серебра замещается сульфидами серебра и золота (ютенбогардитом и акантитом) и горчичным золотом. Ютенбогардит образует каймы мощностью в несколько микрометров вокруг зерен золотистого серебра (см. рис. 90).

Содержание серы в ютенбогардите варьирует от 7,1 до 9,6 мас. %, золота — от 23,2 до 26,2 мас. %, а серебро находится в пределах от 62,4 до 69,7 мас. % (табл. 47, анализы 1–7). Отношение суммы металлов к сере в формуле минерала показывает избыток катионов (от 2,4 до 3,5) (рис. 120). Минерал неустойчив под лучом зонда (растет содержание серебра).

Горчичное золото представляет собой ажурную тончайшую решетку из частиц (глобул) сплава золота и серебра с порами исключительно мелкого размера (нередко менее 1 мкм), заполненными кислородными соединениями Fe, Te, Pb, Cu, Au, Ag, Sb, S. Зерна горчичного золота нередко имеют блочное строение, отдельные блоки отличаются ориентацией и размерами пор (рис. 121). Такое строение может быть связано с неоднородностью исходных зерен серебристого

золота. Горчичное золото Оленинского месторождения детально описано нами в работах [Kalinin et al., 2019; Калинин и др., 2021a].

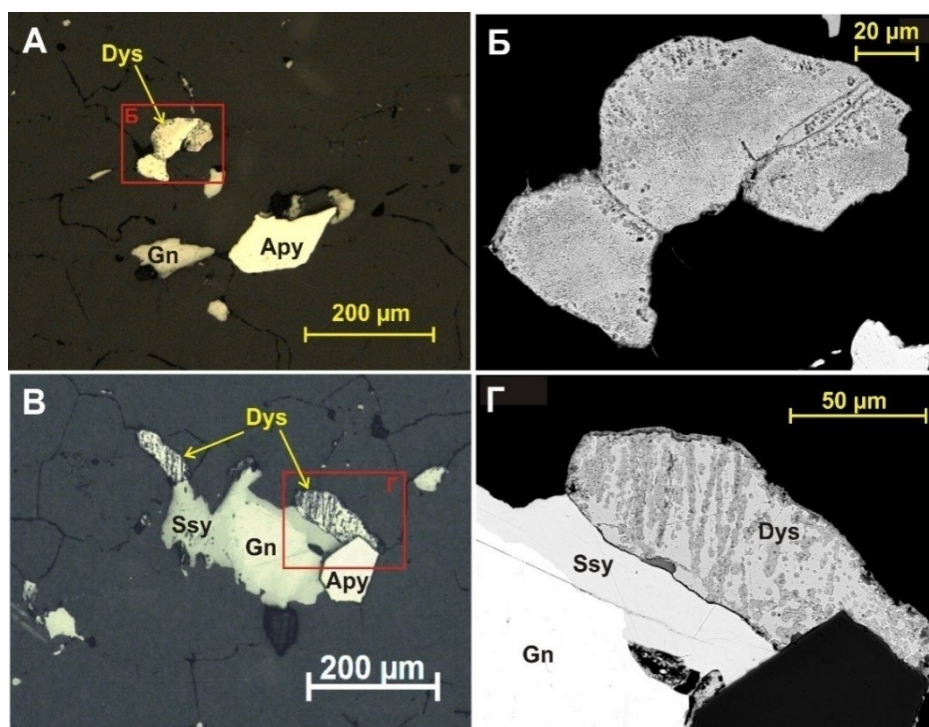


Рис. 119. Замещение золотосодержащего дискразита смесью дискразита и сульфидов серебра. А, В — фото шлифов, без анализатора, Б, Г — изображения в обратно-рассеянных электронах

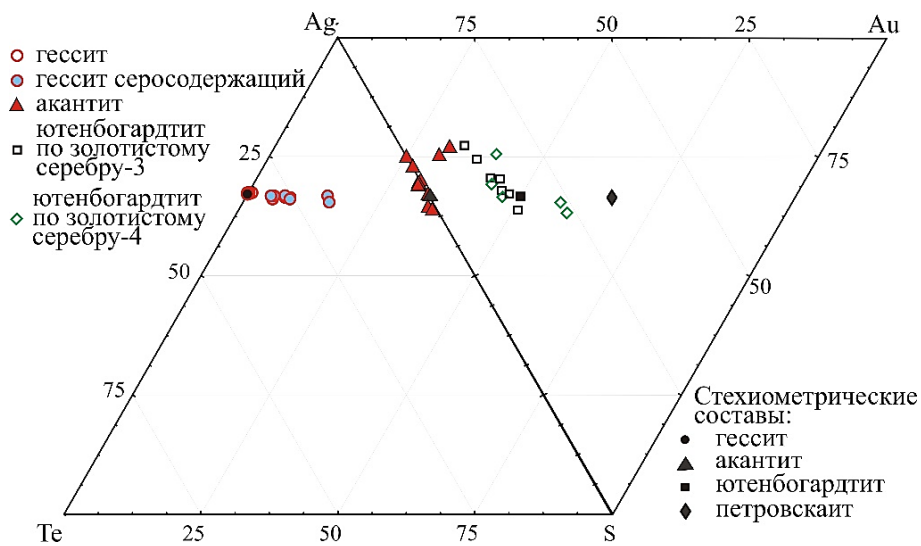


Рис. 120. Составы ютенбогартита, акантита и гессита на тройных диаграммах Ag-Te-S и Ag-Au-S, % атомных количеств

Таблица 47

Химический состав сульфидов золота и серебра месторождения Оленинского, мас. %

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
S	9,67	8,15	7,07	9,55	10,86	11,98	10,6	8,93	9,88	11,37	11,6	10,63	7,21	7,48	7,91	15,66
Cl	-	-	-	-	-	-	-	0,10	0,17	-	-	-	-	-	-	-
Fe	0,18	0,14	-	0,19	-	1,32	0,7	0,72	1,49	0,15	-	0,88	1,99	0,93	1,47	-
Ni	-	0,19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,92
As	-	-	-	-	-	-	0,27	1,42	0,84	0,00	1,09	0,86	2,28	1,34	3,2	-
Br	-	-	-	-	-	-	-	0,48	1,33	-	-	-	-	-	-	-
Ag	60,93	66,66	69,67	62,41	58,6	55,01	60,28	51,63	61,23	61,06	41,94	43,43	59,02	72,87	74,68	76,70
Au	29,21	24,86	23,26	26,18	30,55	30,27	28,16	36,72	25,07	27,42	45,53	44,21	29,51	17,38	12,74	4,72
Pb	-	-	-	1,68	-	1,42	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,16	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00
Коэффициенты формул минералов, рассчитанные на 6 атомов для ютенбогардита и на 3 атома для золотосодержащего акангита																
S	1,78	1,52		1,75	1,96	2,10	1,89	0,54	1,74	2,00	2,18	2,02	1,37	1,36	1,38	1,16
Cl								0,01	0,03							
Fe	0,02	0,01	3,94	0,02		0,13	0,07	0,04	0,15	0,02		0,10	0,22	0,10	0,15	
Ni		0,02	0,72													0,11
Zn																
As							0,02	0,09	0,06	0,00	0,09	0,07	0,19	0,10	0,24	
Br								0,03	0,09							
Ag	3,33	3,69		3,40	3,14	2,87	3,20	3,10	3,21	3,20	2,34	2,45	3,32	3,93	3,87	1,68
Au	0,87	0,75	1,34	0,78	0,90	0,86	0,82	2,20	0,72	0,79	1,39	1,37	0,91	0,51	0,36	0,06
Pb				0,05		0,04										

Примечание. Сульфиды: 1–13 — ютенбогардит, 14–16 — золотосодержащий акангит.

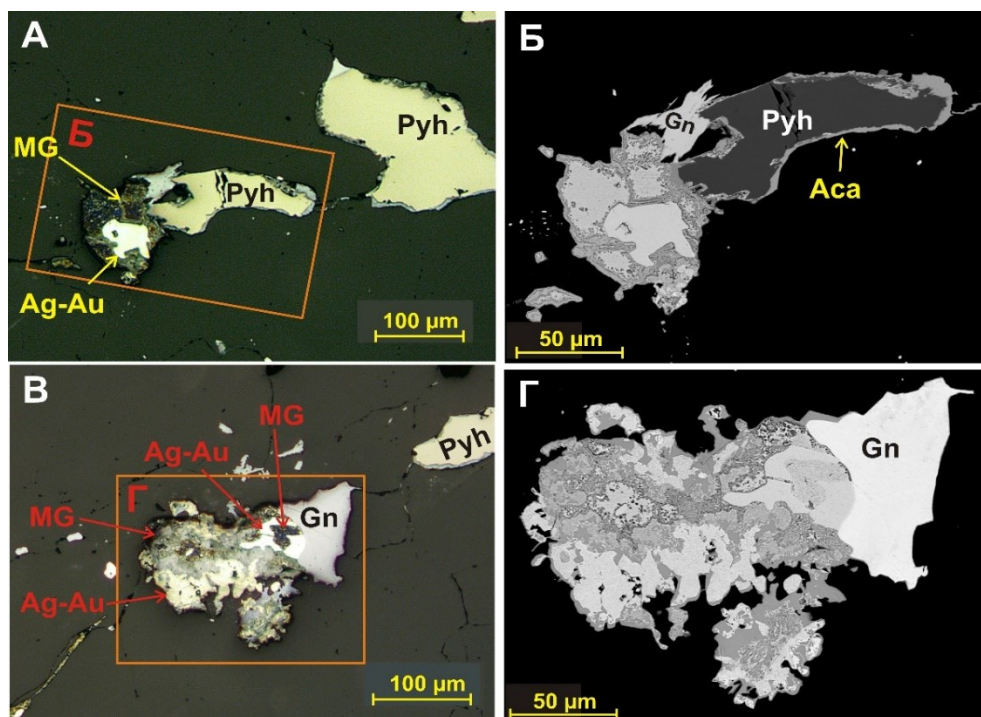


Рис. 121. Развитие горчичного золота по золотистому серебру 3-й генерации. А, В — фото аншлифа; Б, Г — изображения в обратно-рассеянных электронах

В составе горчичного золота в существенных количествах (более 3 мас. %) присутствуют Au, Fe, Sb, Ag, Pb, O, кроме того, характерны примеси S, Si, Al, Mg (в сумме около 3 %) (табл. 48, анализ 1). По сравнению с первичным золотистым серебром горчичное золото существенно обогащено Au: отношение Ag/Au в «исходном» золотистом серебре от 3 (ат. %) и выше, в горчичном золоте меньше 1.

Рентгеновский анализ зерна горчичного золота показал наличие в его составе только интерметаллического соединения Ag-Au, а кислородсодержащие фазы Fe, Pb, Sb идентифицировать этим методом не удалось.

По золотистому серебру четвертой генерации также развиваются сульфиды золота и серебра и горчичное золото, но морфология и состав новообразований несколько иной. Сульфиды золота и серебра, которые можно отнести к ютенбогартиту, отмечаются в золотистом серебре-4 в виде зональных почковидных образований (рис. 122, А, Б). Зональность обусловлена чередованием зон с различным соотношением золота, серы и серебра: содержание серебра колеблется в пределах от 41,9 до 59,9 мас. %, золота — от 22,4 до 45,5 мас. %, серы — от 6,8 до 11,6 мас. % (табл. 48, анализы 11–13). Серебро всегда преобладает над золотом, отношение серебра к золоту изменяется от 1,6 до 4,4 (ат. %). Кроме того, Ag-Au сульфиды постоянно содержат примеси железа и мышьяка от десятых долей до 2 мас. %. Отношение суммы металлов к сере находится в пределах от 1,6 до 2,5 (ат. %).

Таблица 48

Химический состав горчичных золота и серебра из месторождения Оленинского, % атомных количеств

Элемент	С кислородными соединениями										С углеродистым веществом										С хлоридами					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19							
C	-	-	-	-	-	-	49,7	38,3	46,3	38,6	51,8	54,8	53,1	32,7	-	-	-	-	-							
O	58,4	49,2	41,5	54,8	59,6	61,1	22,8	19,7	20,2	16,8	16,0	16,5	12,9	-	-	-	-	-	-							
Mg	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
Al	0,2	-	-	0,9	11,7	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
Si	2,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
P	-	-	-	-	4,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
S	1,7	1,5	3,7	4,6	3,3	11,3	1,6	1,9	1,7	2,3	1,7	1,0	0,8	4,3	-	-	0,7	0,8	6,7							
K	-	-	-	-	-	0,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
Cl	-	1,7	1,5	-	-	-	0,3	-	-	-	-	0,4	0,4	1,0	24,1	25,4	20,4	33,7	31,4							
Cr	-	-	-	-	-	-	0,2	0,3	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
Fe	18,4	8,4	6,3	12,1	3,3	18,3	0,4	0,1	-	-	0,1	-	-	-	-	-	0,4	0,2	0,2							
As	-	2,2	1,6	4,2	3,6	0,8	-	-	-	0,3	-	-	-	-	-	0,9	1,1	-	-							
Br	-	-	0,4	-	-	-	1,6	0,5	0,8	0,6	0,5	1,6	4,6	2,9	-	1,3	0,5	-	-							
Ag	3,9	17,1	28,9	14,2	6,4	2,1	17,6	36,9	27,9	39,4	28,1	24,0	26,3	28,9	75,9	72,4	77,0	45,9	44,1							
Sb	7,8	2,2	1,8	0,6	1,5	0,6	4,6	1,3	2,1	1,2	1,0	0,9	1,3	0,6	-	-	-	-	-							
Te	-	9,8	7,3	0,7	1,4	0,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							
Au	6,1	5,0	5,2	3,1	-	-	1,2	0,9	0,9	0,9	0,8	0,9	0,8	29,7	-	-	-	19,4	17,5							
Pb	0,9	2,7	1,8	4,8	5,1	4,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-							

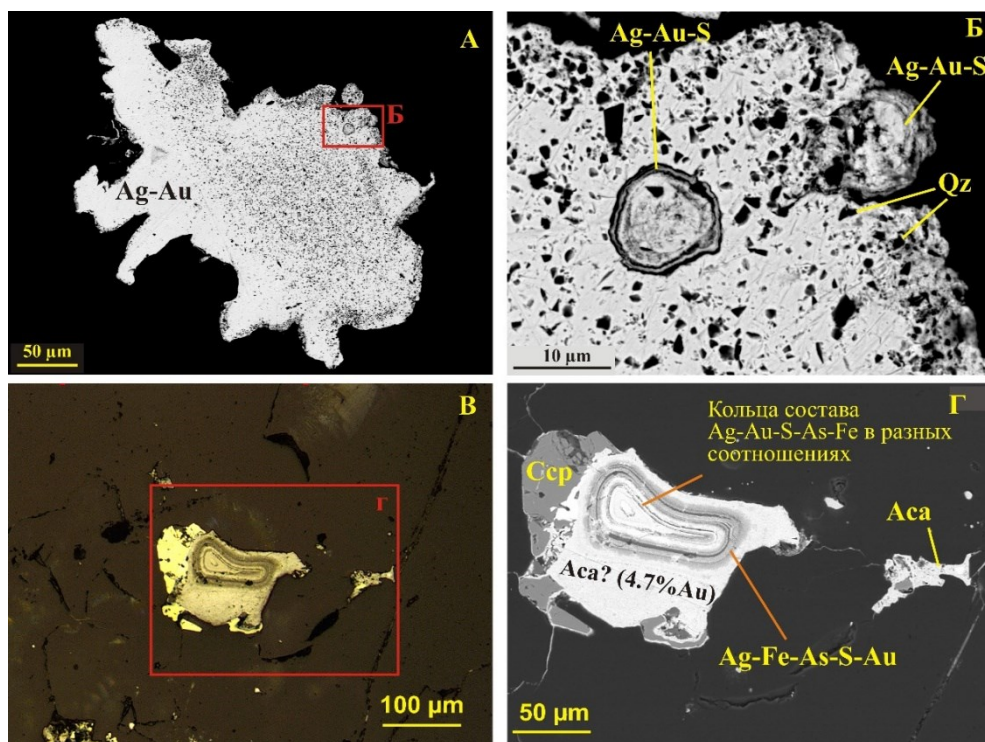


Рис. 122. Развитие сульфидов золота и серебра по золотистому серебру: А, Б, Г — изображения в обратно-рассеянных электронах; В — фото шлифа, без анализатора

В некоторых зональных зернах сульфидов Ag и Au серебро резко преобладает над золотом: отношение Ag/Au — от 7 ат. % и выше (см. табл. 47, анализы 14–15). Их можно рассматривать как золотосодержащий акантит. К примеру, внутренние кольца концентрически зонального образования (рис. 122) содержат от 12,7 до 17,4 мас. % Au и 72,9–64,7 % Ag (см. табл. 48, анализы 14–15). Фаза (или смесь фаз), образующая темное кольцо, существенно обогащена железом и мышьяком, в ее составе установлены: Ag — 42,7 мас. %, Au — 14,3 %, Fe — 15,7 %, As — 20,3 %, S — 6,6 мас. %; во внешней зоне, занимающей более 50 % площади зерна, Ag — 76,7 мас. %, Au — 4,7 мас. % (табл. 48, анализ 16), отношение суммы металлов к сере равно 1,6 ат. %.

Горчичное золото, развивающееся по золотистому серебру-4, содержит либо кислородные соединения Fe, Pb, S, Te (рис. 123), либо хлориды и бромиды серебра и золота (рис. 123, табл. 48, анализы 18–19). В горчичном золоте с хлоридами и бромиды отношение суммы металлов к сумме галогенов (Ag+Au)/(Cl+Br) примерно равно 2/1 (ат. %). Рентгеновский анализ показал наличие в составе этих образований, как минимум, двух фаз — сплава золота и серебра и хлораргирита.

В результате полного замещения золотистого серебра-4 формируются зональные зерна, где внутренние зоны сложены горчичным золотом с хлоридами и бромиды золота и серебра, а внешние — чередованием зон ютенбогардтита и хлораргирита (рис. 124).

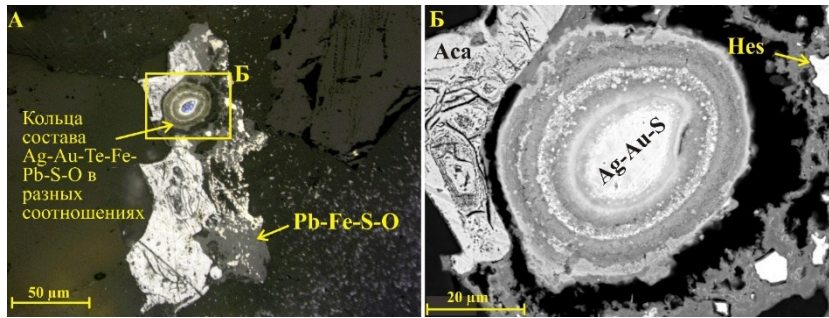


Рис. 123. Зональное зерно горчичного золота: А — фото аншлифа; В — изображение в обратно-рассеянных электронах

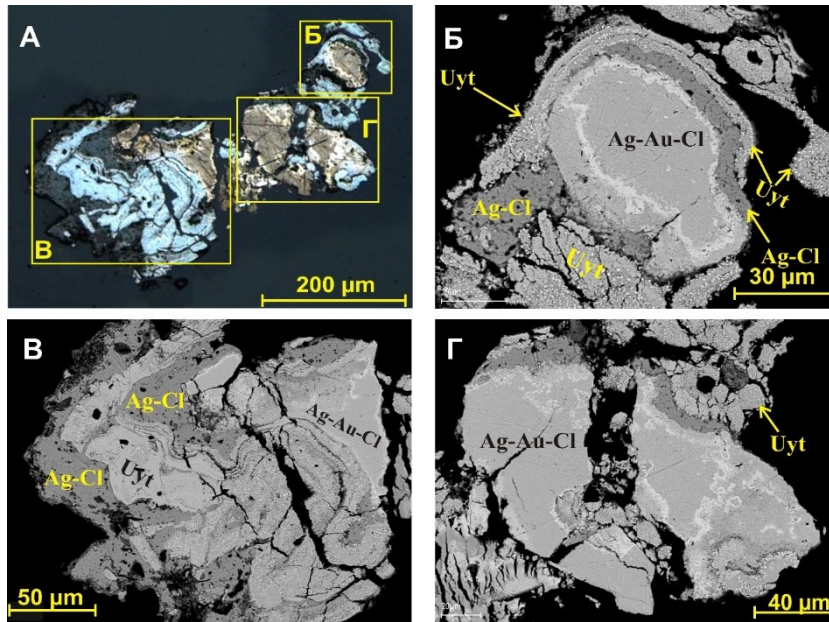


Рис. 124. Зональное зерно горчичного золота с хлоридами золота и серебра и юттенбогардита: А — фото аншлифа; Б–Г — изображения в обратно-рассеянных электронах

По самородному серебру (которое содержит примеси Sb и Au до 4 мас. %) развиваются мелкозернистые агрегаты, состоящие из акантита, гессита, серосодержащего гессита (от 1,38 до 5,01 мас. % S) и «чистого» самородного серебра (рис. 125). Размер отдельных зерен менее 10 мкм, в основном — менее 5 мкм, зерна ксеноморфные. Пространство между зернами минералов серебра выполнено кварцем и ультратонкозернистым материалом, состоящим из хлоридов серебра, кислородсодержащих соединений и углеродистого вещества. По аналогии с горчичным золотом это образование можно назвать «горчичным серебром».

«Горчичное серебро» выявлено разного состава: *во-первых*, серебро в смеси с кислородными соединениями: в порядке уменьшения атомных количеств в составе материала установлены O, Al, Ag, Pb, P, As, Fe, S, Sb, Te (см. табл. 48,

анализы 2–6); *во-вторых*, серебро в смеси с кислородными соединениями, галогенидами и с углеродистым веществом (C, O, Ag, Sb, Au, Br, Cl, S, ±Fe, As) (см. табл. 48, анализы 7–14), содержание углеродистого вещества — до 50 ат. %; *в-третьих*, «горчичное серебро» только с галогенами, без кислорода — с хлором и бромом (Ag, Cl, Br, ±As, Fe, S), отношение суммы металлов к сумме галогенов $Ag/(Cl+Br)$ составляет примерно 3/1 (ат. %) (см. табл. 48, анализы 15–17). В пределах отдельно взятого мелкозернистого агрегата отмечается «горчичное серебро» только одного определенного типа, хотя соотношения элементов в разных его выделениях может отличаться.

Аналогичные мелкозернистые агрегаты, состоящие из самородного серебра, акантита, гессита, серосодержащего гессита и «горчичного серебра», развиваются и по серебросодержащему халькопириту, причем не обязательно по халькопириту в сростании с самородным серебром (рис. 126), но и по отдельным зернам этого минерала (рис. 127).

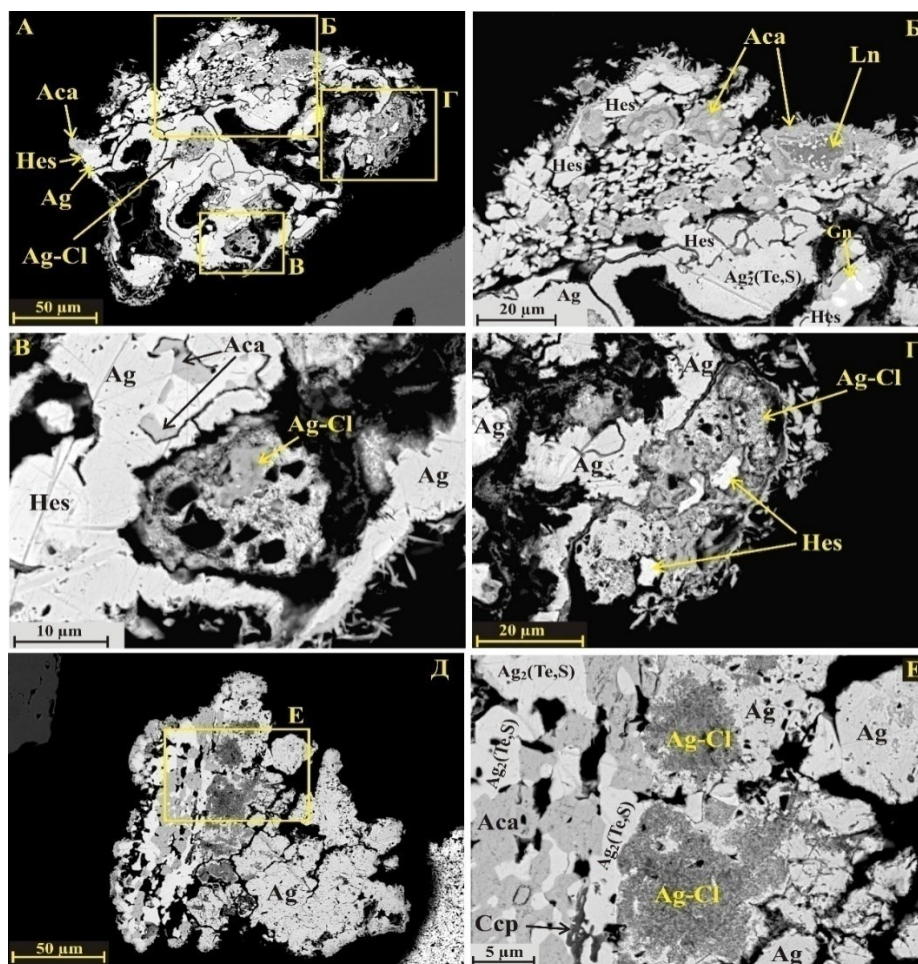


Рис. 125. Замещение самородного серебра агрегатом акантита, гессита и «горчичного серебра». BSE-изображение

Для акантита, развивающегося по серебру и серебряносодержащему халькопириту, установлено две генерации: ранняя — в составе агрегата с гесситом и самородным серебром и поздняя — в виде каймы вокруг всего зерна. Состав акантита поздней генерации отличается отсутствием примесей (табл. 49, анализ 18). Признаки замещения одних минеральных фаз другими в таких агрегатах не установлены, скорее всего, отложение минералов проходило близко-одновременно.

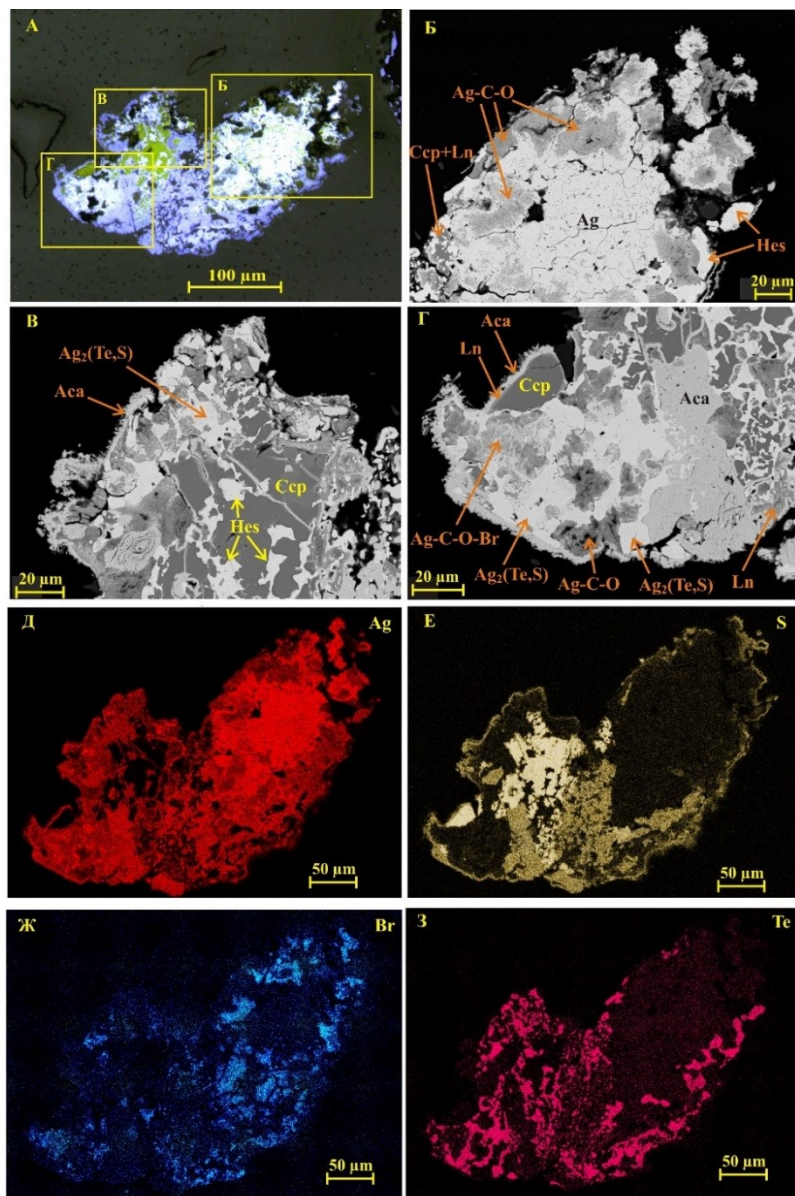


Рис. 126. Развитие агрегата акантита, гессита, серосодержащего гессита и «горчичного серебра» по самородному серебру и халькопириту: А–Г — изображения в обратно-рассеянных электронах; Д–З — в характеристических лучах Ag, S, Br и Te

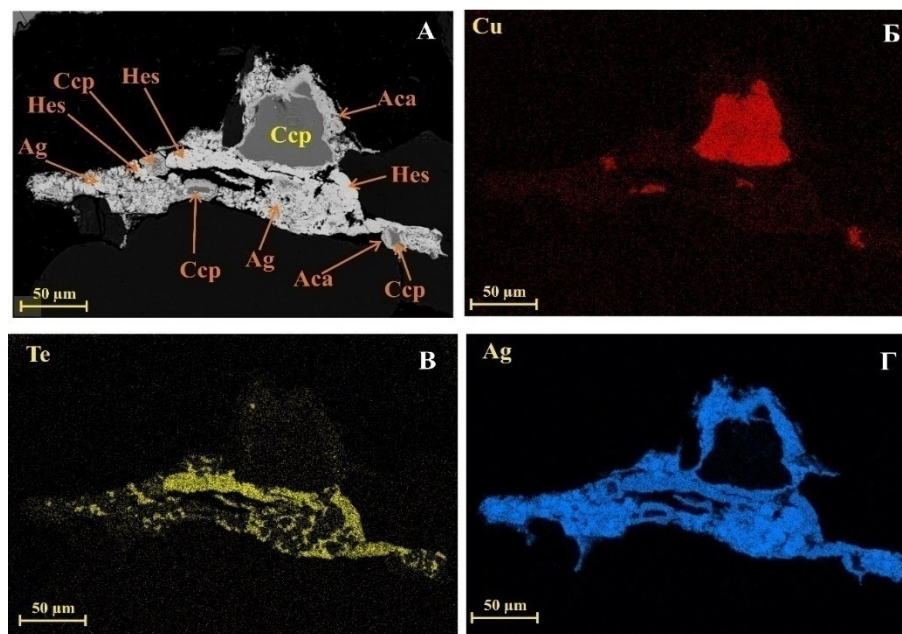


Рис. 127. Замещение халькопирита агрегатом акантита, гессита и самородного серебра. Изображение в обратно-рассеянных электронах (А) и в характеристических лучах Cu (Б), Te (В) и Ag (Г)

Примечательно, что гессит и серосодержащий гессит ведут себя как две разные минеральные фазы и на изображениях в обратно-рассеянных электронах между ними видны четкие границы (рис. 125, 126). Содержание серы в серосодержащем гессите составляет в большинстве зерен 4,7–8,3 ат. %, еще в двух зернах — 15,0–15,8 ат. % (рис. 120). Увеличение содержания серы сопровождается соответственным снижением содержания теллура, сумма S и Te находится в пределах 33,26–34,27 ат. %, то есть весьма близка к 33,3 ат. %, и отвечает формуле $Ag_2(Te,S)$ (табл. 49). Формирование ассоциации гессита и акантита можно объяснить ограниченным изоморфизмом Te и S (из-за большой разницы в ионных радиусах) при отложении минералов из гидротермальных растворов, обогащенных теллуrom. При этом сера в решетку гессита входит сравнительно свободно (до 5 мас. %, то есть она занимает до 45 % позиции теллура), а крупный ион теллура в решетку акантита — весьма ограниченно: примесь Te в акантите менее 2 мас. % (табл. 49).

«Исходное» самородное серебро, подвергнувшееся вторичным преобразованиям, содержит примеси Au и Sb (первые проценты). В новообразованных гессите и акантите эти примеси не установлены — Au и Sb перераспределены в «горчичное серебро» (см. табл. 48).

Замещение самородного серебра и халькопирита гесситом, акантитом, горчичным серебром, по всей вероятности, проходило в гипогенных условиях. Сам факт формирования минерализации сульфидов и теллуридов при весьма ограниченном развитии кислородсодержащих фаз говорит о ее образовании в условиях дефицита кислорода, то есть не в коре выветривания.

Химический состав гесситов (1–11) и акантитов (12–19) из кварцевых метасоматитов
месторождения Оленинского, мас. %

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
S	–	–	–	–	1,45	1,53	2,16	1,38	2,46	4,79	5,14	9,13	13,01	13,91	13,65	11,61	11,26	11,56	9,73
Cl	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,49
Fe	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,67	0,38	0,36	–	–	–	2,09	–	–
Br	0,12	–	–	–	0,11	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ag	62,93	63,39	62,46	63,84	65,73	64,89	66,75	65,69	65,98	71,52	70,16	90,48	86,63	84,23	84,32	87,20	85,73	88,44	86,19
Te	36,47	36,64	36,35	36,93	33,14	33,46	31,39	33,25	30,40	23,43	24,03	–	–	1,87	2,04	1,20	0,92	–	–
Pb	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,26	–	–	–	–	–	–	–	–	3,59
Сумма	99,52	100,03	98,81	100,77	100,43	99,88	100,30	100,32	98,84	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Коэффициенты формул минералов, рассчитанные на 3 атома																			
S					0,15	0,16	0,22	0,14	0,25	0,45	0,48	0,76	1,00	1,06	1,04	0,92	0,88	0,92	0,80
Cl																			0,04
Fe											0,04	0,02	0,02				0,09		
Br	0,01				0,00														
Ag	2,01	2,02	2,01	2,01	2,00	1,98	1,99	2,00	1,98	1,99	1,93	2,23	1,98	1,91	1,92	2,06	2,00	2,08	2,11
Te	0,98	0,98	0,99	0,99	0,85	0,86	0,79	0,86	0,77	0,55	0,56			0,04	0,04	0,02	0,02		
Pb										0,01									0,05

Поскольку признаки замещения гесситов акантитом (и наоборот) не установлены, можем предполагать, что их отложение проходило близко-одновременно.

Впоследствии по рассматриваемым агрегатам развивалась кайма позднего акантита. Каймы акантита отмечены также вокруг зерен галенита, а вокруг халькопирита — каймы, состоящие из акантита и ковеллина. Таким образом, можно выделить две генерации акантита. Поздний акантит отличается от раннего формой выделения и низким содержанием примесей, в нем установлено только железо 0,35 мас. %.

В составе «горчичного серебра», участвующего в описанных агрегатах гессита и акантита, микронзондовый анализ нередко показывает высокое содержание углерода — до 17 мас. % (≈ 50 ат. %). Отношение C/O составляет от 2 до 5 ат. %, следовательно, углерод находится в форме углеродистого вещества, а не карбонатов. Это свидетельствует о формировании «горчичного серебра» этого типа в восстановительных условиях. То, что восстановительные условия благоприятны для развития теллуридов, было показано в статье [Молошаг, 2011].

Горчичные серебро и золото, в состав которых, кроме самородных металлов, входят хлориды и бромиды, формировались при участии хлоридных растворов. Существенно хлоридный состав анионной части рудообразующих растворов на месторождении был показан нами ранее [Калинин и др., 2021a].

6. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЗОЛОТА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Авторские данные и данные из литературных источников о возрасте рудоносных пород, до- и пострудных образований сведены в табл. 50.

Последовательность геодинамических событий в Карело-Кольском регионе в архее и раннем протерозое (табл. 51) составлена по данным работ [Melezhik, Sturt, 1994; Ранний докембрий..., 1996; Глубинное строение..., 2010; Reading..., 2013; Nironen, 2017; Assessment..., 2017]. На основе данных табл. 50 и 51 составлена диаграмма (рис. 128), отражающая последовательность крупных геодинамических событий и время формирования золотой минерализации.

Наиболее древними архейскими террейнами Фенноскандинавского щита являются террейны Карельского кратона: микроконтиненты Водлозерский, Кьянта, Кухмо-Сегозерский, имеющие возраст свыше 3 млрд лет [Глубинное строение..., 2010]. Также в Карельском кратоне расположены и древнейшие на щите палеоостроводужные системы — Водлозеро-Сегозерский (3,05–2,85 млрд лет) и Сумозерско-Кенозерский (2,88–2,85 млрд лет) зеленокаменные пояса, которые были аккретированы к Водлозерскому микроконтиненту еще в мезоархее.

В пределах северо-восточной части Фенноскандинавского щита, согласно построениям М. В. Минца с соавторами [Глубинное строение..., 2010], к отметке 2,93 млрд лет назад сформировалось три «микроконтинента»: в современных координатах с северо-востока на юго-запад это Мурманский, Инари-Кольский (или просто Кольский) и Хетоламбинский.

Наиболее древней зеленокаменной структурой здесь является мезоархейская система, включающая пояс Колмозеро-Воронья и Титовско-Урагубскую зону, где накопление вулканогенно-осадочных толщ происходило 2,93–2,83 млрд лет назад. Завершение процесса накопления толщ обозначилось внедрением интрузий комплекса гранит-порфиров. Поскольку мы рассматриваем золото-серебряное месторождение Оленинское и Cu-Mo-порфировое рудопроявление Пеллапахк как составные элементы единой порфирово-эпитермальной рудной системы, связанной с гранит-порфирами, то возраст первичной минерализации следует принять близким к возрасту гранит-порфиров 2828–2816 млн лет (см. табл. 50). По имеющимся на настоящий момент данным о возрасте пород, это древнейшая из известных на Фенноскандинавском щите порфирово-эпитермальная система.

Пояс, месторождение, рудопроявление	Дорудные образования			Рудосносные породы			Пострудные образования		
	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы	Ссылка	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы	Ссылка	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы	Ссылка
Колмозеро-Воронья, Няльм	2825±7	U-Pb, циркон, гранодиорит-порфиры	[9]	2775±10	U-Pb, SHRIMP-II, циркон, гранодиориты, региональный метаморфизм?	[5]	1775±29	U-Pb, циркон, SHRIMP-II, гранодиориты; палеопротерозойский региональный метаморфизм?	[5]
				2770±40					
Титовско-Урагубская зона, Мальяр	2952–2939	U-Pb, обломочный циркон из метаконгломератов	[25]	2664±18	U-Pb, циркон, метасоматиты по биотитовым гнейсам	[34]			
	2838±23	циркон, U-Pb, SHRIMP II, гнейсы-метациты	[27]	2508±7	U-Pb, циркон, турмалиновые гранит-пегматиты	[34]			
	2786±31	U-Pb, SHRIMP-II, циркон, региональный метаморфизм	[27]						
	2774±12	U-Pb, SHRIMP-II, циркон, региональный метаморфизм	[22]						
	2763 ± 8	циркон, региональный метаморфизм	[27]						

Пояс, месторождение, рудопроявление	Дорудные образования			Рудносные породы			Пострудные образования		
	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы	Ссылка	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы	Ссылка	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы	Ссылка
Оленегорский, Оленегорская группа месторождений	2784±9	U-Pb, SHRIMP-II, центральные зоны щиркона из скарноидов — метаморфизм?	[26]	2644±9	U-Pb, SHRIMP-II, внешние зоны зерен щиркона из скарноидов	[26]	1960±30	U-Pb, апатит из дайки долеритов с возрастом 2740±11 млн лет	[3]
	2790±20	U-Pb, щиркон, тоналиты, метаморфизм?	[2]	2675±3	U-Pb, SHRIMP-II, внешние зоны зерен щиркона из скарноидов	[26]	1960±30	U-Pb, апатит из дайки долеритов с возрастом 2740±11 млн лет	[3]
	2760±7	U-Pb, щиркон, алюмосиликатные гнейсы (лептиты), метаморфизм?							
	2740±11	U-Pb, долериты	[3]						
	2707±12	U-Pb, щиркон, нодулярные гнейсы, метаморфизм?	[36]	2650±9	U-Pb, щиркон, долерит-кальцит- магнетитовая порода	[36]			
2790±19	U-Pb, щиркон, биотитовые гнейсы, метаморфизм?	[36]							
Тикшеозерский, Кичаны	2735±20	U-Pb, щиркон, метагупфы	[16]	1789±47	U-Th-Pb, оценочное хим. датирование, монацит из метасоматитов с арсенопиритом	[7]			
	2720±4	U-Pb, щиркон, метаандезиты	[29]						
	2674±4	U-Pb, щиркон, плагио- микроклиновые граниты	[13]	1739±15	U-Pb, титанит из минерализованных метасоматитов				

Пояс, месторождение, рудопроявление	Дорудные образования		Рудоносные породы		Пострудные образования	
	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы
Стрельнинский, Сергозеро	2680±14	U-Pb, циркон 1-й генерации, метавулканиды	1739±86	Rb-Sr, минералы и порода, рудоносные метасоматиты	[8]	
	2677±25	U-Pb, циркон, щелочные граниты				
	1966±13	U-Pb, циркон 2-й генерации, метавулканиды, поздний метаморфизм	[20]			
	1874±3	U-Pb, циркон из дайки порфиров	[8]			
Печенгский, Пороярви			1888±22	Sm-Nd, метасоматиты проявления Загадка	[21]	
			1928±12	Sm-Nd, метасоматиты проявления Южное Брагино		
			1865±58	Rb-Sr, метавулканиды брагинской и кашлинской толщ (метаморфизм?)	[1]	
			1855±54			
Имандра-Варзуга, Панареченское			1907±18	U-Pb, циркон, дациты		[24]
			1940±5	U-Pb, циркон, плагио-микроклиновые граниты		

Пояс, месторождение, рудопоявление	Дорудные образования			Рудоносные породы			Пострудные образования		
	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы	Ссылка	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы	Ссылка	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы	Ссылка
Салпа- Куолярви, Майское	1770±9	Rb-Sr, минералы и порода пропилитов	[15]	1403±24	Rb-Sr, актинолитовые метасоматиты	[15]			
	1610±30	Rb-Sr, минералы и порода, магнезиальные метасоматиты	[23]	1380±40	K-Ag, полевые шпаты околорудных метасоматитов	[14]			
Салпа- Куолярви, Озерное				397±15	Re-Os, рудное золото	[15]			
				1756±8	U-Pb, рутил из альбититов	[28]			
				1754±39	Rb-Sr, альбититы — минералы и порода	[28]			
					Sm-Nd, альбититы — минералы (включая молибденит и халькопирит) и порода	[17]			
Центрально- Лапландский, Суурикуусикко	1914±3	U-Pb, циркон, малые интрузии Руошпалло	[37]	1748±13	U-Pb, циркон из даек гранитов	[19]			
	1905±5								
	1916±7	U-Pb, циркон, дайки порфиоров	[39]	1916±19	Re-Os, арсенопирит				

Пояс, месторождение, рудопроявление	Дорудные образования		Рудосносные породы		Пострудные образования	
	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы
Центрально-Лапландский, Исо-Куотко	1914±4	U-Pb, циркон, дайки порфиров	[39]	U-Pb, монацит, когенетичный шпириту	[39]	Rb-Sr, дайка лампрофиров
			[39]	U-Pb, ксенотим, когенетичный шпириту		
			[39]	U-Pb, ксенотим в кварце		
Центрально-Лапландский, Саагтопора				Rb-Pb золото-сульфидный концентрат	[35]	Rb-Pb, монацит и туколит
			[35]	Rb-Pb, сульфиды и карбонат	[35]	Rb-Pb, рутил
			[41]	U-Pb, ксенотим и монацит	[41]	
Центрально-Лапландский, Иккари	1910±10 1919±5	U-Pb, циркон из цемента конгломератов, метаморфизм		от 1830 до 1820	[32]	
			[32]	от 1780 до 1770		
	1860-1894	U-Pb, циркон из кварцитов, метаморфизм				
Центрально-Лапландский, Пахтаваара				Rb-Pb, порода в целом + магнетит и шпирит	[35]	
			[35]	Rb-Pb, карбонаты	[35]	

Пояс, месторождение, рудопроявление	Дорудные образования		Рудоносные породы		Пострудные образования	
	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы	Возраст, млн лет	Метод, минералы и породы
Центрально-Лапландский, Леви-ярви-Лоуккинен			1902±8	U-Pb, монацит	1783±9	U-Pb, монацит
			1857±13	U-Pb, монацит	1789±5	U-Pb, ксенотим
Куусамо, Ююмасуо			1847±1	Pb-Pb, включения браннерита в шригге		
			1822±5	Pb-Pb, включения браннерита в шриггине		
Куусамо, Хангаслампи	1872±4	U-Pb, монацит в метавулканитах	1849±8	U-Pb, монацит в зонах бюлтизации		
			1812±10	U-Pb, монацит в карбонатных жилах		
Пералохья, Ромпас	от 2022 до 1912	U-Pb, уранинит-1				
	от 2035 до 1910	U-Pb, уранинит-2				
	2007±9	Re-Os, молибденит	1819±37	U-Pb, уранинит-3		
	2023±7	Re-Os, молибденит				
	2043±8	Re-Os, молибденит				
Пералохья, Райапалот	2016±17	U-Pb, монацит	1778±13	Re-Os, молибденит		
	1916±11	U-Pb, монацит	1782±6	Re-Os, молибденит		
			1713±11	U-Pb, монацит		

Примечание. Список литературных источников, на которые даны ссылки в табл. 50.

1. Балашов Ю. А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова // Петрология. 1995. Т. 4, № 1. С. 3–25.
2. Баянова Т. Б., Егоров Д. Г. U-Pb возраст железорудной формации Кольского п-ова // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России. Апатиты, 1999. С. 19–24.
3. Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П., Егоров Д. Г. U-Pb датирование дайкового комплекса Кировогорского железорудного месторождения (Оленегорск, Кольский п-ов) // ДАН. 1998. Т. 360, № 5. С. 673–676.
4. Волков А. В., Новиков И. А. Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский п-ов, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 5. С. 412–424.
5. Вревский А. Б. Возраст и изотопная геохимия рудовмещающих гранодиоритов золоторудного месторождения Няльм-1 (зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья, Кольский полуостров) // ДАН. 2012. Т. 442, № 2. С. 223–227.
6. Геологическое строение изотопно-геохронологическое исследование пород Стрельнинского сегмента Терского зеленокаменного пояса (Кольский полуостров) / Б. Ю. Астафьев [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, № 1. С. 3–17.
7. Геологическое строение и перспективы рудоносности Кичанской структуры Тикшеозерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия) / А. А. Калинин [и др.] // Литосфера. 2017. Т. 17, № 3. С. 102–126.
8. Новые перспективные золоторудные объекты в Стрельнинском зеленокаменном поясе (Кольский полуостров) / А. А. Калинин [и др.] // Геология рудных месторождений. 2017. № 6. С. 470–500.
9. Геохронологические и изотопно-геохимические характеристики пород, вмещающих рудопроявления золота архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Кольский регион) / Н. М. Кудряшов [и др.] // Литосфера. 2015. № 6. С. 83–100.
10. Геохронология редкометалльных (Li, Cs) пегматитов пояса Колмозеро-Воронья (Кольский регион) / Н. М. Кудряшов [и др.] // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов: материалы VIII Рос. конф. по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 7–10 июня 2022 г.). СПб., 2022. С. 77–78.
11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Сер. Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-(35), 36 — Мурманск. Объяснительная записка. СПб.: Картограф. ф-ка ВСЕГЕИ, 2007. 281 с.
12. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Сер. Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-37, 38 — м. Святой Нос, м. Канин Нос. Объяснительная записка. СПб.: Картограф. ф-ка ВСЕГЕИ, 2008. 251 с.
13. Другова Г. М., Левченков О. А., Савельева Т. Е. Гранитоиды раннего докембрия в Северо-Западном Беломорье // Записки ВМО. Ч. 124. 1995. № 1. С. 35–51.
14. Золото-кварцевое месторождение Майское (Северная Карелия): геологические и минералогическо-геохимические особенности, вопросы генезиса / Ю. Г. Сафонов [и др.] // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45, № 5. С. 429–451.
15. Изохронный Re-Os возраст золота жильного золото-кварцевого месторождения Майское (Северная Карелия, Балтийский щит) / С. А. Бушмин [и др.] // ДАН. 2013. Т. 448, № 1. С. 76–79.
16. Каликорвинская структура и ее положение в системе Северо-Карельских зеленокаменных поясов: Геохимические и геохронологические данные / Р. И. Милькевич [и др.] // Геохимия. 2007. № 5. С. 483–506.
17. Калинин А. А., Каулина Т. В., Серов П. А. Сравнение изотопных данных, полученных Sm-Nd и Re-Os методами для минералов и пород рудопоявления Озерное Салла-Куоляярвинской зоны // Вестник МГТУ. 2021. Т. 24, № 1. С. 5–13.
18. Калинин А. А., Кудряшов Н. М., Галкин Н. Н. Рудопоявления золота, меди и молибдена в зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров): геологические особенности и возраст // Золото Кольского полуострова и сопредельных территорий. Апатиты. 2010. С. 51–59.
19. Колядина А. И. Структурно-вещественные закономерности размещения золото-урановой минерализации Куоляярвинской структуры (Северная Карелия): автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб., 2017. 20 с.
20. Новые данные по датированию метаморфических и метасоматических пород Терского зеленокаменного пояса (Кольский полуостров) / Б. Ю. Астафьев [и др.] // Современные проблемы магматизма и метаморфизма: материалы Всероссийской конференции, посвященной 150-летию акад. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию проф. Г. М. Саранчиной. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2012. Т. 1. С. 51–53.
21. Проявления золота Южно-Печенгской структурной зоны: новые изотопно-геохимические данные / А. А. Калинин [и др.] // Материалы Всерос. (с междунар. участием) конф. «Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах» (8–12 июля 2013 г.). Апатиты, 2013. С. 69–71.
22. Ранний докембрий Балтийского щита / ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

23. Результаты Rb-Sr, Pb-Pb исследования золоторудного поля Майское, Северная Карелия / А. А. Вольфсон [и др.] // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии, 15–17 ноября 2000 г. М.: ГЕОС, 2000. С. 93–96.
24. Скуфьин П. К., Баянова Т. Б., Митрофанов Ф. П. Изотопный возраст субвулканических гранитоидных пород раннепротерозойской Панареченской вулcano-тектонической структуры (Кольский п-ов) // ДАН. 2006. Т. 408, № 6. С. 801–805.
25. Смолькин В. Ф., Межеловская С. В., Межеловский А. Д. Источники обломочного материала терригенных толщ палеобассейнов неорархейского и палеопротерозойского возраста восточной части Фенноскандинавского щита по данным изотопного анализа детритового циркона (SIMS, LA-ICP-MS) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28, № 6. С. 3–36.
26. Состав, происхождение и возраст редкоземельно-благороднометалльного оруденения в породах полосчатой железорудной формации Кольского п-ова. Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона / П. М. Горяинов [и др.] // Труды IX Всерос. (с междунар. участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 60-летию Геологического института КНЦ РАН (Апатиты, 2–3 апреля 2012 г.). Апатиты, 2012. С. 235–238.
27. Уточнение состава и возраста глинозёмистых гнейсов Урагубской зеленокаменной структуры позднего архея, Кольский полуостров / Т. А. Мыскова [и др.] // ЗРМО. Ч. СXXXIX. 2010. № 3. С. 15–21.
28. Этапы формирования урановой минерализации Салла-Куоляярвинской зоны (Северная Карелия): геологические и изотопно-геохронологические данные / А. А. Калинин [и др.] // ЗРМО. 2015. № 2. С. 99–108.
29. U-Pb возраст метаандезитов верхней части разреза супракrustальных образований северной части Тикшеозерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия) / О. А. Левченков [и др.] // ДАН. 2003. Т. 389, № 3. С. 378–381.
30. U-Pb (SHRIMP-RG) возраст циркона из редкометалльных (Li, Cs) пегматитов месторождения Охмьльк зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (северо-восток Фенноскандинавского щита) / Н. М. Кудряшов [и др.] // Зап. Горн. ин-та. 2022. Т. 255. С. 448–454.
31. Geochronology of hydrothermal processes leading to the formation of the Au-U mineralization at the Rompas prospect, Peräpohja belt, Northern Finland: application of paired U-Pb dating of uraninite and Re-Os dating of molybdenite to the identification of multiple hydrothermal events in a metamorphic terrane / F. Molnár [et al.] // Minerals. 2017. No. 7. P. 171.
32. Harju S. A. U-Pb zircon dating of metasedimentary rocks within the Ikkari gold deposit, Central Lapland belt, northern Finland: Master's Thesis / University of Oulu Faculty of Technology. 2022. 41 p.
33. Kalinin A. A., Kudryashov N. M. Porphyry-Related Metamorphosed Au-Ag and Cu-Mo Deposits in the Precambrian of the Fennoscandian Shield // Minerals. 2021. No. 11. P. 139.
34. Kalinin A., Kudryashov N., Savchenko Y. Timing and Evolution of Gold Mineralization in the Maljavr Occurrence (NW Russia), NE Part of the Fennoscandian Shield // Minerals. 2024. No. 14. P. 535.
35. Mänttari I. Lead isotope characteristics of epigenetic gold mineralization in the Palaeoproterozoic Lapland greenstone belt, northern Finland // Geological Survey of Finland, Bulletin 381. 1995. 70 p.
36. Mesoarchean banded iron formations of the Fennoscandian Shield: new zircon U-Pb (ID-TIMS and SHRIMP-II) isotope ages of noble metal mineralization and Nd-Sr data on whole rocks / T. B. Bayanova [et al.] // Intern. Geology Rev. 2022.
37. Mineral deposits of Finland / W. D. Maier, R. Lahtinen, H. O'Brien (eds). Amsterdam: Elsevier, 2015. 792 p.
38. Ore mineralogy and U-Pb and Re-Os geochronology in the Ikkari Gold Camp, Central Lapland belt, northern Finland / J.-P. Ranta [et al.]. 2023. URL: <https://www.researchgate.net/publication/374812295>
39. Repeated syn and post orogenic gold mineralization events between 1.92 and 1.76 Ga along Kiistala Shear Zone in the Central Lapland greenstone belt, northern Finland / F. Molnár [et al.] // Ore Geology Reviews. 2018. Vol. 101. P. 936–959.
40. The evolution of the Peräpohja Belt as viewed from within the Rompas-Rajapalot project / N. Cook [et al.] // Conference paper. 3rd Progress Meeting (7–10 October, 2019). Pohjola, Rovaniemi, 2019. P. 13–16.
41. The Saattopora orogenic Au-Cu deposit, Central Lapland Greenstone belt, Finland: fluid sources and timing of hydrothermal processes // F. Molnár [et al.] // Life with Ore Deposits on Earth, 15th SGA Biennial Meeting 2019. Glasgow, 2019. Vol. 2. P. 723–726.
42. U-Pb dating of hydrothermal monazite from the Levijarvi-Loukinen deposit, Central Lapland greenstone belt, northern Finland / M. Kurhila [et al.] // Geological Survey of Finland, Guide 63, 2017. URL: <https://www.researchgate.net/publication/314006567>.
43. U-Pb geochronology of monazite from the Hangaslampi gold deposit in the Paleoproterozoic Kuusamo schist belt, northern Finland: implications for dating multi-stage mineralizing events / E. Pohjolainen [et al.] // Mineral Resources to Discover: 14th SGA Biennial Meeting. 2017. Vol. 3. P. 1039–1042.

Основные этапы формирования золоторудных и золотосодержащих месторождений и рудопроявлений
в северо-восточной части Фенноскандинавского щита

Геодинамическая обстановка	Интервал времени, млрд лет	Металлогенетические события, связанные с данным этапом	Геологические структуры (зеленокаменные пояса, интрузивы)	Месторождения и рудопроявления
Формирование зародышей Мурманского, Инари-Кольского и Хетоламбинского микроконтинентов	> 2,93			
Образование древних островодужных систем и их аккреция к микроконтинентам	2,88–2,77	Формирование вулканогенно-осадочных толщ, вмещающих эпигенетические проявления золота	Пояс Колмозеро-Воронья, Тикшеозерско-Парандовская система	Пеллапах (Cu-Mo порфировое), Оленийское
Образование эпиконтинентальных рифтогенных зеленокаменных поясов	2,80–2,66		Стрельнинский, Урагубский, Аллареченский, Восточно-Печенгский, Оленегорский и другие пояса	
Объединение микроконтинентов в суперконтинент Кенорленд (коллизия «континент-континент»)	2,77–2,66	Орогенные месторождения Au и минерализация, связанная с посторогенным магматизмом	Пояс Колмозеро-Воронья	Няльм-1 и 2 (Au) Проявления Au в железистых кварцитах Оленегорской группы месторождений
Рифтогенез (мантийные пломы — начальная стадия раскола Кенорленда)	2,53–2,42	Расслоенные интрузии базит-гипербазитов	Оленегорский пояс	Федорова тундра, Киевей, Сев. Каменник, Вост. Чуарвы (PGE+Au)
Период «дремлющей тектоники» (осадконакопление в прогибах внутриконтинентальных)	2,3–2,11	Формирование толщ, вмещающих эпигенетические рудопроявления золота	Пояса Салла-Куоляярви, Печенга-Имандра-Варзуга, Куусамо, Перапохья	

Геодинамические события	Интервал времени, млрд лет	Металлогенетические события	Геологические структуры	Месторождения и рудопроявления
Рифтогенез и реактивизация внутриконтинентальных бассейнов с формированием межконтинентальных рифтов красноморского типа (мантыйный пллом, разрыв континента Кенорленд)	2,11–1,92	Расслоенные интрузии базит-гипербазитов	Центрально-Лапландский	Кевица (Ni, Cu+PGE, Au)
		Интрузии габро-верлиговой формации	Пояс Печенга-Имандра-Варзуга	Печенгская группа месторождений (Cu, Ni + PGE, Au)
Образование суперконтинента Колумбия; аккреционные орогены типа «дуга-континент»	1,93–1,86	Формирование толщ, вмещающих эпигенетические проявления золота, отложение золотосодержащих колчеданных руд	Пояс Салла-Куоляярви Центрально-Лапландский, Печенга-Имандра-Варзуга	Колчеданные руды Панареченской и Южно-Печенгской структуры, Прихиби́нья
		Орогенные рудопроявления золота	Центрально-Лапландский пояс, шир-зоны Сиркка и Кинстола Южно-Печенгская зона (пояс Печенга-Имандра-Варзуга)	Суурикуусикко, Саатто-пора, Левиярви и др. Пороярвинская площадь
Внутриконтинентальные коллизии типа «континент-континент»	1,87–1,70	Орогенные и связанные с посторогенным гранитоидным магматизмом	Стрельнинский пояс	Сергозерское, Сергозерское-DD, Ворговый
			Тикшезерский пояс	Средние и Верхние Клячаны
			Пояс Салла-Куоляярви	Майское
			Пояс Куусамо	Юомасуо и др.?
			Пояс Перапохья	Ромпас, Райапагог
			Центрально-Лапландский пояс	Пахтаваара

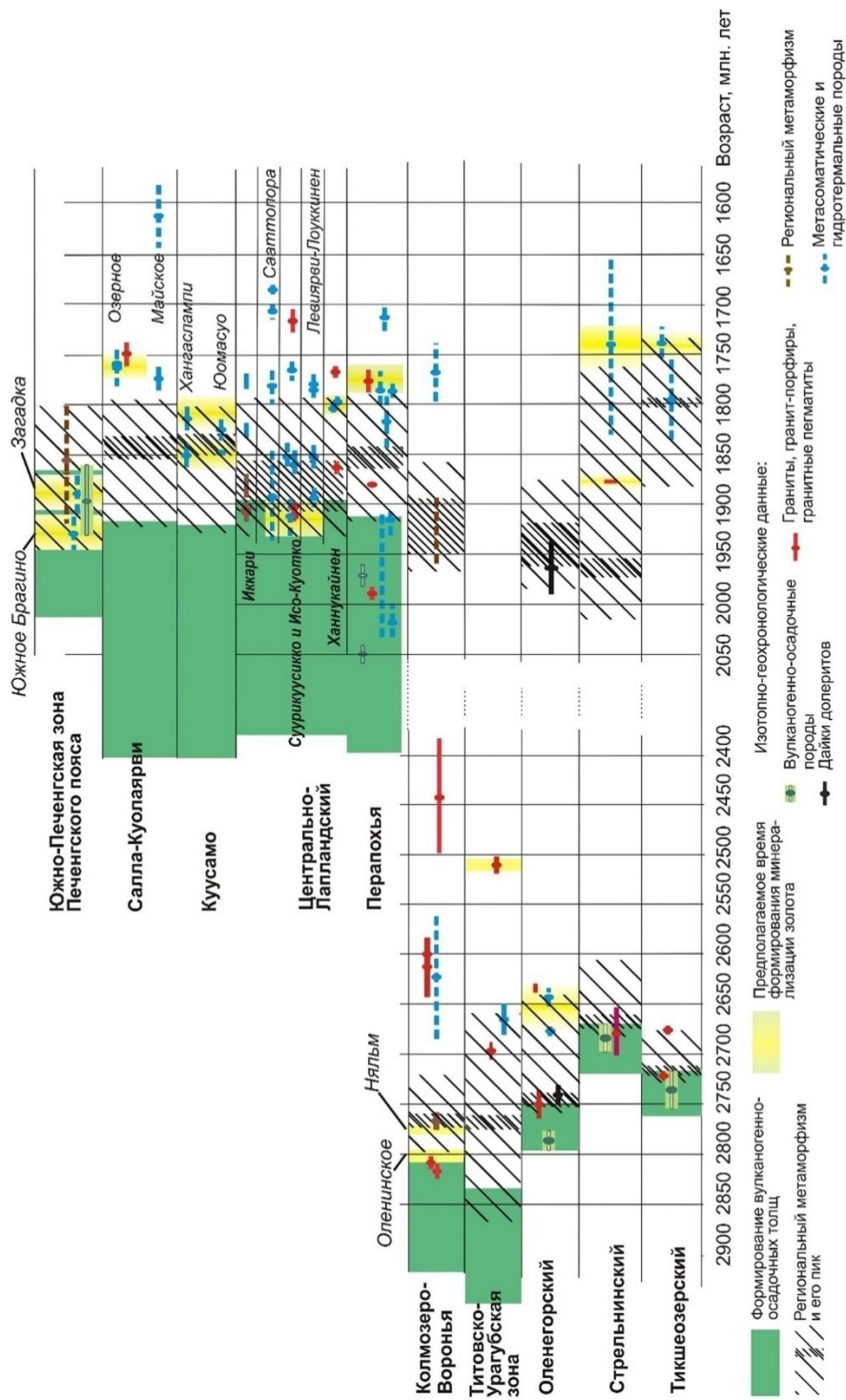


Рис. 128. Время формирования золоторудной минерализации в зеленокаменных поясах северо-восточной части Феноскандинавского щита. Рисунок составлен по данным таблицы 50. Более детальные диаграммы для месторождений шир-зоны Киистала в Центрально-Лапландском поясе и проявлений пояса Перапohья приведены ниже на рис. 130 и 131

Древняя островная дуга Колмозеро-Воронья была аккрецирована к Мурманскому микроконтиненту 2,78–2,76 млрд лет назад [Глубинное строение..., 2010].

В период 2,84–2,76 млрд лет назад формировались зеленокаменные пояса Тикшеозерско-Парандовской системы (Тикшеозерский пояс), которые рассматриваются как аккреционные орогены Хетоламбинского «микроконтинента». Эпиконтинентальные рифтогенные пояса Кольского «микроконтинента» Стрельнинский и Оленегорский формировались позже — 2,80–2,66 млрд лет назад [Глубинное строение..., 2010].

Объединение «микроконтинентов» в суперконтинент Кенорленд продолжалось в период с 2,87 до 2,66 млрд лет [Глубинное строение..., 2010], в Карельском кратоне, по уточненным данным финских геологов [The Archaean..., 2012; Nironen, 2017], — в период 2,73–2,68 млрд лет. В северо-восточной части Фенноскандинавского щита процесс начался с объединения Хетоламбинского и Инари-Кольского континентов, причем субдукция Хетоламбинского под Инари-Кольский сопровождалась эклогитовым метаморфизмом.

Время объединения Мурманского (с аккрецированным поясом Колмозеро-Воронья) и Инари-Кольского — примерно 2,77 млрд лет назад. Зона сочленения имела транспрессивно-сдвиговой характер, причем интенсивность сжатия нарастала в юго-восточном направлении (в современных координатах), что отразилось в увеличении степени метаморфизма пород пояса Колмозеро-Воронья в этом направлении от эпидот-амфиболитовой в районе рудопоявления Пеллапахк и месторождения Оленинского до амфиболитовой фации к юго-востоку от рудопоявления Няльм [Глубинное строение..., 2010]. В условиях коллизии типа «континент-континент» при метаморфизме пород формировались проявления золоторудной минерализации орогенного типа в зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья (Няльм-1 и Няльм-2).

Минерализованные породы молибден-порфирирового рудопоявления Пеллапахк и эпитермального золото-серебряного месторождения Оленинского, сформировавшихся на этапе становления вулканогенно-осадочных комплексов впоследствии претерпели региональный метаморфизм амфиболитовой фации при температуре 550–600 °С и давлении 3–4 кбар в неоархейское время, затем в палеопротерозое (при температуре около 530 °С и давлении около 5,5 кбар) [Высокоградиентные..., 1982]. Признаки метаморфизма оруженелых пород установлены на Пеллапахке, на Оленинском и Няльм-2.

К последствиям метаморфизма эпитермальных руд Оленинского месторождения в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации можно отнести отсутствие пирита в составе минерализации (кроме поздних кварцевых метасоматитов), поскольку пирит мог быть замещен пирротином при метаморфизме амфиболитовой фации. Кроме того, о наложенном метаморфизме говорит характер метасоматического преобразования вмещающих пород, а именно развитие диопсидовых метасоматитов (диопсид замещает роговую обманку), малая распространенность карбонатов (только иногда кальцит встречается в диопсидовых метасоматитах) и практически полное отсутствие хлорита. Отсутствие хлорита

объясняется его замещением амфиболом в условиях выше зеленосланцевой фации. Низкое содержание карбонатов может быть связано с удалением CO₂ при региональном метаморфизме. Кроме того, о наложенном метаморфизме свидетельствуют структуры кристаллизации сульфидных расплавов, установленные в рудах проявления Пеллапах, месторождения Оленинского и на рудопроявлении Няльм-2 (см. подраздел 5.3).

Период 2,67–2,60 млрд лет — это время региональных метасоматических преобразований в метаморфических комплексах пояса Колмозеро-Воронья. Региональные метасоматиты секутся жилами редкометалльных Li-Cs пегматитов с возрастом 2,61–2,63 млрд лет [Геохронология редкометалльных..., 2022; U-Pb (SHRIMP-RG)..., 2022]. Следует отметить, что с этим же периодом времени связаны метасоматические преобразования пород в Титовско-Урагубской зоне и в Оленегорском зеленокаменном поясе (рис. 128).

Комплекс пород, вмещающих рудопроявления золота в Титовско-Урагубской зоне (является продолжением пояса Колмозеро-Воронья к северо-западу), формировался в период от 2,95 до 2,83 млрд лет. Нижняя граница данного интервала определяется возрастом обломочных цирконов в базальных конгломератах пояса [Смолякин и др., 2020], верхняя — возрастом самых молодых вулканогенных пород в разрезе зоны [Уточнение состава..., 2010]. Породы были регионально метаморфизованы в условиях средней и верхней части амфиболитовой фации в период 2,83–2,66 млрд лет, пик метаморфизма — 2,76–2,79 млрд лет [Новые данные о составе..., 2005; Уточнение состава..., 2010]. Метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы были прорваны интрузиями плагиомикроклиновых гранитов с возрастом 2,70 млрд лет. Позднее биотитовые гнейсы-метаконгломераты претерпели метасоматические преобразования. Сформировавшиеся метасоматиты несут арсенопирит-пирротиновую минерализацию с повышенным содержанием золота. Возраст метасоматитов, определенный по цирконам из измененных гнейсов-метаконгломератов, составляет 2,66–2,67 млрд лет [Kalinin et al., 2024], это время хорошо согласуется с временем пика метаморфизма гнейсов в примыкающем к Титовско-Урагубской зоне с юга Центрально-Кольском блоке [Мыскова, Милькевич, 2016]. На отметке примерно 2,51 млрд лет биотитовые гнейсы-метаконгломераты и метасоматиты по ним были прорваны жилами турмалиновых гранит-пегматитов. Под воздействием пегматитов арсенопирит-пирротиновая минерализация метасоматитов была перекристаллизована, самородное золото и матильдит на рудопроявлении сконцентрированы именно в перекристаллизованных арсенопирите и лёллингите. Таким образом, минерализация золота на рудопроявлении Мальявр в Титовско-Урагубской зоне формировалась в ходе длительного многостадийного процесса, завершившегося на рубеже неоархея и палеопротерозоя при внедрении пегматитов.

В Оленегорском поясе по цирконам получены следующие значения возраста вмещающих пород: тоналиты — 2,79 млрд лет, железистые кварциты — 2,78 млрд лет, микроклинизированные биотитовые гнейсы — 2,79–2,71 млрд лет [Mesoarchaeon..., 2022]. Последние цифры, предположительно, интерпретируются как возраст регионального метаморфизма [Баянова, Егоров, 1999; Состав, происхождение...,

2012]. Время формирования золотосодержащих скарноидов и ассоциирующих с ними гидротермальных жил попадает в интервал 2,67–2,63 млрд лет (см. табл. 50) [Состав, происхождение..., 2012; Mesoarchaean..., 2022], то есть оторвано от пика регионального метаморфизма почти на 100 млн лет. Близкий возраст имеют и гранитные пегматиты, жилы которых отмечены на участке развития скарноидов: U-Pb возраст циркона из гранитных пегматитов на Кировогорском месторождении составляет от 2,63 до 2,64 млрд лет [Mesoarchaean..., 2022]. Следует заметить, что минерализация золота приурочена главным образом именно к участкам развития пегматитов.

Период от 2,68–2,66 до 2,10 млрд лет — это время относительно устойчивого существования кратона, который периодически подвергался воздействию мантийных плюмов и в обстановке расширения земной коры — рифтообразованию. Первое достоверно установленное событие такого рода — формирование в Кольском регионе расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий с возрастом приблизительно 2,5 млрд лет. Мафит-ультрамафитовые интрузивы содержат платинометалльную минерализацию, и золото в них является одним из попутных компонентов.

В это время зародились две рифтовые системы, ориентированные с северо-запада на юго-восток (в современных координатах). В рифтовых прогибах последовало образование сумийских толщ вулканитов от основного до кислого состава на территории современных России (пояс Имандра-Варзуга, Ветреный пояс) и Финляндии (пояса Центрально-Лапландский, Салла).

Следующее подобное событие 2,44–2,43 млрд лет назад тоже выразилось во внедрении мафит-ультрамафитовых интрузивов (интрузии Пеникат, Суханко, Наркаус и другие в Финляндии, Олангская группа интрузий в Северной Карелии), эти интрузии также содержат платинометалльную минерализацию с попутным золотом. Рифтогенез, сопровождавший внедрение этого комплекса интрузий, привел к образованию рифтов СЗ-ЮВ-ориентировки в Кольском блоке и системы взаимно перпендикулярных рифтов в северной части Карельского кратона [Reading..., 2013; Nironen, 2017; Köykkä et al., 2019]. Дальнейший ход геологических процессов в рифтах палеопротерозойского возраста показан на (рис. 129).

Толщи сариолия (2,40–2,30 млрд лет), перекрывающие сумийские вулканиты либо залегающие на денудированной поверхности архейского фундамента (пояса Куусамо и Печенгский), представлены в основном осадочными терригенными породами при подчиненной роли континентальных и мелководных вулканитов.

В период от 2,3 до 2,1 млрд лет тектоническая активность была невысокой. В это время формировались ятулийские толщи осадочных обломочных пород (кварциты, аркозы) в мелководных морских условиях (в том числе толщи эвапоритов в поясах Перапохья, Куусамо, Центрально-Лапландском), позднее сменившиеся более глубоководными карбонатными осадочными толщами. Вулканиты ятулия представлены преимущественно потоковыми континентальными базальтами. Супракрустальные толщи в поясах Финляндии прорваны дайками и силлами долеритов с возрастом около 2,2 млрд лет. В поясах Куусамо, Салла-Куолаяви, Центрально-Лапландском, Перапохья именно ятулийские метаосадочные и метавулканические породы вмещают многие месторождения и рудопроявления золота.

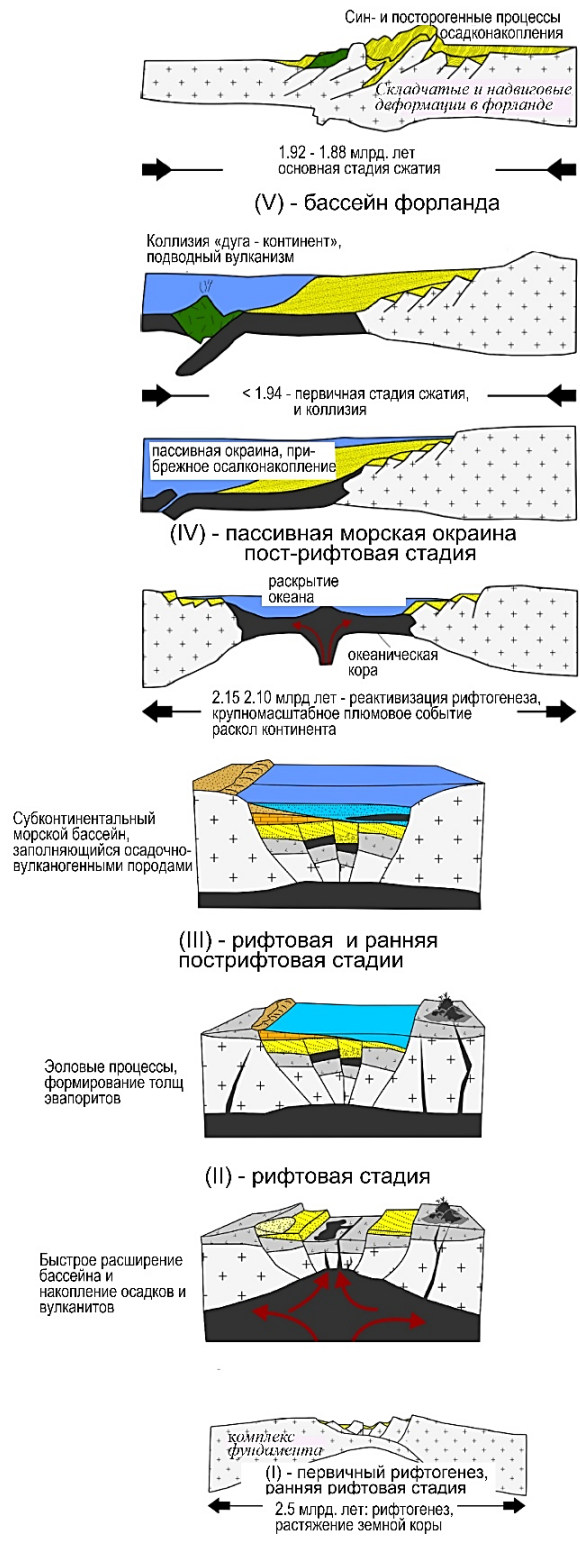


Рис. 129. Схема тектонической эволюции рифтовых бассейнов северной Финляндии в палеопротерозое (по [Köykkä et al., 2019])

Возникновение нового суперплюма в субконтинентальной мантии положило начало расколу архейского континента в период 2,10–2,05 млрд лет и формированию Кольского и Киттиля палеоокеанов. С временной отметкой около 2,10 млрд лет связано формирование массивов анорогенных гранитоидов, роев толеитовых даек и, чуть позже, внедрение расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий (2,06–2,05 млрд лет, массив Кевица, который содержит руды никеля и платиновых металлов с попутным золотом).

В период 2,05–1,95 млрд лет Фенноскандинавский щит был разделен на фрагменты тремя палеоокеанами — Кольским, Киттиля в северо-западной части Карельского кратона и Йормуа на юге. Рифты, ограничивающие Кольский палеоокеан, быстро заполнялись осадочными обломочными породами и более глубоководными турбидитами и карбонатными отложениями, а также значительными по мощности толщами океанических базальтов (толеитовые лавы и лавобрекчии). В этот период в вулканогенно-осадочных породах Печенгско-Имандра-Варзугского пояса формировались золотосодержащие колчеданные руды (Брагино в Южно-Печенгской зоне, Панареченское в пределах пояса Имандра-Варзуга). Породы этого возраста вмещают рудопроявления золота в Южно-Печенгской зоне. В палеоокеане Киттиля в этот период формировались наиболее значительные по площади распространения и по мощности толщи метавулканитов основного состава с подчиненным значением осадочных пород. Эти толщи служат вмещающими породами месторождений Иккари, Суурикуусикко и ряда рудопроявлений золота в шир-зоне Киистала.

Период от 1,95 до 1,87 млрд лет — это основная коллизионная стадия в регионе, когда на месте Кольского палеоокеана при его закрытии сформировался Лапландско-Кольский коллизионный ороген и было положено начало Свекофеннскому орогенезу [Балаганский и др., 2016]. В период 1,95–1,93 млрд лет субдукция океанической коры палеоокеана сменилась коллизией типа «континент-континент». В дальнейшем пик коллизионных событий постепенно смещался к югу, и в период 1,91–1,89 млрд лет назад он достиг границы Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона [Балаганский и др., 2016]. Практически одновременно (около 1,92 млрд лет) произошло закрытие палеоокеана Киттиля [Hanski, Nuhma, 2005; Кюйккя et al., 2019] (рис. 129); период 1,92–1,89 млрд лет — это время Саво-Лапландской орогении. К возрастной отметке в 1,87 млрд лет фрагменты архейских континентов и «микроконтинентов» и палеопротерозойские структуры объединились, образовав протоконтинент Фенноскандия [Nironen, 2017].

Последовательная аккреция разновозрастных островных дуг к Карельскому кратону с юго-западной стороны продолжалась и далее: выделяются Феннийская (1,87–1,84 млрд лет) и Свекобалтийская (1,83–1,80 млрд лет) орогении, которые сопровождались метаморфизмом, развитием складчатости и разломов, а также гранитоидным магматизмом. Эти события находили свое отражение в северной части Карельского кратона и геологических структурах Лапландско-Кольского

орогена в виде повторных актов метаморфизма, активизации магматической деятельности и гидротермально-метасоматических процессов.

С событиями этого этапа связано формирование орогенных месторождений и рудопроявлений в сутурной зоне, ограничивающей ядро Лапландско-Кольского коллизионного орогена с севера (проявления Пороярвинской площади в Южно-Печенгской зоне, Сергозерское и Ворговый в Стрельнинском поясе), в шир-зонах Сиркка и Киистала в Центрально-Лапландском поясе (Суурикуусикко, Иккари, Сааттопора, Левиярви-Лоуккинен), а также в поясах Куусамо (Юомасуо, Хангаслампи, Меурастенахо и др.) и Салла-Куолаярви (Кайралы).

Рудопроявления Пороярвинской площади формировались в вулканогенно-осадочных породах на этапе их регионального метаморфизма, но до достижения пика метаморфических событий (в условиях пластичных деформаций пород), что и обусловило вкрапленный (а не жильный) характер минерализации в смятых в складки телах метасоматических кварцитов. Возраст минерализованных метасоматических пород рудопроявления Загадка Sm-Nd методом оценен в 1888 ± 22 млн лет, а проявления Южное Брагино — в 1928 ± 12 млн лет. Для пород брагинской и каплинской толщ Южной Печенги Rb-Sr методом ранее были получены значения приблизительно 1,85–1,86 млрд лет [Балашов, 1995], которые можно интерпретировать как возраст пика метаморфизма.

На многих объектах Финской Лапландии выявлено несколько импульсов активизации гидротермально-метасоматических процессов. Отмечено, что такие импульсы нередко совпадают во времени с формированием интрузий или даек определенных комплексов гранитоидов в районе месторождения/рудопроявления, причем это касается не только рудных объектов, связанных с магматизмом (например, минерализация золота на месторождении Райапалот), но также и метаморфогенно-гидротермальных месторождений (например, Исо-Куотко и Суурикуусикко).

Геохронологические данные о формировании пород, несущих золоторудную минерализацию в Центрально-Лапландском поясе (табл. 50 и рис. 129 и 130) можно сгруппировать (в значительной мере условно) в следующие интервалы времени: 1930–1900, 1880–1850 и 1790–1760 млн лет.

К первому из указанных интервалов (период до пика метаморфизма) относятся данные о возрасте фельзитовых даек и малых интрузий гранитоидов, определения возраста сульфидной минерализации (месторождения Суурикуусикко, Сааттопора) и монацита (Лоуккинен). Второй (отвечает пику метаморфизма) и третий (после пика метаморфизма) возрастные интервалы выделены по изотопному составу монацитов месторождений и рудопроявлений Исо-Куотко, Сааттопора и Лоуккинен. Второй этап отвечает возрасту гранитоидов формации Хапаранда, третий — формации Наттанен. Таким образом, геохронологические данные свидетельствуют о ряде последовательных гидротермально-метасоматических событий при формировании золоторудной минерализации Центрально-Лапландского пояса [Multistage..., 2017; Repeated..., 2018], многие из этих событий коррелируют с проявлениями интрузивного и дайкового магматизма (рис. 130).

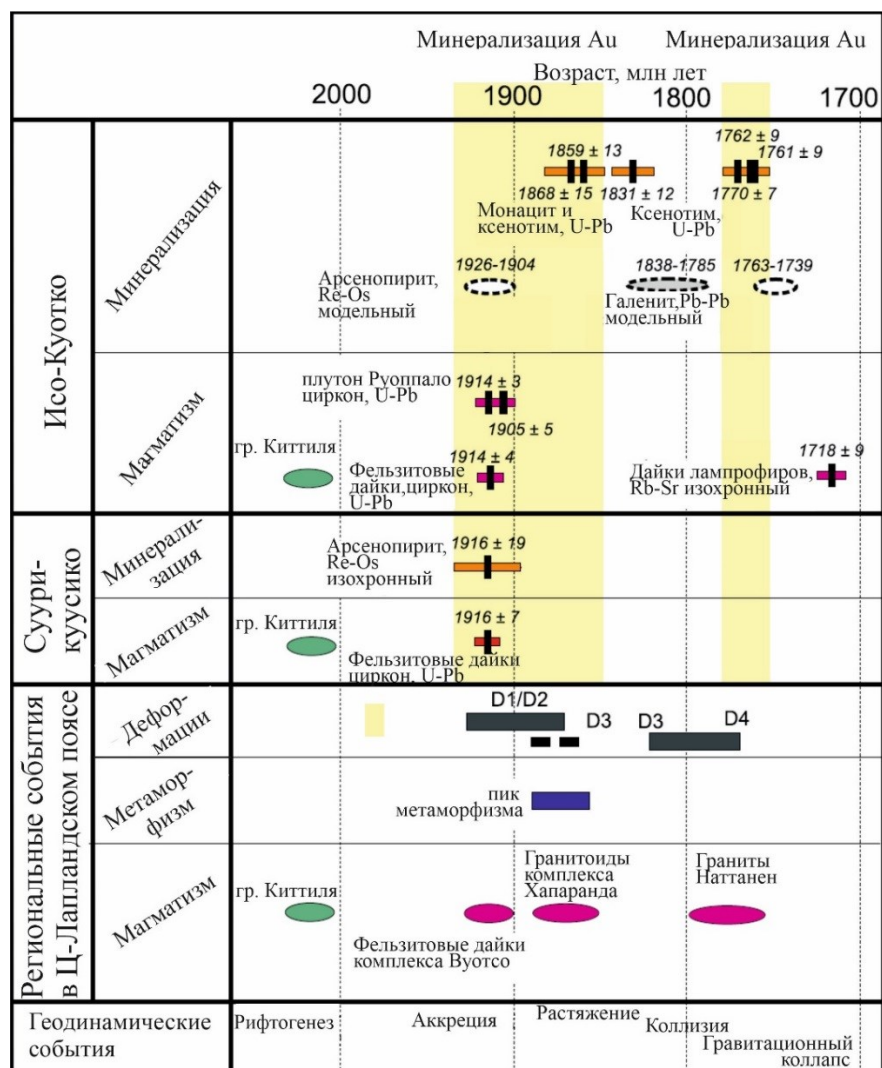


Рис. 130. Геохронологические данные по формированию золоторудной минерализации на месторождениях Суурикуусико и Исо-Куотко в Центральном-Лапландском поясе (по [Repeated..., 2018])

Исследование цирконов вмещающих минерализацию золота осадочных пород на месторождении Иккари показало их зональное строение: ядра представлены детритовыми цирконами с возрастом более 2 млрд лет, в каймах обрастания возраст циркона из конгломератов составил 1,91–1,92 млрд лет, из кварцитов — 1,86–1,89 млрд лет, этот возраст интерпретирован как возраст метаморфизма [Narju, 2022]. Показатели возраста гидротермальных монацитов и ксенотимов, полученные U-Pb методом, имеют бимодальное распределение с двумя максимумами — 1,82–1,83 и 1,77–1,78 млрд лет, это возраст гидротермально-метасоматических преобразований [Ore mineralogy..., 2023].

В результате геохронологических исследований оруденелых пород пояса Куусамо также установлено несколько импульсов гидротермальной активности

при формировании золото-кобальтовых месторождений и рудопроявлений. Для ранней стадии развития минерализации на месторождении Юомасуо и на расположенном в непосредственной близости рудопроявлении Хангаслампи получены значения 1847 ± 1 млн лет [Mänttari, 1995] и 1849 ± 8 млн лет [U-Pb geochronology..., 2017] соответственно, а для поздней — 1822 ± 5 млн лет (Юомасуо [Mänttari, 1995]) и 1812 ± 10 млн лет (Хангаслампи [U-Pb geochronology..., 2017]). Полученные данные не противоречат геологическим наблюдениям, согласно которым Fe-Co-Au месторождения пояса Куусамо формировались до пика метаморфических событий, а Fe-Co-Au-U (к этой группе относятся Юомасуо и Хангаслампи) — в начале регрессивной стадии [Vanhanen, 2001].

С поздне- и посторогенным магматизмом стадии 1,87–1,7 млрд лет связано формирование золотосодержащих месторождений и рудопроявлений в поясах Перапохья (Ромпас, Райапалот) и, вероятно, Салла-Куоляярви (Майское, Озерное).

В развитии золото-урановой минерализации на рудопроявлении Ромпас выделено несколько стадий [Geochronology..., 2017] (рис. 131). Ранний уранинит-1 отлагался на стадии развития амфибол-карбонат-кварцевых жил до пика метаморфизма и складчатых деформаций (2050–1980 млн лет, рис. 131), поскольку эти жилы смяты в складки вместе с вмещающими их породами. На следующей стадии, на свекофеннском этапе метаморфизма, ближе к пику метаморфических событий, ранний уранинит был перекристаллизован (уранинит-2). При гидротермально-метасоматической переработке пород, предположительно растворами магматогенного происхождения, уранинит был еще раз перекристаллизован, возраст уранинита-3 оценивается 1819 ± 37 млн лет. В этот период было привнесено углеродистое вещество, сформировавшее ассоциацию пиробитумов с уранинитом-3, а затем золото, отложившееся на зернах пиробитумов и уранинита-3 вместе с теллуридами, арсенидами, сульфидами [Geochronology..., 2017]. Отложение золота на рудопроявлении Ромпас, а также теллуридов, арсенидов и сульфидов на зернах уранинита с керогенами происходило примерно 1,75–1,78 млрд лет назад (рис. 131, табл. 50), что соответствует времени внедрения гранитов 1,76–1,79 млрд лет.

Близкое значение времени формирования минерализации получено для месторождения Райапалот по монацитам из пород с золото-кобальтовой минерализацией (U-Pb метод [The evolution..., 2019]) и по молибдениту (1778 ± 13 и 1782 ± 6 млн лет, Re-Os [Geochronology..., 2017]) (табл. 50, рис. 131). Возраст молибденитов практически совпадает с возрастом гранитоидов Центрально-Лапландского комплекса — 1,78 млрд лет, что еще раз подчеркивает вероятную роль гранитоидов как источника растворов/флюидов.

Золотоносные урановые рудопроявления в альбититах на восточном фланге пояса Салла-Куоляярви формировались в интервале 1745–1760 млн лет, согласно определению возраста минерализованных альбититов рудопроявлений Озерного и Алим-Курсуярви U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd методами [Этапы формирования..., 2015; Калинин и др., 2021]. В пределах ошибки это значение близко к возрасту даек гранитов на восточном фланге пояса Салла-Куоляярви 1748 ± 13 млн лет [Колядина, 2017].

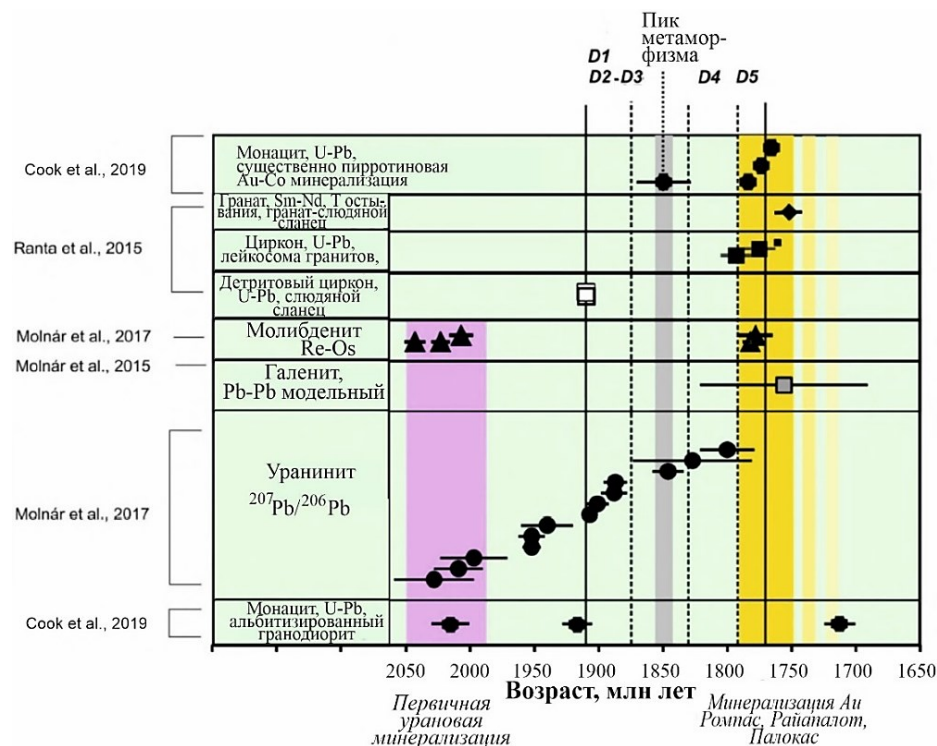


Рис. 131. Геохронологические данные по формированию золоторудной минерализации на рудопоявлении Ромпас и месторождении Райапалот (по [The evolution..., 2019], с незначительными изменениями)

Возраст браннерита рудопоявления Озерного определен U-Pb методом в 385 ± 2 млн лет по нижнему пересечению дискордии [Этапы формирования..., 2015]. Это означает, что в период палеозойской магматической активизации при внедрении щелочно-карбонатных интрузий (карбонатитовый массив Салланлатва в пределах пояса Салла-Куоляярви и щелочно-ультраосновной массив Вуориярви в его обрамлении) урановая минерализация была перекристаллизована.

Возраст месторождения Майского в поясе Салла-Куоляярви является спорным. Региональная пропилитизация пород датирована 1770 ± 9 млн лет, то есть она связана с регрессивной стадией свекофеннского метаморфизма. Все другие полученные для месторождения Майского значения возраста оторваны от свекофеннского метаморфизма на сотни миллионов лет. Возраст магнезиального метасоматоза, который также рассматривается как дорудный процесс, — 1610 ± 30 млн лет. Для полевых шпатов из околорудных метасоматитов получено значение 1380 ± 40 млн лет (K-Ar), близкий возраст 1403 ± 24 млн лет установлен Rb-Sr методом для актинолитовых метасоматитов. Геологический смысл этих значений возраста неясен. Для самого золота из месторождения Майского Re-Os-методом получен возраст 397 ± 15 млн лет [Изохронный Re-Os-возраст..., 2013], что предшествует времени внедрения щелочно-ультраосновных интрузий. Вопрос о возрасте месторождения Майского требует дальнейших исследований.

Архейские зеленокаменные пояса в средней и южной части Кольского региона, вовлеченные в палеопротерозойское время в коллизионные события (Стрельнинский, Тикшеозерский), содержат рудопроявления золота, имеющие палеопротерозойский возраст (Сергозерское, Ворговый, Верхние и Средние Кичаны).

Минерализация сульфидов и золота на рудопроявлениях Средние и Верхние Кичаны наложенная либо регенерированная в палеопротерозойское время: вмещающие толщи амфиболитов имеют неоархейский возраст 2,72–2,74 млрд лет, а возраст титанита (U-Pb метод) из измененных пород, который содержит золото в виде включений, составляет 1739 ± 15 млн лет. Последнее значение, по всей видимости, отражает возраст надвигообразования и развития рудоносных метасоматитов в палеопротерозое.

Нижний возрастной предел формирования минерализации золота на Сергозерском рудопоявлении в Стрельнинском поясе определяется возрастом дайки диоритовых порфиров 1874 ± 3 млн лет, поскольку дайка, как и вмещающие ее амфиболиты архейского возраста, тоже содержит минерализацию золота орогенного типа.

Порфириты в дайке метаморфизованы, и в настоящем виде они представляют собой биотитовые гнейсы с реликтовыми порфировыми вкрапленниками кварца, поэтому можно утверждать, что палеопротерозойский этап регионального метаморфизма был более протяженным по времени, чем показано на рис. 128, в соответствии с данными из опубликованных источников [Геологическое строение..., 2010; Балаганский и др., 2016].

Золотая минерализация орогенного типа формировалась, как установлено Rb-Sr методом, по наложенным минералам оруденелых метасоматически измененных амфиболитов, скорее всего в период 1739 ± 86 млн лет.

В дайках диорит-порфиров на площади Сергозерского рудопоявления присутствует также серебряно-висмутовая минерализация с золотом, связанная с кварцевыми жилами и зонами окварцевания в пределах даек. Эта минерализация формировалась до метаморфизма пород (что подтверждает присутствие структур кристаллизации сульфидных расплавов, описанных в подразделе 5.3), вероятно, возраст этой минерализации близок к возрасту самой дайки 1874 ± 3 млн лет.

Можно также отметить, что возраст минерализации золота в Тикшеозерском и Стрельнинском поясах, удаленных друг от друга на сотни километров, практически совпадает и, по всей видимости, связан с единым региональным геотектоническим событием.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Образование золоторудных месторождений и рудопроявлений в Кольском регионе связано с двумя этапами коллизионных событий — неоархейским (~2,83–2,63 млрд лет) и палеопротерозойским (~1,92–1,72 млрд лет), в Финской Лапландии все известные месторождения и рудопроявления золота сформировались на палеопротерозойском этапе. На каждом из этапов формирование месторождений и рудопроявлений золота могло произойти:

- на стадиях накопления вулканогенно-осадочных толщ при магматической активности (минерализация порфирово-эпитермальной рудной системы Пеллапахк-Оленинское, золотосодержащие колчеданные руды Панареченского рудопроявления, колчеданные проявления в Южно-Печенгской зоне и в Прихибинье);

- при региональном метаморфизме вулканогенно-осадочных комплексов до пика или на пике метаморфизма: орогенные рудопроявления Няльм-1 и Няльм-2, Пороярвинская площадь, месторождения и рудопроявления поясов Центрально-Лапландского (Суурикуусикко, Исо-Куотко и др.) и Куусамо (Юомасуо, Хангаслампи);

- на регрессивной стадии регионального метаморфизма и при повторных актах метаморфизма; отрыв во времени образования минерализации золота от главного пика метаморфизма может достигать 200 млн лет (рудопроявления Сергозерское и Ворговый в Стрельнинском поясе, Верхние и Средние Кичаны в Тикшеозерском поясе, золотая минерализация в скарноидах и гидротермальных жилах Оленегорской группы месторождений железистых кварцитов, рудопроявление Мальявр в Титовско-Урагубской зоне, урановое с золотом рудопроявление Озерное в поясе Салла-Куоляярви);

- под воздействием поздне- и посторогенного (?) гранитоидного магматизма (Райапалот, Ромпас в поясе Перапохья и, возможно, Майское и Озерное в поясе Салла-Куоляярви).

Формирование рудопроявлений часто происходит синхронно с дайковым магматизмом и/или с образованием жил гранитных пегматитов. Во многих случаях внедрение даек и/или пегматитовых жил просто свидетельствует об активизации тектонической и магматической деятельности в период формирования минерализации золота и не связано генетически с проявлениями золота (например, на месторождении Суурикуусикко и рудопроявлении Исо-Куотко в Финской Лапландии, в скарноидах и гидротермальных жилах Оленегорской группы месторождений, на урановом с золотом рудопроявлении Озерное). Но в некоторых случаях дайковые и жильные образования играли важную роль в формировании минерализации золота. Так, на рудопроявлении Мальявр внедрение пегматитов привело к перекристаллизации рудных минералов

в измененных вмещающих гнейсах-метаконгломератах и к формированию минерализации золота в ее настоящем виде. На Сергозерском рудопроявлении сами дайки диорит-порфиров в зонах окварцевания содержат серебряно-висмутовую с золотом минерализацию, а за пределами даек такая минерализация не встречается.

Принимая во внимание геологическое положение золоторудных объектов и с учетом характера минерализации, в Кольском регионе можем выделить следующие генетические типы рудопроявлений и месторождений золота:

- *орогенные рудопроявления*: Няльм-1 и Няльм-2, Сергозерское (основная рудная зона), Средние Кичаны, Кайралы, проявления в кварцитах Пороярвинской площади;

- *орогенные, регенерированные в ходе наложенных гидротермальных процессов*: рудопроявления Мальявр, Верхние Кичаны, а также скарноиды и гидротермальные жилы в Оленегорской группе месторождений железистых кварцитов;

- *метаморфизованные золотосодержащие колчеданные* рудопроявления: Панареченское, проявления в Южно-Печенгской зоне и в Прихибинье;

- *метаморфизованное эпитермальное* месторождение Оленинское;

- *связанные с интрузивным поздне- и посторогенным магматизмом*: Сергозерское-DD, возможно, также Майское и Озерное.

По геохимическим характеристикам месторождения и рудопроявления региона можно разделить на три группы: собственно золоторудные, золоторудные с цветными металлами, урановые золотосодержащие (см. табл. 37, 38).

Из объектов Кольского региона к группе собственно золоторудных рудопроявлений отнесены Няльм-1, Пороярви, Сергозерское (основная рудная зона), Средние Кичаны, Мальявр, из рассмотренных месторождений и рудопроявлений Финской Лапландии — Суурикуусикко, Исо-Куотко и Хирвилаванмаа. Таким образом, группа собственно золоторудных месторождений и проявлений включает месторождения орогенного типа, кроме них также рудопроявление Мальявр, которое отнесено нами к орогенным объектам, регенерированным в ходе более поздних гидротермальных процессов. Для всех объектов этой группы характерно отношение $Au/Ag > 1$.

В группе золоторудных с цветными металлами объектов выделено три подгруппы: с Au-Cu, Au-Co и с Au-Ag полиметаллической геохимической ассоциацией.

В подгруппу с Au-Cu геохимической ассоциацией попадает малое месторождение Майское (пояс Салла-Куолаярви), из объектов в Финской Лапландии — Кивимаа (пояс Перапохья). Отношение Au/Ag в месторождениях этой подгруппы больше 1. Генетический тип месторождений с Au-Cu геохимической ассоциацией (Майское и Кивимаа) остается неясным. Месторождение Кивимаа финскими геологами классифицируется как орогенное [Kivimaa..., 2022] либо как связанное с интрузивным магматизмом [Rouhonenkoski, Isokangas, 1974]. Орогенному генезису месторождения Майского противоречат геохронологические данные: время его формирования достаточно существенно оторвано от времени регионального метаморфизма пород зеленокаменного пояса. Не исключена связь генезиса этого месторождения с массивом гранитоидов, не выходящим на поверхность.

В подгруппу с Au-Co геохимической ассоциацией включены месторождения и рудопроявления Финской Лапландии из поясов Куусамо (Юомасуо, Меурастуксенахо и др.) и Центрально-Лапландского (Сааттопора, Левиярви-Лоуккинен, Мустаярви и др., предположительно, также Иккари). В Кольском регионе золоторудные объекты с такой геохимической ассоциацией не установлены. По геологическому строению месторождения, включенные в рассматриваемую подгруппу, полностью соответствуют орогенным, но отличаются геохимическими характеристиками (обогащенность цветными металлами). Финскими геологами эти месторождения классифицированы как «орогенные с аномальной геохимической ассоциацией». Наиболее вероятной причиной геохимической аномальности представляется дорудная региональная альбитизация пород: вмещающие породы интенсивно и многократно (3-го этапа альбитизации) переработаны метасоматически регионально [Vanhanen, 2001]. Поскольку миграционная способность кобальта в значительной степени (выше, чем для никеля) зависит от солёности флюида, то кобальт мог быть легко мобилизован высокосолёными растворами из вмещающих пород [A review..., 2016]. Для объектов этой подгруппы также характерно отношение Au/Ag более 1.

В подгруппу с золото-серебряно-полиметаллической (Au, Ag, Pb, Zn, Cu) ассоциацией в Кольском регионе входят: во-первых, рудные объекты, формирование которых связано с вулканическим и субвулканическим магматизмом (колчеданные руды Панареченской структуры, эпитермальное золото-серебряное месторождение Оленинское и приуроченное к дайкам гранит-порфиров рудопроявление Сергозерское-DD); во-вторых, проявление Верхние Кичаны и проявления минерализации золота в скарноидах и гидротермальных жилах железорудных месторождений Оленегорской группы. Эти рудопроявления классифицированы нами как орогенные, регенерированные в ходе наложенных гидротермальных процессов. В Финской Лапландии месторождения и рудопроявления с золото-серебряно-полиметаллической (Au, Ag, Pb, Zn, Cu) ассоциацией не выявлены. Отношение Au/Ag в рудных объектах этой подгруппы меньше 1, что отличает их от месторождений и рудопроявлений других групп. Высокое содержание серебра в рудопроявлениях, отнесенных к этой подгруппе, определяет развитие собственных минералов серебра (сульфидов и сульфосолей, теллуридов), а не только его сплавов с золотом.

В группу урановых золотосодержащих (U-Au) рудопроявлений из объектов Кольского региона включены рудопроявления в альбититах пояса Салла-Куалаярви, в первую очередь Озерное, а из месторождений и рудопроявлений северной Финляндии — рудопроявление Ромпас. Предполагается образование урановых золотосодержащих (U-Au) рудопроявлений под воздействием интрузивного гранитоидного магматизма.

К «сквозным» элементам, которые ассоциируют с золотом в разных генетических типах и геохимических группах месторождений, следует отнести мышьяк (его высокая концентрация установлена в 14 из 23 рудных объектов (см. табл. 37 и 38), висмут (12 из 23), селен (12 из 23) и теллур (11 из 23).

Из тридцати с лишним известных минералов золота в месторождениях и рудопроявлениях в метаморфических комплексах Кольского региона установлено тринадцать минеральных видов. Самым распространенным из них является самородное золото в сплавах с серебром, при этом можно найти все члены непрерывного ряда от самородного серебра до практически чистого золота. Кроме сплавов золота с серебром и теллуридов золота (петцит, калаверит, сильванит, костовит, монтбрейит) в Кольском регионе установлены интерметаллические соединения золота с медью (купроаурид, аурикуприд), висмутом (мальдонит), сурьмой (ауростибит), а также сульфид золота и серебра (ютенбогардит). Данные по месторождениям северной Финляндии позволяют дополнить список минералов золота хунчунитом (интерметаллическое соединение золота со свинцом).

«Невидимое» золото характерно только для месторождения Суурикуусикко в Финляндии, где основная часть золота связана с арсенопиритом (73,2 % всего золота) и мышьяковистым пиритом (22,7 % всего золота) 2-й генерации. На остальных рудных объектах северо-восточной части Фенноскандинавского щита золото преимущественно образует микровключения самородного металла в арсенопирите, пирротине или пирите. В тех случаях, когда в породах присутствует лёллингит, золото нередко ассоциирует именно с ним и выделяется по границе лёллингита с арсенопиритом. Если же наряду с арсенопиритом относительно широко развит герсдорфит, золото чаще приурочено к герсдорфиту и реже к арсенопириту.

Наиболее широкие вариации состава минералов ряда золото-серебро от богатых серебром сплавов $Ag_{0,81}Au_{0,19}$ - $Ag_{0,50}Au_{0,50}$ до высокопробного золота $Ag_{0,25-0,00}Au_{0,75-1,00}$ выявлены на Оленинском месторождении, в минерализованных кварцевых жилах Сергозерского-DD рудопроявления, в составе минерализации скарноидов на Оленегорском и Кировогорском месторождениях железистых кварцитов. Золото средней пробности $Ag_{0,50-0,25}Au_{0,50-0,75}$ преобладает в собственно золоторудных рудопроявлениях Няльм, Кичаны, Мальъявр и Пороярви, а также в колчеданных рудах Панареченского проявления. Только высокопробное золото установлено в рудах месторождения Майского и на золотосодержащем урановом рудопроявлении Озерном.

Различаются минералы ряда золото-серебро из различных месторождений и рудопроявлений региона по набору и содержанию в них элементов-примесей. В золоте рудопроявлений Средние Кичаны, Сергозерское, Пороярви, Няльм содержание примесей ниже предела обнаружения элементов микронзондовым анализом или близко к нему. В составе золото-серебряных сплавов на Оленинском месторождении постоянно присутствует сурьма. Примесь меди характерна для золота месторождения Майского, рудопроявлений Озерного и Ромпас и для золота в месторождениях железистых кварцитов Оленегорской группы.

Зерна золота средней и высокой пробности, как правило, по составу однородны. Богатые серебром сплавы неоднородны, нередко с зональным распределением металлов: внешние части зерен обычно обогащены серебром по сравнению с внутренними (ростовая зональность). При развитии горчичного золота, когда серебро из внешней зоны выносятся, возможно формирование обратной либо сложной зональности.

Формирование минерализации золота происходило в основном на ранних, относительно высокотемпературных стадиях минералообразования. Для большинства золоторудных объектов региона характерна ассоциация минералов золота с сульфидами и сульфоарсенидами железа: с пиритом (чаще с мышьяковистым), с пиритом и арсенопиритом, с пирротинном и арсенопиритом (\pm лёллингит).

Пирит (с арсенопиритом или без него) является основным сульфидным минералом на месторождениях и рудопроявлениях золота в породах, метаморфизованных в условиях не выше зеленосланцевой фации. Исключение — рудопроявление Верхние Кичаны (амфиболитовая фация метаморфизма): предполагается, что минерализация здесь формировалась на регрессивной стадии метаморфизма при снижении температуры и давления до РТ-условий устойчивости пирита. На золоторудных месторождениях и рудопроявлениях в породах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации метаморфизма обычна ассоциация пирротина и арсенопирита.

Из минералов мышьяка для золота обычна ассоциация с арсенопиритом и лёллингитом (если он присутствует), а в рудопроявлениях, локализованных в ультраосновных породах, также с герсдорфитом. Если в породе имеется несколько генераций арсенопирита, то золото оказывается связанным с его определенными генерациями. Ассоциация золота с минерализацией кобальта (с кобальтином) является региональной особенностью зеленокаменных поясов Финской Лапландии (Au-Co месторождения), в Кольском регионе подобные рудопроявления не установлены.

В ассоциации с сульфосолями мышьяка самородное золото не отмечено.

Минералы сурьмы широко проявлены только на золото-серебряном месторождении Оленинском, на месторождении Суурикусикко и рудопроявлении Панареченском они отмечены как редкие минералы. Единичные находки есть на рудопроявлениях Сергозерском (ульманнит) и месторождении Майском (костибит). Сурьма характерна для золоторудных объектов разных типов, формировавшихся в условиях малой глубинности. Золото ассоциирует с минералами сурьмы только на Оленинском месторождении: непосредственными носителями золота являются дискразит и аурустибит, а золотистое серебро 3-й генерации нередко отмечается в сростаниях с сульфосолями сурьмы. На других рудных объектах в регионе золото в сростаниях с минералами сурьмы не отмечено, хотя по характеру выделения золота и минералов сурьмы предполагается их развитие на одной и той же стадии рудообразования.

Более устойчивую, чем с сурьмой, связь золото проявляет с висмутом. Минералы висмута мальдонит, висмутотеллуриды, самородный висмут образуют включения в арсенопирите, пирите, галените либо развиваются после отложения главных сульфидов в виде изолированных среди жильных минералов скоплений и цепочек зерен. На тех же стадиях минералообразования, что и указанные минералы висмута, часто в сростаниях с ними, отлагается самородное золото. Сульфиды и сульфосоли висмута развивались позже самородных металлов (висмута, золота) и теллуридов висмута, предположительно, в зоне вторичного

сульфидного обогащения руд, на что указывают многочисленные признаки замещения самородного висмута висмутином и матильдитом.

Золото часто ассоциирует с теллуридами, редко с селенидами. Время его кристаллизации относительно теллуридов разных металлов может быть различным. На рудопроявлении Ромпас самородное золото отлагалось позже, чем формировались мелонит, никелин, теллурид висмута (неидентифицированная фаза BiTe_2), но раньше, чем алтаит и фробергит. Для рудопроявления Озерного характерны сростания золота с мелонитом и алтаитом, при этом видно, что золото отлагалось несколько позже, чем мелонит, но раньше, чем алтаит. На месторождении Юомасуо, рудопроявлении Мальявр и в колчеданных рудах Панареченского проявления золото отмечается в полиминеральных включениях вместе с теллуридами и висмутотеллуридами в зернах (перекристаллизованных) поздней генерации пирита (Юомасуо, Панареченское) или арсенопирита (Мальявр); предполагается близко-одновременное отложение этих минералов. Вместе с висмутотеллуридами минерализация золота формировалась на Сергозерском-DD рудопроявлении и на рудопроявлениях Верхние и Средние Кичаны. При этом на рудопроявлениях Верхние и Средние Кичаны видно, что минерализация теллуридов и золота носит наложенный характер и формировалась позднее, чем главные сульфиды — пирроин и пирит.

Продукты кристаллизации сульфидных расплавов отмечены на рудных объектах, содержащих минерализацию легкоплавких халькофильных металлов (As, Sb, Bi, Pb, Ag, Te и др.), которые претерпели метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. По морфологии это могут быть полиминеральные сростания симплектитового типа, обособившиеся в краевой части зерен сульфида-хозяина, округлой формы многочисленные вкрапленники, либо угловатой формы включения и микропрожилки легкоплавких фаз в крупных зернах сульфидов.

В структурах кристаллизации сульфидных расплавов с участием мышьяка (Няльм-2) минерализация благородных металлов не отмечена. В аналогичных структурах с участием сурьмы (Оленинское) нередко встречаются минеральные фазы серебра, золото играет второстепенную роль, встречаясь в составе золотистого серебра. В продуктах сульфидного анатексиса с участием висмута (рудопроявления Мальявр и Сергозерское-DD) часто принимает участие самородное золото (либо золотистое серебро), что еще раз подчеркивает справедливость данной висмуту характеристики «поглотителя золота» (scavenger of gold) [Gold scavenged..., 2006; Petrogenetic..., 2010; Intracrystalline..., 2022].

По богатым серебром членам ряда Au-Ag развиваются сульфиды — ютенбогартит и акантит (Оленинское, Верхние Кичаны). Зерна золота, содержащие существенную примесь сурьмы (месторождение Оленинское), в ходе поздних преобразований замещаются горчичным золотом с порами, заполненными кислородными соединениями железа и сурьмы, либо хлоридами и бромидами серебра.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Аурантимонат — новое природное соединение золота / Г. Н. Гамянин, Ю. Я. Жданов, Н. В. Лескова, И. Я. Некрасов // Доклады Академии наук СССР. 1988. Т. 301, № 4. С. 947–950.
2. *Базай, А. В.* Золотосеребряная минерализация околорудных скарноидов Оленегорского месторождения / А. В. Базай, Г. Ю. Иванюк // Труды III Ферсмановской научной сессии, посвящённой 50-летию Кольского отделения Российского минералогического общества (Апатиты, 27–28 апреля 2006 г.). Апатиты, 2006. С. 102–106.
3. *Базай, А. В.* Самородные элементы в породах полосчатой железорудной формации Кольского полуострова / А. В. Базай, Г. Ю. Иванюк // Записки РМО. 2008. № 5. С. 34–47.
4. *Балаганский, В. В.* Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) / В. В. Балаганский, И. А. Горбунов, С. В. Мудрук // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3. С. 5–11.
5. *Балашов, Ю. А.* Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры Кольского полуострова / Ю. А. Балашов // Петрология. 1995. Т. 4, № 1. С. 3–25.
6. *Баянова, Т. Б.* U-Pb возраст железорудной формации Кольского п-ова / Т. Б. Баянова, Д. Г. Егоров // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и центра России. Апатиты, 1999. С. 19–24.
7. *Баянова, Т. Б.* U-Pb датирование дайкового комплекса Кировогорского железорудного месторождения (Оленегорск, Кольский п-ов) / Т. Б. Баянова, Ф. П. Митрофанов, Д. Г. Егоров // Доклады Академии наук. 1998. Т. 360, № 5. С. 673–676.
8. *Белолипецкий, А. П.* Минералогия и геохимия метасоматитов зон глубинных разломов / А. П. Белолипецкий, А. А. Калинин, С. И. Петров. Апатиты : Кольский филиал АН СССР, 1987. 115 с.
9. *Бортников, Н. С.* Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах / Н. С. Бортников // Геология рудных месторождений. 2006, Т. 48, № 1, С. 3–28.
10. *Бортников, Н. С.* О достоверности арсенипиритового и арсенипирит-сфалеритового геотермометров / Н. С. Бортников // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35, № 2. С. 177–191.
11. *Викентьев, И. В.* Невидимое и микроскопическое золото в пирите: методы исследования и новые данные для колчеданных руд Урала / И. В. Викентьев // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, № 4. С. 267–298.
12. *Воган, Д. Дж.* Химия сульфидных минералов / Д. Дж. Воган, Дж. Р. Крейг. Москва : Мир, 1981. 575 с.

13. *Волков, А. В.* Геолого-генетическая модель месторождений золота карлинского типа / А. В. Волков, А. А. Сидоров // Литосфера. 2016. № 6. С. 145–165.
14. *Волков, А. В.* Золотосульфидное месторождение Оленинское (Кольский п-ов, Россия) / А. В. Волков, И. А. Новиков // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 5. С. 412–424.
15. *Волошин, А. В.* Новые данные о минералах / А. В. Волошин, С. М. Карпов, А. В. Чернявский // Труды XII Всерос. (с междунар. участием) Ферсмановской научной сессии, посвященной 80-летию акад. Ф. П. Митрофанова. Апатиты, 2015. С. 244–250.
16. *Волошин, А. В.* Теллуридная минерализация в золоторудных проявлениях Панареченской вулкано-тектонической структуры, Кольский полуостров / А. В. Волошин, А. В. Чернявский, Ю. Л. Войтеховский // Вестник КНЦ РАН. 2012. № 1. С. 66–79.
17. *Вороняева, Л. В.* Геология и золотоносность Южно-Печенгской структурной зоны : специальность : 25.00.01 «Общая и региональная геология» : автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук / Вороняева Лариса Валентиновна. Санкт-Петербург : ВСЕГЕИ, 2008. 24 с.
18. *Вороняева, Л. В.* Новое проявление золота Титовско-Урагубской зеленокаменной структуры позднего архея (Кольский регион) / Л. В. Вороняева, З. В. Крупеник // Региональная геология и металлогения. 2021. № 86. С. 82–91.
19. *Вревский, А. Б.* Возраст и изотопная геохимия рудовмещающих гранодиоритов золоторудного месторождения Няльм-1 (зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья, Кольский полуостров) / А. Б. Вревский // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442, № 2. С. 223–227.
20. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры / Г. М. Другова, В. А. Глебовицкий, В. Л. Дук [и др.]. Ленинград : Наука, 1982. 229 с.
21. *Гавриленко, Б. В.* Минералого-геохимические аспекты металлогении золота и серебра Кольского региона / Б. В. Гавриленко, А. А. Калинин // Проблемы золотоносности и алмазности Севера европейской части России. Петрозаводск, 1997. С. 68–73.
22. *Гавриленко, Б. В.* Первая находка селенидов на Кольском полуострове / Б. В. Гавриленко // Доклады Академии наук СССР. 1987. Т. 296, № 5. С. 1213–1215.
23. *Гавриленко, Б. В.* Рудные минералы золотосодержащих кварцевожильных зон / Б. В. Гавриленко, С. А. Реженова // Минеральные парагенезисы метаморфических и метасоматических пород. Апатиты : Кольский филиал АН СССР, 1987. С. 58–67.
24. *Галкин, Н. Н.* Геология и минералогия золоторудных проявлений Пеллапахк-Оленинского рудного узла. Кольский полуостров : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения» : автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук / Галкин Николай Николаевич. Апатиты, 2006. 22 с.

25. *Гаськов, И. В.* Главные элементы-примеси самородного золота и связь их с условиями его образования на примере месторождений складчатых поясов Азии / И. В. Гаськов // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 9. С. 1359–1376.
26. Геологическая позиция и условия формирования золоторудных метасоматитов месторождения Майское (Северная Карелия) / М. С. Порицкий, А. К. Буйко, Н. В. Котов, Л. Г. Порицкая // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. Вып. 1. 1993. С. 15–21.
27. Геологическое строение и изотопно-геохронологическое исследование пород Стрельнинского сегмента Терского зеленокаменного пояса (Кольский полуостров) / Б. Ю. Астафьев, О. А. Левченков, Н. Г. Ризванова [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18, № 1. С. 3–17.
28. Геологическое строение и перспективы рудоносности Кичанской структуры Тикшеозерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия) / А. А. Калинин, Б. Ю. Астафьев, О. А. Воинова [и др.] // Литосфера. 2017. Т. 17, № 3. С. 102–126.
29. Геохимические особенности самородного золота месторождений различных рудно-формационных типов / Л. А. Николаева, А. Н. Некрасова, С. А. Миляев [и др.] // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55, № 3. С. 203–213.
30. Геохронологические и изотопно-геохимические характеристики пород, вмещающих рудопроявления золота архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Кольский регион) / Н. М. Кудряшов, А. А. Калинин, Л. М. Лялина [и др.] // Литосфера. 2015. № 6. С. 83–100.
31. Геохронология редкометалльных (Li, Cs) пегматитов пояса Колмозеро-Воронья (Кольский регион) / Н. М. Кудряшов, О. В. Удоратина, А. А. Калинин [и др.] // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов : материалы VIII Рос. конф. по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 7–10 июня 2022 г). Санкт-Петербург : ВСЕГЕИ, 2022. С.77–78.
32. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС : в 2 томах / ответственный исполнитель М. В. Минц. Москва : ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с. ; Т. 2. 400 с.
33. *Горячев, Н. А.* Благоприятнометалльный рудогенез и мантийно-коровое взаимодействие / Н. А. Горячев // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 323–332.
34. *Горячев, Н. А.* Золоторудообразующие системы орогенных поясов / Н. А. Горячев // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 1. С. 2–16.
35. *Горячев, Н. А.* Месторождения золота в истории Земли / Н. А. Горячев // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61, № 6. С. 3–18. DOI:10.31857/S0016-77706163-18.
36. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Балтийская. Лист Q-(35), 36 — Апатиты. Объяснительная записка. Санкт-Петербург : Картограф. ф-ка ВСЕГЕИ, 2009. 487 с.

37. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Балтийская. Лист Q-37 — Архангельск. Объяснительная записка. Санкт-Петербург : Картограф. ф-ка ВСЕГЕИ, 2012. 302 с.
38. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-(35), 36 — Мурманск. Объяснительная записка. Санкт-Петербург : Картограф. ф-ка ВСЕГЕИ, 2007. 281 с.
39. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Северо-Карско-Баренцевоморская. Лист R-37, 38 — м. Святой Нос, м. Канин Нос. Объяснительная записка. Санкт-Петербург : Картограф. ф-ка ВСЕГЕИ, 2008. 251 с.
40. Государственный доклад «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2023 году» // Федеральное агентство по недропользованию : офиц. сайт. URL: <https://rosnedra.gov.ru/activity/documents/gosudarstvennyu-doklad-2023/?ysclid=mc8sq12ee6680471672> (дата обращения: 16.06.2025).
41. Григорьев, Н. А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры / Н. А. Григорьев ; Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2009. 162 с.
42. Гульбин, Ю. Л. Оптимизация гранат-биотитового термометра. 1. Температурные тренды / Ю. Л. Гульбин // Записки РМО. 2010. № 5. С. 1–17.
43. Другова, Г. М. Гранитоиды раннего докембрия в Северо-Западном Беломорье / Г. М. Другова, О. А. Левченков, Т. Е. Савельева // Записки ВМО. 1995. Ч. 124, № 1. С. 35–51.
44. Золото в месторождениях железистых кварцитов Восточно-Европейской платформы / В. И. Старостин, Г. А. Пелымский, Е. И. Леоненко, Д. Р. Сакия // Известия РАЕН. 2005. № 14. С. 27–42.
45. Золото рудопроявления Кайралы / Ю. Л. Войтеховский, А. В. Чернявский, А. А. Басалаев, Е. Э. Савченко // Записки РМО. 2010. № 4. С. 75–79.
46. Золото-кварцевое месторождение Майское (Северная Карелия): геологические и минералого-геохимические особенности, вопросы генезиса / Ю. Г. Сафонов, А. В. Волков, А. А. Вольфсон [и др.] // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45, № 5. С. 429–451.
47. Золотоносность железистых кварцитов Оленегорского месторождения (Кольский п-ов, Россия) / Н. Н. Голиков, П. М. Горяинов, Г. Ю. Иванюк [и др.] // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41, № 2. С. 162–170.
48. Золотоносность Южно-Печенгской структурной зоны (Кольский п-ов): типы проявлений и перспективы выявления промышленных содержаний золота / А. М. Ахмедов, Л. В. Вороняева, В. А. Павлов [и др.] // Региональная геология и металлогения. 2004. № 20. С. 139–151.
49. Золото-урановое оруденение Куоляярвинского прогиба (Северная Карелия) / Е. Н. Афанасьева, Ю. Б. Миронов, О. В. Васин [и др.] // Разведка и охрана недр. 2017. № 11. С. 31–36.

50. *Иващенко, В. И.* Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы / В. И. Иващенко, А. И. Голубев. Петрозаводск : Карельский науч. центр РАН, 2011. 369 с.
51. Изохронный Re-Os-возраст золота жильного золото-кварцевого месторождения Майское (Северная Карелия, Балтийский щит) / С. А. Бушмин, Б. В. Беляцкий, Р. Ш. Крымский [и др.] // Доклады Академии наук. 2013. Т. 448, № 1. С. 76–79.
52. Кавацулит $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{Se}$ и скиппенит Bi_2TeSe_2 в альбититах Салла-Куоляярвинской зоны, Северная Карелия, Россия / А. А. Калинин, Е. Э. Савченко, Е. А. Селиванова [и др.] // Записки РМО. 2014. № 2. С. 80–94.
53. Каликорвинская структура и ее положение в системе Северо-Карельских зеленокаменных поясов: Геохимические и геохронологические данные / Р. И. Милькевич, Т. А. Мыскова, В. А. Глебовицкий [и др.] // Геохимия. 2007. № 5. С. 483–506.
54. *Калинин, А. А.* Золото в метаморфических комплексах северо-восточной части Фенноскандинавского щита / А. А. Калинин. Апатиты : КНЦ РАН, 2018. 250 с.
55. *Калинин, А. А.* Золотоносная молибден-урановая минерализация Салла-Пана-Куоляярвинской зоны / А. А. Калинин // Труды X Всерос. (с междунар. участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 150-летию со дня рождения акад. В. И. Вернадского (Апатиты, 7–10 апреля 2013 г.). Апатиты, 2013. С. 142–147.
56. *Калинин, А. А.* Золотоносные кварциты Порояярвинской площади в Южно-Печенгской зоне / А. А. Калинин, Ю. А. Кузнецова, Е. Э. Савченко // Труды XI Всерос. (с междунар. участием) Ферсмановской научной сессии. 2014а. С. 147–152.
57. *Калинин, А. А.* Малъявр — первое рудопроявление золота в архейских конгломератах Кольского региона / А. А. Калинин, Н. М. Кудряшов, Е. Э. Савченко // Вестник МГТУ. 2023. Т. 26, № 1. С. 5–17. DOI:10.21443/1560-9278-2023-26-1-5-17.
58. *Калинин, А. А.* Метасоматические преобразования пород, колчеданное оруденение и перспективы золотоносности Панареченской структуры (Кольский полуостров) / А. А. Калинин, А. В. Чернявский // Вестник МГТУ. 2018. Т. 21, № 1. С. 26–36.
59. *Калинин, А. А.* Минерализация Se и Te в альбититах и перспективы золотоносности метасоматитов Салла-Куоляярвинской зоны, Северная Карелия / А. А. Калинин, Е. Э. Савченко, Е. А. Селиванова // Доклады Академии наук. 2014б. Т. 455, № 1. С. 58–61.
60. *Калинин, А. А.* Минералогия и особенности генезиса месторождения золота Оленинского (Кольский полуостров) / А. А. Калинин, Е. Э. Савченко, В. Ю. Прокофьев. Апатиты : ФИЦ КНЦ РАН, 2021а. 162 с.
61. *Калинин, А. А.* Минералогия проявлений серебра в северо-восточной части Балтийского щита / А. А. Калинин. Апатиты : КНЦ АН СССР, 1991. 47 с.

62. *Калинин, А. А.* Новые данные по минералогии селена и теллура на молибден-урановом рудопроявлении Озерное / А. А. Калинин, Е. Э. Савченко // Наука и образование-2015 : материалы междунар. науч.-практ. конф. Мурманск : Изд-во МГТУ, 2015. С. 82–88.
63. *Калинин, А. А.* Рений- и селенсодержащий молибденит рудопроявления Озерное в Салла-Куоляярвинской зоне, Северная Карелия / А. А. Калинин, Е. Э. Савченко, Е. А. Селиванова // Записки РМО. 2013. № 6. С. 105–115.
64. *Калинин, А. А.* Рудопроявление золота Няльм-1 в поясе Колмозеро-Воронья: геологические и минералого-геохимические особенности / А. А. Калинин, Г. Ф. Бакаев // Наука и образование в Арктическом регионе : материалы междунар. науч.-практ. конф. (Мурманск, 3–7 апреля 2017 г.). Мурманск : Изд-во МГТУ, 2017. С. 70–76.
65. *Калинин, А. А.* Рудопроявления золота, меди и молибдена в зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров): геологические особенности и возраст / А. А. Калинин, Н. М. Кудряшов, Н. Н. Галкин // Золото Кольского полуострова и сопредельных территорий. Апатиты, 2010. С. 51–59.
66. *Калинин, А. А.* Серебряно-висмутовая минерализация кварцевых жил Кейвского блока (Кольский полуостров) / А. А. Калинин, А. А. Басалаев // Доклады Академии наук СССР. 1992. Т. 325, № 1. С. 142–144.
67. *Калинин, А. А.* Серебряно-висмутовая минерализация на Сергозерском рудопроявлении золота / А. А. Калинин, Е. Э. Савченко // Вестник МГТУ. 2017. Т. 20, № 1/1. С. 60–71.
68. *Калинин, А. А.* Состав гидротермальных флюидов рудопроявлений золота в Кольском регионе / А. А. Калинин, В. Ю. Прокофьев, А. А. Тележкин // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи : материалы Всерос. конф., посвященной 120-летию со дня рождения выдающегося российского ученого акад. Д. С. Коржинского (Москва, 7–9 октября 2019 г.). Москва : ИГЕМ РАН, 2019. С. 74–76.
69. *Калинин, А. А.* Сравнение изотопных данных, полученных Sm-Nd и Re-Os методами для минералов и пород рудопроявления Озерное Салла-Куоляярвинской зоны / А. А. Калинин, Т. В. Каулина, П. А. Серов // Вестник МГТУ. 2021б. Т. 24, № 1. С. 5–13.
70. *Калинин, А. А.* Структуры кристаллизации сульфидных расплавов как признак метаморфизма руд Оленинского месторождения золота / А. А. Калинин, Е. Э. Савченко // Вестник МГТУ. 2020. Т. 23, № 1. С. 29–37.
71. *Кольцов, А. Б.* Метасоматические процессы на золоторудных месторождениях в метатерригенных комплексах : специальность 04.00.08 «Петрология, вулканология» : автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук / Кольцов Александр Борисович. Санкт-Петербург, 1996. 44 с.
72. *Колядина, А. И.* Структурно-вещественные закономерности размещения золото-урановой минерализации Куоляярвинской структуры (Северная Карелия) : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения» : автореферат диссертации на соискание ученой

- степени кандидата геолого-минералогических наук / Колядина Анастасия Игоревна. Санкт-Петербург, 2017. 20 с.
73. *Кулешевич, Л. В.* Золоторудное месторождение Рыбозеро в Южно-Выгозерском зеленокаменном поясе (восточная Карелия) / Л. В. Кулешевич // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 16. 2013. С.89–101.
 74. *Кулешевич, Л. В.* Металлогения Беломорского складчатого пояса и Северо-Карельских зеленокаменных структур / Л. В. Кулешевич // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: Геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Петрозаводск : ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 207–211.
 75. Метасоматические преобразования докембрийских metabазитов Салла-Куоляярвинского грабена в районе золоторудного поля Майское, Северная Карелия / А. А. Вольфсон, В. Л. Русинов, Т. Л. Крылова, А. В. Чугаев // Петрология. 2005. Т. 13, № 2. С. 179–206.
 76. Минералы ванадия в рудах колчеданного месторождения Пирротинное ущелье (Прихибинье, Кольский полуостров) / С. М. Карпов, А. В. Волошин, Е. Э. Савченко, Е. А. Селиванова // Записки РМО. 2013. № 3. С. 83–99.
 77. *Молошаг, В. П.* Теллуридная минерализация колчеданных месторождений Урала: новые данные / В. П. Молошаг // Литосфера. 2011. № 6. С. 91–102.
 78. *Мыскова, Т. А.* Глиноземистые гнейсы кольской серии Балтийского щита (геохимия, первичная природа и возраст протолита) / Т. А. Мыскова, Р. И. Милькевич // Труды Карельского научного центра РАН. 2016. № 10. С. 34–62.
 79. Недра Северо-Запада Российской Федерации / В. А. Коровкин, Л. В. Турyleва, Д. Г. Руденко [и др.]. Санкт-Петербург : ВСЕГЕИ, 2003. 754 с.
 80. Низкотемпературные гидротермальные жилы в породах архейской железорудной формации Кольского п-ова / Г. Ю. Иванюк, А. В. Базай, Я. А. Пахомовский [и др.] // Записки РМО. 2001. № 3. С. 16–28.
 81. Новые данные о минералогии золото-уранового рудопроявления Ромпас, Финляндия / Ю. С. Полеховский, С. В. Петров, А. А. Калинин, А. В. Коваль // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 482–486.
 82. Новые данные о составе и возрасте протолита глиноземистых гнейсов кольской и тундровой серий Центрально-Кольского блока Балтийского щита / Т. А. Мыскова, Р. И. Милькевич, Е. С. Богомолов, В. Ф. Гусева // Геология и геодинамика архея : материалы I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия / ИГГД РАН. Санкт-Петербург, 2005. С. 272–275.
 83. Новые данные по датированию метаморфических и метасоматических пород Терского зеленокаменного пояса (Кольский полуостров) / Б. Ю. Астафьев, О. А. Воинова, Л. К. Левский, А. С. Воинов // Современные проблемы магматизма и метаморфизма : материалы Всерос. конф., посвященной 150-летию акад. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию проф. Г. М. Саранчиной. Санкт-Петербург : Изд-во СПбГУ, 2012. Т. 1. С. 51–53.

84. Новые данные по минералогии золотокварцевого месторождения Майского (Северная Карелия) / А. А. Калинин, С. М. Карпов, А. Б. Калачева, Е. Э. Савченко // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. № 15. С. 172–175.
85. Новые перспективные золоторудные объекты в Стрельнинском зеленокаменном поясе (Кольский полуостров) / А. А. Калинин, О. В. Казанов, Н. М. Кудряшов [и др.] // Геология рудных месторождений. 2017. № 6. С. 470–500.
86. О необычной кобальтово-медно-никелевой минерализации в метадиабазы зоны Колмозеро-Воронья / Н. Л. Балабонин, А. П. Белолипецкий, Ф. Т. Гематдинов [и др.] // Минералы и парагенезисы минералов медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты : Кольский филиал АН СССР, 1982. С. 126–135.
87. Персиянов, Е. В. О проявлении благороднометалльной минерализации в железистых кварцитах Свинцовых тундр (Оленегорский район) / Е. В. Персиянов, Ю. Н. Нерадовский // Записки РМО. 2015. № 5. С. 54–64.
88. Петровская, Н. В. Самородное золото / Н. В. Петровская. Москва : Наука, 1973. 348 с.
89. Пономарева, Н. И. Физико-химические условия формирования берилла в месторождении «Большой Лапоть» (Кольский полуостров) / Н. И. Пономарева, В. В. Гордиенко, Н. С. Шурекова // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. Вып. 3. 2015. С. 4–20.
90. Проявления золота Южно-Печенгской структурной зоны: новые изотопно-геохимические данные / А. А. Калинин, Т. Б. Баянова, Л. М. Лялина [и др.] // Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах : материалы Всерос. (с междунар. участием) конф. (Апатиты, 8–12 июля 2013 г.). Апатиты, 2012. С. 69–71.
91. Рамановская спектроскопия минералов групп тетрадимита и алексита / А. В. Волошин, А. В. Чернявский, В. Н. Бочаров, Е. А. Васильев // Труды XII Всерос. (с междунар. участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф. П. Митрофанова. Апатиты, 2015. С. 251–255.
92. Ранний докембрий Балтийского щита / редактор В. А. Глебовицкий. Санкт-Петербург : Наука, 2005. 711 с.
93. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры / М. В. Минц, В. Н. Глазнев, А. Н. Конилов [и др.]. Москва : Научный мир, 1996. 287 с.
94. Результаты Rb-Sr, Pb-Pb исследования золоторудного поля Майское, Северная Карелия / А. А. Вольфсон, А. В. Чугаев, Ю. Г. Сафонов [и др.] // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты : тезисы докладов I Рос. конф. по изотопной геохронологии (15–17 ноября 2000 г.). Москва : ГЕОС, 2000. С. 93–96.
95. Савва, Н. Е. Селенистое золото в рудном проявлении Cu-Mo металлогенической зоны / Н. Е. Савва, Е. Е. Колова // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология : тезисы 3-го Всерос.

- симп. с междунар. участием (Улан-Удэ, 21–25 сентября 2004 г.). Улан-Удэ : Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. С. 181–183.
96. Самусиков, В. П. Закономерности концентрации изоморфно-примесных элементов в минералах при гидротермальном рудообразовании / В. П. Самусиков // Геология и геофизика. 2010. Т. 51 (3). С. 338–352.
97. Самусиков, В. П. Элементы-примеси в самородном золоте — критерии определения формационной принадлежности и уровня эрозионного среза золоторудных месторождений / В. П. Самусиков // Доклады Академии наук. 2003. Т. 391, № 1. С. 99–103.
98. Сафонов, Ю. Г. Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира — генезис и металлогенический потенциал / Ю. Г. Сафонов // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45, № 4. С. 305–320.
99. Скуфьин, П. К. Изотопный возраст субвулканических гранитоидных пород раннепротерозойской Панареченской вулкано-тектонической структуры (Кольский п-ов) / П. К. Скуфьин, Т. Б. Баянова, Ф. П. Митрофанов // Доклады Академии наук. 2006. Т. 408, № 6. С. 801–805.
100. Смолькин, В. Ф. Источники обломочного материала терригенных толщ палеобассейнов неархейского и палеопротерозойского возраста восточной части Фенноскандинавского щита по данным изотопного анализа детритового циркона (SIMS, LA-ICP-MS) / В. Ф. Смолькин, С. В. Межеловская, А. Д. Межеловский // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28, № 6. С. 3–36.
101. Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Нежданнинского золоторудного месторождения (Саха-Якутия, Россия) / Н. С. Бортников, Г. Н. Гамянин, О. В. Викентьева [и др.] // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49, № 2. С. 99–145.
102. Состав, происхождение и возраст редкоземельно-благороднометалльного оруденения в породах полосчатой железорудной формации Кольского п-ова. Геология и стратегические полезные ископаемые Кольского региона / П. М. Горяинов, Г. Ю. Иванюк, Т. Б. Баянова [и др.] // Труды IX Всерос. (с междунар. участием) Ферсмановской научной сессии, посвящённой 60-летию Геологического института КНЦ РАН (Апатиты, 2–3 апреля 2012 г.). Апатиты, 2012. С. 235–238.
103. Состав рудообразующих флюидов золотой минерализации Печенгской структуры зеленокаменного пояса Печенга-Имандра-Варзуга (Кольский полуостров, Россия) / В. Ю. Прокофьев, А. А. Калинин, К. В. Лобанов [и др.] // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60, № 4. С. 317–341.
104. Спиридонов, Э. М. Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации / Э. М. Спиридонов // Золото Кольского полуострова и сопредельных территорий. Апатиты, 2010. С. 143–171.
105. Справочник по геохимии. Москва : Недра, 1990. 480 с.
106. Тейлор, С. Р. Континентальная кора, ее состав и эволюция / С. Р. Тейлор, С. М. Мак-Леннан. Москва : Мир, 1988. 384 с.

107. Термо- и барометрия метаморфических пород / редактор В. А. Глебовицкий. Ленинград : Наука, 1977. 207 с.
108. Тюкова, Е. Э. Состав и парагенезисы арсенопирита в месторождениях и вмещающих породах Верхне-Колымского региона (к интерпретации генезиса сульфидных ассоциаций) / Е. Э. Тюкова, С. В. Ворошин. Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2007. 107 с.
109. Уточнение состава и возраста глиноземистых гнейсов Урагубской зеленокаменной структуры позднего архея, Кольский полуостров / Т. А. Мыскова, В. А. Глебовицкий, Р. И. Милькевич [и др.] // Записки РМО. 2010. Ч. СXXXIX. № 3. С. 15–21.
110. Чернявский, А. В. Благороднометалльная и сульфидная минерализация в малосульфидных эпитегрмальных рудопроявлениях Пана-Куолаярвинской структуры / А. В. Чернявский, А. В. Волошин, Ю. Л. Войтеховский // Труды Карельского научного центра РАН. 2012. № 3. С. 157–164.
111. Чернявский, А. В. Золоторудные проявления Панареченской вулканотектонической структуры, Кольский регион: типы рудной минерализации / А. В. Чернявский, А. В. Волошин, Ю. Л. Войтеховский // Записки РМО. 2013. № 6. С. 32–45.
112. Чертко, Н. К. Геохимия : учебное пособие / Н. К. Чертко. Минск : Изд-во БГУ, 2008. 170 с.
113. Этапы формирования урановой минерализации Салла-Куолаярвинской зоны (Северная Карелия): геологические и изотопно-геохронологические данные / А. А. Калинин, Т. В. Каулина, Л. М. Лялина [и др.] // Записки РМО. 2015. № 2. С. 99–108.
114. U-Pb возраст метаандезитов верхней части разреза супракрустальных образований северной части Тикшеозерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия) / О. А. Левченков, Р. И. Милькевич, Ю. В. Миллер [и др.] // Доклады Академии наук. 2003. Т. 389, № 3. С. 378–381.
115. U-Pb (SHRIMP-RG) возраст циркона из редкометалльных (Li, Cs) пегматитов месторождения Охмыльк зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (северо-восток Фенноскандинавского щита) / Н. М. Кудряшов, О. В. Удоратина, А. А. Калинин [и др.] // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 448–454. DOI:10.31897/PMI.2022.41.
116. A review of the coordination chemistry of hydrothermal systems, or do coordination changes make ore deposits? / J. Brugger, W. Liu, B. Etschmann [et al.] // Chem. Geol. 2016. Vol. 447. P. 219–253.
117. A survey of gold intermetallic chemistry / R. Ferro, A. Saccone, D. Macciò, S. Delfino // Gold Bull. 2003. Vol. 36. P. 39–50. <https://doi.org/10.1007/BF03214868>.
118. Afifi, A. M. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides; Pt. II, Applications to telluride-bearing ore deposits / A. M. Afifi, W. C. Kelly, E. J. Essene // Econ. Geol. 1988. Vol. 83. P. 468–484.
119. An arsenic-driven pump for invisible gold in hydrothermal systems / G. S. Pokrovski, C. Escoda, M. Blanchard [et al.] // Geochim. Persp. Let. 2021. Vol. 17. P. 39–44. doi:10.7185/geochemlet.2112.

120. Application of lithogeochemical and pyrite trace element data for the determination of vectors to ore in the Raja Au-Co prospect, northern Finland / S. Raic, F. Molnar, N. Cook [et al.] // *Solid Earth*. 2021. 49 p. <https://doi.org/10.5194/se-2021-119>.
121. Assessment of undiscovered metal resources in Finland / K. Rasilainen, P. Eilu, T. Halkoaho [et al.] // *Ore Geology Reviews*. 2017. Vol. 86. P. 896–923.
122. Association of gold with uraninite and pyrobitumen in the metavolcanic rock hosted hydrothermal Au-U mineralisation at Rompas, Peräpohja Schist Belt, northern Finland / F. Molnár, H. Oduro, N. D. J. Cook [et al.] // *Miner. Deposita*. 2016. Vol. 5. P. 681–702.
123. *Augustin, J.* Paleoproterozoic plume-related basaltic rocks in the Mana gold district in Western Burkina Faso, West Africa: implications for exploration and the source of gold in orogenic deposits / J. Augustin, D. Gaboury // *J. Africa Earth Sci.* 2017. Vol. 129. P. 17–30.
124. *Barton, M. D.* Iron Oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) Systems / M. D. Barton // *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Elsevier, 2014. P. 515–540 <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01123-2>.
125. *Bierlein, F. P.* Plume-related oceanic plateaus as a potential source of gold mineralization / F. P. Bierlein, S. Pisarevsky // *Econ. Geol.* 2008. Vol. 103. P. 425–430.
126. Building geochemical vectors with trace element compositions of sulfides in orogenic gold mineral systems in northern Finland / S. Raič, F. Molnar, H. O'Brien [et al.] // *J. Geochem. Explor.* 2023. Vol. 251. P. 107252. [doi:10.1016/j.gexplo.2023.107252](https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107252).
127. Characteristics of gold mineralisation in the greenstone belts of northern Finland / P. Eilu, H. Pankka, V. Keinänen [et al.] // *Geological Survey of Finland : [Special Paper 44]*. 2007. P. 57–106.
128. Cobalt enrichment at the Juomasuo and Hangaslampi polymetallic deposits, Kuusamo schist belt, Finland: a role for an orogenic gold fluid? / W. K. Witt, S. G. Hagemann, M. Roberts, A. Davies // *Mineral Deposita*. 2020. Vol. 55. P. 381–388.
129. *Condie, K. C.* Episodic Continental Growth Models: Afterthoughts and Extensions / K. C. Condie // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 322. P. 153–162. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00061-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00061-5).
130. Contrasting regimes of Cu, Zn and Pb transport in ore-forming hydrothermal fluids / R. Zhong, J. Brugger, Y. Chen, W. Li // *Chem. Geol.* 2015. Vol. 395. P. 154–164. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.12.008>.
131. *Craig, J. R.* Phase relations and mineral assemblages in the copper-lead-sulfur system / J. R. Craig, G. Kullerud // *American Mineralogist*. 1968. Vol. 53. P. 145–161.
132. *Craig, J. R.* The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview / J. R. Craig, F. M. Vokes // *Mineralogical Magazine*. 1993. Vol. 357. P. 3–18.
133. Diagenetic pyrite as a source for metals in orogenic gold deposits, Otago Schist, New Zealand / R. R. Large, H. Thomas, D. Craw [et al.] // *New Zealand J. Geol. Geophys.* 2012. Vol. 55. P. 137–149.

134. Distribution, Character, and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terranes R. Goldfarb, T. Baker, B. Dubé [et al.] // *Economic Geology* : [100th Anniversary Volume]. 2005. P. 407–450.
135. Diversity of Gold Deposits, Geodynamics and Conditions of Formation: A Perspective View / D. F. W. Nguimatsia, A. T. Bolarinw, R. F. Yongu [et al.] // *Open J. Geol.* 2017. Vol. 7. P. 1690–1709. <https://doi.org/10.4236/ojg.2017.711113>.
136. *Eilu, P.* Fingold — a public database on gold deposits in Finland / P. Eilu, H. Pankka // *Geol. Survey of Finland: [Espoo, 2013]*⁴. URL: <http://en.gtk.fi/information/services/palvelukuvaukset/fingold.html> (accessed 21.03.2016).
137. Epigenetic gold occurrence in a Paleoproterozoic meta-evaporitic sequence in the Rompas-Rajapalot Au system, Peräpohja belt, northern Finland / J.-P. Ranta, F. Molnär, E. Hanski, N. D. Cook // *Bull. Geol. Soc. Finl.* 2018. Vol. 90. P. 69–108. <https://doi.org/10.17741/bgsf/90.1.004.2018>.
138. *Evans, K. A.* Internally consistent data for sulphur-bearing phases and application to the construction of pseudosections for mafic greenschist facies rocks in Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-O-S-H₂O / K. A. Evans, R. Powell, T. J. B. Holland // *J. Metam. Geol.* 2010. Vol. 28. P. 667–687.
139. *Ferry, J. M.* Petrology of graphitic sulfide-rich schists from south-central Maine: an example of desulfidation during prograde regional metamorphism / J. M. Ferry // *American Mineralogist.* 1981. Vol. 66. P. 908–930.
140. Fluid Inclusions in hydrothermal ore deposits / R. J. Bodnar, P. Lecumberri-Sanchez, D. Moncada, P. Steele-MacInnes // *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Treatise on Geochemistry.* 2nd ed. Elsevier, 2014. P. 119–142.
141. *Frimmel, H. E.* Earth's Continental Crustal Gold Endowment / H. E. Frimmel // *Earth and Planetary Sci. Let.* 2008. Vol. 267. P. 45–55. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.022>.
142. *Frost, B. R.* Partial melting of sulfide ore deposits during medium- and high-grade metamorphism / B. R. Frost, J. A. Mavrogenes, A. G. Tomkins // *Can. Miner.* 2002. Vol. 40. P. 1–18.
143. *Gaboury, D.* Parameters for the formation of orogenic gold deposits / D. Gaboury // *Applied Earth Science.* 2019. Vol. 128, No. 3. P. 124–133. DOI:10.1080/25726838.2019.1583310.
144. Gachingite, Au(Te_{1-x}Sex) 0.2 ≈ x ≤ 0.5, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia / N. D. Tolstykh, M. Tuhý, A. Vymazalová [et al.] // *Mineralogical Magazine.* 2022. Vol. 86. P. 205–213.
145. Geochemical signatures of mineralizing events in the Juomasuo Au-Co deposit, Kuusamo belt, northeastern Finland / M. Vasilopoulos, F. Molnar, H. O'Brien [et al.] // *Miner. Deposita.* 2021. Vol. 56. P. 1195–1222. <https://doi.org/10.1007/s00126-020-01039-8>.

⁴ Также версии 2009 и 2011.

146. Geochemistry of hydrothermal gold deposits / J. A. Saunders, A. H. Hofstra, R. J. Goldfarb, M. H. Reed // *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Elsevier, 2014. P. 383–424. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01117-7>.
147. Geochronology of hydrothermal processes leading to the formation of the Au-U mineralization at the Rompas prospect, Peräpohja belt, Northern Finland: application of paired U-Pb dating of uraninite and Re-Os dating of molybdenite to the identification of multiple hydrothermal events in a metamorphic terrane / F. Molnár, H. O'Brien, H. Stein, N. D. J. Cook // *Minerals*. 2017. Vol. 7. P. 171. doi:10.3390/min7090171.
148. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits / R. R. Large, L. Danyushevsky, C. Hollit [et al.] // *Econ. Geol.* 2009. Vol. 104. P. 635–668.
149. Golden plumes: Substantial gold enrichment of oceanic crust during ridge-plume interaction / A. P. Webber, S. Roberts, R. N. Taylor, I. K. Pitcairn // *Geology*. 2013. Vol. 41. P. 87–90.
150. *Goldfarb, R. J.* Orogenic Gold and geologic time: a global synthesis / R. J. Goldfarb, D. I. Groves, P. Gardoll // *Ore Geology Reviews*. 2001. Vol. 18. P. 1–75.
151. Gold mobilization during metamorphic devolatilization of Archean and Paleoproterozoic metavolcanic rocks / C. G. C. Patten, I. K. Pitcairn, F. Molnár [et al.] // *Geology*. 2020. Vol. 48, No. 11. P. 1110–1114.
152. Gold Prospects in the Western Segment of the Russian Arctic: Regional Metallogeny and Distribution of Mineralization / A. A. Kalinin, O. V. Kazanov, V. I. Bezrukov, V. Yu. Prokofiev // *Minerals*. 2019. Vol. 9. P. 137. doi:10.3390/min9030137.
153. Gold scavenged by bismuth melts: An example from Alpine shear-remobilizates in the Highis Massif, Romania / C. L. Ciobanu, N. J. Cook, F. Damian, G. Damian // *Mineralogy and Petrology*. 2006. Vol. 87. P. 351–384. doi:10.1007/s00710-006-0125-9.
154. Gold speciation and transport in geological fluids: insights from experiments and physical-chemical modeling / G. S. Pokrovski, N. N. Akinfiev, A. Y. Borisova [et al.] // *Geol. Soc.: [Special Publications]*. London, 2014. Vol. 402. P. 9–70.
155. *Groves, D. I.* Province-scale commonalities of some world-class gold deposits: Implications for mineral exploration / D. I. Groves, M. Santosh // *Geoscience Frontiers*. 2015, January. Vol. 6, No. 3. P. 389–399. DOI:10.1016/j.gsf.2014.12.007.
156. *Hanski, E.* Central Lapland greenstone belt / E. Hanski, H. Huhma // *Precambrian Geology of Finland — Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield* / eds M. Lehtinen, P.A. Nurmi, O.T. Rämö ; *Developments in Precambrian Geology 14*. Amsterdam : Elsevier, 2005. P. 139–194.
157. *Harju S. A.* U-Pb zircon dating of metasedimentary rocks within the Ikkari gold deposit, Central Lapland belt, northern Finland. Master's Thesis / S. A. Harju ; University of Oulu Faculty of Technology. 2022. 41 p.
158. *Holma, M. J.* The Levijärvi-Loukinen gold occurrence: An example of orogenic gold mineralisation with atypical metal association / M. J. Holma, V. J. Keinänen // *Geological Survey of Finland : [Special Paper 44]*. 2007. P. 163–184.

159. *Hulkki, H.* The alteration and fluid inclusion characteristics of the Hirvilavanmaa gold deposit, Central Lapland Greenstone Belt, Finland / H. Hulkki, V. Keinänen // Geological Survey of Finland : [Special Paper 44]. 2007. P. 137–153.
160. Ikkari Mineral Deposit Report // Geological Survey of Finland. 2022. URL: https://tupa.gtk.fi/karttasovellus/mdae/raportti/1216_Ikkari.pdf (accessed 20.09.2022).
161. IMA Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification (CNMNC) : Newsletter 77 / F. Bosi, F. Hatert, M. Pasero, S. J. Mills // European J. Mineralogy. 2024. Vol. 36 (1). P. 165–172. doi:10.5194/ejm-36-165-2024.
162. Influence of structural setting on sulphur isotopes in Archean orogenic gold deposits, Eastern Goldfields Province, Yilgarn, Western Australia / P. F. Hodkiewicz, D. I. Groves, G. J. Davidson [et al.] // Miner. Depos. 2009. Vol. 44. P. 129–150.
163. Initial gold contents of silicic volcanic rocks: Bearing on the behavior of gold in magmatic systems / K. A. Connors, D. C. Noble, S. D. Bussey, S. I. Weiss // Geology. 1993. Vol. 21, No. 10. P. 937–940.
164. Intracrystalline migration of polymetallic Au-rich melts in multistage hydrothermal systems: example from the Xiaoqinling lode gold district, central China / W. Jian, J. Mao, N. J. Cook [et al.] // Mineralium Deposita. 2022. Vol. 57. P. 147–154. <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01090-z>.
165. *Kalinin, A. A.* Mustard Gold in the Oleninskoe Gold Deposit, Kolmozero-Voronya Greenstone Belt, Kola Peninsula, Russia / A. A. Kalinin, Y. E. Savchenko, E. A. Selivanova // Minerals. 2019. Vol. 9. P. 786. doi:10.3390/min9120786.
166. *Kalinin, A. A.* Porphyry-Related Metamorphosed Au-Ag and Cu-Mo Deposits in the Precambrian of the Fennoscandian Shield / A. A. Kalinin, N. M. Kudryashov // Minerals. 2021. Vol. 11. P. 139. <https://doi.org/10.3390/min11020139>.
167. *Kalinin, A. A.* Tellurium and Selenium Mineralogy of Gold Deposits in Northern Fennoscandia / A. A. Kalinin // Minerals. 2021. Vol. 11. P. 574. <https://doi.org/10.3390/min11060574>.
168. *Kalinin, A. A.* Timing and Evolution of Gold Mineralization in the Maljavr Occurrence (NW Russia), NE Part of the Fennoscandian Shield / A. Kalinin, N. Kudryashov, Y. Savchenko // Minerals. 2024. Vol. 14. P. 535. <https://doi.org/10.3390/min14060535>.
169. Kivimaa Mineral Deposit Report // Geological Survey of Finland. 2022. http://tupa.gtk.fi/karttasovellus/mdae/raportti/346_Kivimaa.pdf (accessed 20.06.2025).
170. *Knox-Robinson, C. M.* Towards a holistic exploration strategy: Using Geographic Information Systems as a tool to enhance exploration / C. M. Knox-Robinson, L. A. I. Wyborn // Australian J. Earth Sci. 1997. Vol. 44, No. 4. P. 453–463. doi:10.1080/08120099708728326.
171. *Kovalenker, V. A.* Te and Se mineralogy of Ozernovskoe and Prasolovskoe gold deposits, Kuril-Kamchatka volcanic belt. IGCP Project 486, Field Workshop 2005 / V. A. Kovalenker, O. Y. Plotinskaya // Geochem. Mineral. Petrol. 2005. Vol. 43. P. 118–123.
172. *Köykkä, J.* Provenance evolution of the Paleoproterozoic metasedimentary cover sequences in northern Fennoscandia: Age distribution, geochemistry, and zircon morphology / J. Köykkä, R. Lahtinen, H. Huhma // Precambrian Res. 2019. Vol. 331. P. 246–259. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105364>.

173. *Kretschmar, U.* Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application / U. Kretschmar, P. D. Scott // *Canadian Mineralogist*. 1976. Vol. 14, No. 3. P. 363–386.
174. *Kuehn, C. A.* Carlin Gold Deposits, Nevada; Origin in a Deep Zone of Mixing between Normally Pressured and Overpressured Fluids / C. A. Kuehn, A. W. Rose // *Economic Geology*. 1995. Vol. 1490. P. 17–36.
175. *Lambeck, A.* Are iron-rich sedimentary rocks the key to the spike in orogenic gold mineralization in the Paleoproterozoic? / A. Lambeck, T. P. Mernagh, L. Wyborn // *Econ. Geol.* 2011. Vol. 106. P. 321–330.
176. *Large, R. R.* A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits / R. R. Large, S. W. Bull, V. V. Maslennikov // *Econ. Geol.* 2011. Vol. 106. P. 331–358.
177. Maletoyvayamite, Au₃Se₄Te₆, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia / N. D. Tolstykh, M. Tuhý, A. Vymazalová [et al.] // *Mineralogical Magazine*. 2020. Vol. 84. P. 117–123.
178. *Mänttäri, I.* Lead isotope characteristics of epigenetic gold mineralization in the Palaeoproterozoic Lapland greenstone belt, northern Finland : [Academic diss.] / I. Mänttäri // *Geological Survey of Finland, Bull.* 381. 1995. 70 p.
179. *Mavrogenes, J. A.* Partial melting of the Broken Hill Galena-Sphalerite ore: Experimental studies in the system PbS-FeS-ZnS-(Ag₂S) / J. A. Mavrogenes // *Economic Geology*. 2001. Vol. 96 (1). P. 205–210.
180. *Melezhik, V. A.* General geology and evolutionary of the early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra / Varzuga-Ust’Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield / V. A. Melezhik, B. A. Sturt // *Earth Sci. Rev.* 1994. Vol. 36. P. 205–241.
181. Mesoarchean banded iron formations of the Fennoscandian Shield: new zircon U-Pb (ID-TIMS and SHRIMP-II) isotope ages of noble metal mineralization and Nd-Sr data on whole rocks / T. B. Bayanova, A. V. Bazay, E. N. Steshenko [et al.] // *Intern. Geol. Rev.* 2022. <https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2153386>.
182. *Meyer, M.* The gold content of some Archaean rocks and their possible relationship to epigenetic gold-quartz vein deposits / M. Meyer, R. Saager // *Miner. Depos.* 1985. Vol. 20. P. 284–289.
183. *Mineral deposits of Finland* / editors W. D. Maier, R. Lahtinen, H. O’Brien. Amsterdam : Elsevier, 2015. 792 p.
184. Mineralogical, lithochemical and sulfide trace element characteristics of the Hirvilavanmaa Au-only and the base metal-rich Naakenavaara orogenic gold deposits in the Central Lapland belt, northern Finland / M. Vasilopoulos, F. Molnar, J.-P. Ranta, H. O’Brien // *J. Geochem. Exploration*. 2023. Vol. 244 (7). P. 107132.
185. Mineral Paragenesis, Alteration, and Geochemistry of the Two Types of Gold Ore and the Host Rocks from the Carlin-Type Deposits in the Southern Part of the Goldstrike Property, Northern Nevada: Implications for Sources of Ore-Forming Elements, Ore Genesis, and Mineral Exploration / C. M. De Alameda,

- G. R. Olivo, A. Chouinard [et al.] // *Economic Geology*. 2010. Vol. 105. P. 971–1004. DOI:0361-0128/10/3907/971-34.
186. Models and Exploration Methods for Major Gold Deposit Types / F. Robert, R. Brommecker, B. T. Bourne [et al.] // *Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*. 2007. P. 691–711.
 187. *Mohr, D. W.* Kyanite-staurolite metamorphism in sulfidic schists of the Anakeesta Formation, Great Smoky Mountains, North Carolina / D. W. Mohr, R. C. Newton // *Am. Jour. Sci.* 1983. Vol. 283. P. 97–134.
 188. Multistage hydrothermal processes and diverse metal associations in orogenic gold deposits of the Central Lapland Greenstone belt, Finland / F. Molnar, H. O'Brien, Y. Lahaye [et al.] // *Proceeding of the 14th Biennial SGA meeting (20–23 August 2017, Quebec City, Canada)*. 2017. P. 63–66.
 189. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia / R. R. Large, V. V. Maslennikov, F. Robert [et al.] // *Econ. Geol.* 2007. Vol. 102. P. 1233–1267.
 190. New constraints on fluid sources in orogenic gold deposits, Victoria, Australia / B. Fu, M. A. Kendrick, A. M. Fairmaid [et al.] // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. Vol. 163. P. 427–447.
 191. *Nironen, M.* Structural interpretation of the Peräpohja and Kuusamo belts and Central Lapland, and a tectonic model for northern Finland / M. Nironen // *Geological Survey of Finland, Report of Investigation 234*. 2017. 53 p.
 192. No mass-independent sulfur isotope fractionation in auriferous fluids supports a magmatic origin for Archean gold deposits / Y. Xue, I. H. Campbell, T. R. Ireland [et al.] // *Geology*. 2013. Vol. 41. P. 791–794. DOI:10.1130/G34186.1.
 193. *Nurmi, P. A.* Geological setting, history of discovery, and exploration economics of Precambrian gold occurrences in Finland / P. A. Nurmi, P. Lestinen, H. Niskavaara // *J. Geochem. Exploration*. 1991. Vol. 39. P. 273–287.
 194. Ore mineralogy and U-Pb and Re-Os geochronology in the Ikkari Gold Camp, Central Lapland belt, northern Finland / J.-P. Ranta, W. Wacklin, C. Seabrook [et al.]. 2023. URL: <https://www.researchgate.net/publication/374812295> (accessed 20.05.2025).
 195. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types / D. I. Groves, R. J. Goldfarb, M. Gebre-Mariam [et al.] // *Ore Geology Reviews*. 1998. Vol. 13. P. 7–27.
 196. OvocaGoldplcOperationalUpdate. 2007. URL: http://www.ovocagold.com/upload/20070913_ayah_kola_&_goltsovoye_update.pdf. (accessed 02.04.2017).
 197. Pampaloite, AuSbTe, a new mineral from Pampalo gold mine, Finland / A. Vymazalova, K. Kojonen, F. Laufek [et al.] // *Mineral. Mag.* 2019. Vol. 83. P. 393–400.
 198. *Patison, N.-L.* The Suurikuusikko Gold Deposit; Project Development Summary of Northern Europe's Largest Gold Deposit / N.-L. Patison, G. Salamis, V. J. Kortelainen // *Geological Survey of Finland : [Special Paper 44]*. 2007. P. 125–136.
 199. *Pažout, R.* Ag-Pb-Sb Sulfosalts and Se-rich Mineralization of Anthony of Padua Mine near Poličany — Model Example of the Mineralization of Silver Lodes

- in the Historic Kutná Hora Ag-Pb Ore District, Czech Republic / R. Pažout, J. Sejkora, V. Šrein // *Minerals*. 2019. Vol. 9. P. 430. <https://doi.org/10.3390/min9070430>.
200. *Pažout, R.* An unusual Ni-Sb-Ag-Au association of ullmannite, allargentum, Au-rich silver and Au-bearing dyscrasite from Oselské pásmo “silver” Lode of Kutná Hora Pb-Zn-Ag ore district (Czech Republic) / R. Pažout, V. Šrein, Z. Korbelová // *J. Geosci.* 2017. Vol. 62. P. 247–252. DOI:10.3190/jgeosci.249.
 201. Petrogenetic significance of Au-Bi-Te-S associations: the example of Maldon, Central Victorian gold province, Australia / C. L. Ciobanu, W. D. Birch, N. J. Cook [et al.] // *Lithos*. 2010. Vol. 11. P. 1–17.
 202. *Phillips, G. N.* A practical classification of gold deposits, with a theoretical basis / G. N. Phillips, R. Powell // *Ore Geol. Rev.* 2015. Vol. 65. P. 568–573. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.04.006>.
 203. *Phillips, G. N.* Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model / G. N. Phillips, R. Powell // *J. Metam. Geol.* 2010. Vol. 28. P. 689–718.
 204. *Phillips, G. N.* Formation of gold deposits / G. N. Phillips. Singapore : Springer Verlag, 2022. 291 p.
 205. *Pitcairn, I. K.* Background concentrations of gold in different rock types / I. K. Pitcairn // *Appl. Earth Sci. (Trans. Inst. Min. Metall. B)*. 2011. Vol. 120, No. 1. P. 31–38. URL: <https://www.researchgate.net/publication/261031495> (accessed 20.05.2025).
 206. *Pitcairn, I. K.* Metabasalts as sources of metals in orogenic gold deposits / I. K. Pitcairn, D. Craw, D. A. H. Teagle // *Miner. Depos.* 2015. Vol. 50. P. 373–390.
 207. *Pitcairn I. K.*, Sulphide evolution during prograde metamorphism of the Otago and Alpine Schists, New Zealand / I. K. Pitcairn, G. R. Olivo, D. A. H. Teagle // *Can. Min.* 2010. Vol. 48. P. 1267–1296.
 208. Precambrian Geology of Finland — key to the evolution of the Fennoscandian Shield / Editor K. C. Kondie. Elsevier, 2005. 736 p.
 209. Pyrite and pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reefs at Bendigo gold mine, Australia: Insights for ore genesis / H. V. Thomas, R. R. Large, S. W. Bull [et al.] // *Econ. Geol.* 2011. Vol. 106. P. 1–31.
 210. Quantitative assessment of undiscovered resources in orogenic gold deposits in Finland / P. Eilu, K. Rasilainen, T. Halkoaho [et al.] // Geological Survey of Finland, Report of Investigation 216. 2015. 318 p.
 211. Repeated syn and post orogenic gold mineralization events between 1.92 and 1.76 Ga along Kiistala Shear Zone in the Central Lapland greenstone belt, northern Finland / F. Molnar, A. Middelton, H. Stein [et al.] // *Ore Geol. Rev.* 2018. Vol. 101. P. 936–959.
 212. *Ridley, J. R.* Fluid Chemistry of Orogenic Lode Gold Deposits and Implications for Genetic Models / J. Ridley, L. W. Diamond // *Gold in 2000. SEG Reviews*. 2000. Vol. 13. P. 141–162.
 213. *Ridley, J.* Ore deposit geology / J. Ridley. New York : Cambridge University Press, 2013. 409 p.
 214. *Rock, N. M. S.* Can lamprophyres resolve the genetic controversy over mesothermal gold deposits? / N. M. S. Rock, D. I. Groves // *Geology*. 1988a. Vol. 16, P. 538–541.

215. *Rock, N. M. S.* Do lamprophyres carry gold as well as diamonds? / N. M. S. Rock, D. I. Groves // *Nature*. 1988*b*. Vol. 332. P. 253–255.
216. *Rouhonkoski, P.* The copper-gold vein deposit of Kivimaa at Tervola / P. Rouhonkoski, P. Isokangas // *N-Finland. Bull. Geol. Soc. Finland*. 1974. Vol. 46. P. 29–35.
217. Rupert resources NI43-101 Technical report for the Ikkari Project — Finland. 2023. URL: https://rupertresources.com/wp-content/uploads/2023/12/231212-WSP_CAN_Ikkari_NI43101_Rev0.pdf (accessed 23.06.2025).
218. Rupert resources press-release. 2017. URL: <http://rupertresources.com/presentations-2/> (accessed 12.04.2018).
219. Rupert resources press-release. 2019. URL: <https://rupertresources.com/pahtavaara-mine/> (accessed 12.12.2021).
220. *Saunders, J. A.* Formation and aggregation of gold (electrum) nanoparticles in epithermal ores / J. A. Saunders, M. Burke // *Minerals*. 2017. Vol. 7, No. 7. P. 163.
221. *Schonfeld, B.* Anisotropic mean-square displacements (MSD) in single crystals of 2H and 3R-MoS₂ / B. Schonfeld, J. J. Huang, S. C. Moss // *Acta Crystallographica, sec. B: Structural Science*. 1983. Vol. 39B. P. 404–407.
222. *Shackleton, J. M.* Telluride mineralogy of the Golden Mile Deposit, Kalgoorlie, Western Australia / J. M. Shackleton, P. Spry, R. Bateman // *Canadian Mineralogist*. 2003. Vol. 41. P. 1503–1524. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.41.6.1503>.
223. *Simon, G.* Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides; Pt. I, Thermodynamic properties and calculated equilibria / G. Simon, E. J. Essene // *Econ. Geol.* 1996. Vol. 91. P. 1183–1208.
224. Sm-Nd and U-Pb isotope geochemistry of the Palaeoproterozoic mafic magmatism in eastern and northern Finland / H. Huhma, E. Hanski, A. Kontinen [et al.] // *Geol. Surv. Finl. Bull.* 405. 2018. 150 p.
225. Source of boron in the Palokas gold deposit, northern Finland: evidence from boron isotopes and major element composition of tourmaline / J.-P. Ranta, E. Hanski, N. Cook, Y. Lahaye // *Miner. Deposita*. 2017. Vol. 52. P. 733–746. <https://doi.org/10.1007/s00126-016-0700-x>.
226. Sources of metals in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand / I. K. Pitcairn, D. A. H. Teagle, D. Craw [et al.] // *Econ. Geol.* 2006. Vol. 101. P. 1525–1546.
227. Sulfur radical species and gold deposits / G. S. Pokrovski, M. A. Kokh, D. Guillaume [et al.] // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2015. Vol. 112 (44). P. 13484–13489. DOI:10.1073/pnas.1506378112.
228. *Taipale, N.* Mineralogy of the Paleoproterozoic Raja Au-Co prospect, northern Finland : [M.Sc. Thesis] / N. Taipale ; University of Oulu. 2018. 61 p.
229. The Archaean of the Karelia Province in Finland / P. Hölttä, E. Heilimo, H. Huhma [et al.] // *Geological Survey of Finland : [Special Paper 54]*. 2012. P. 21–73.
230. The evolution of the Peräpohja Belt as viewed from within the Rompas-Rajapalot project / N. Cook, F. Molnar, H. O'Brien [et al.] // *Conference paper. 3rd Progress Meeting (7–10 October, 2019, Pohtimolampi, Rovaniemi)*. 2019. P. 13–16. URL: <https://www.researchgate.net/publication/336798486> (accessed 20.05.2025).

231. The formation and preservation of the Witwatersrand goldfields, the largest gold province in the world / H. E. Frimmel, D. I. Groves, J. Kirk [et al.] // *Economic Geology* : [One Hundredth Anniversary Volume] / Society of Economic Geologists, Littleton. 2005. P. 769–797.
232. The Generation and Evolution of the Continental Crust / C. J. Hawkesworth, B. Dhuime, A. B. Pietranik [et al.] // *J. Geol. Soc.* 2010. Vol. 167. P. 229–248. <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-072>.
233. The geodynamic of world-class gold deposits: characteristics, space-time distribution and origins / R. Kerrich, R. Goldfarb, D. Groves, S. Garwin // *SEG Reviews*. 2000. Vol. 13. P. 501–551.
234. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere / J. S. Daly, V. V. Balagansky, M. J. Timmerman, M. J. Whitehouse // *European Lithosphere Dynamics* / Geological Society. Memoirs, Vol. 32. London, 2006. P. 579–598.
235. The Mustajärvi orogenic gold occurrence, Central Lapland Greenstone Belt, Finland: a telluride-dominant mineral system / M. Mueller, P. Peltonen, P. Eilu [et al.] // *Mineral. Depos.* 2020. Vol. 55 P. 1625–1646. <https://doi.org/10.1007/s00126-020-00990-w>.
236. The New IMA List of Minerals — A Work in Progress-Updated. 2024, September. URL: [https://cnmnc.units.it/files/IMA_Master_List_\(2024-09\)-1.pdf](https://cnmnc.units.it/files/IMA_Master_List_(2024-09)-1.pdf) (accessed 21.06.2025).
237. The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project / V. Melezhik, A. R. Prave, A. E. Fallick [et al.] // *Reading the Archive of Earth's Oxygenation*. Springer-Verlag, 2013. Vol. 1. 503 p.
238. The Saattopora orogenic Au-Cu deposit, Central Lapland Greenstone belt, Finland: fluid sources and timing of hydrothermal processes / F. Molnár, Y. Lahaye, H. O'Brien [et al.] // *Life with Ore Deposits on Earth (15th SGA Biennial Meeting 2019, Glasgow)*. 2019. Vol. 2. P. 723–726.
239. Tolstykhite, $Au_3S_4Te_6$, a new mineral from Maletoyvayam deposit, Kamchatka peninsula, Russia / A. V. Kasatkin, F. Nestola, J. Plášil [et al.] // *Mineralogical Magazine*. 2023. Vol. 87, Is. 1. P. 34–39. <https://doi.org/10.1180/mgm.2022.109>.
240. *Tomkins, A. G.* Arsenopyrite melting during metamorphism of sulfide ore deposits / A. G. Tomkins, B. R. Frost, D. R. M. Pattison // *Can. Miner.* 2006. Vol. 44. P. 1025–1042.
241. *Tomkins, A. G.* Mobilization of gold as a polymetallic melt during pelite anatexis at the Challenger deposit, South Australia: a metamorphosed Archean gold deposit / A. G. Tomkins, J. A. Mavrogenes // *Econ. Geol.* 2002. Vol. 97. P. 1249–1271.
242. *Tomkins, A. G.* The Hemlo gold deposit, Ontario: an example of melting and mobilization of a precious metal-sulfosalt assemblage during amphibolite facies metamorphism and deformation / A. G. Tomkins, D. R. M. Pattison, E. Zaleski // *Econ. Geol.* 2004. Vol. 99. P. 1063–1084.

243. *Tomkins, A. G.* Three mechanisms of ore re-mobilisation during amphibolite facies metamorphism at the Montauban Zn-Pb-Au-Ag deposit / A. G. Tomkins // *Mineralium Deposita*. 2007. Vol. 42. P. 627–637.
244. *Tomkins, A. G.* Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: implications for gold deposit genesis / A. G. Tomkins // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2010. Vol. 74, No. 3. P. 246–259.
245. *Tracy, J. T.* Silicate-sulfide-oxide-fluid reactions in granulite-grade pelitic rocks, central Massachusetts / J. T. Tracy, P. Robinson // *American J. Sci.* 1988. Vol. 288A. P. 45–74.
246. U-Pb dating of hydrothermal monazite from the Levijarvi-Loukinen deposit, Central Lapland greenstone belt, northern Finland / M. Kurhila, F. Molnár, H. O'Brien [et al.] // Geological Survey of Finland, Guide 63. 3rd Finnish National Colloquium of Geosciences (Espoo, 15–16 March 2017). 2017. URL: <https://www.researchgate.net/publication/314006567> (accessed 20.05.2025).
247. U-Pb geochronology of monazite from the Hangaslampi gold deposit in the Paleoproterozoic Kuusamo schist belt, northern Finland: implications for dating multi-stage mineralizing events / E. Pohjolainen, F. Molnár, H. O'Brien [et al.] // *Mineral Resources to Discover : [14th SGA Biennial Meeting 2017]*. 2017. Vol. 3. P. 1039–1042.
248. U-Pb geochronology, tourmaline geochemistry, and stable (B, S) isotope constraints from the Hirvilavanmaa Au-only and the polymetallic Naakenavaara orogenic gold deposits, Central Lapland belt, northern Finland / M. Vasilopoulos, F. Molnar, J.-P. Ranta [et al.] // *J. Geochem. Exploration*. 2024. Vol. 258. P. 107419. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2024.107419>.
249. *Vanhanen, E.* Geology, mineralogy and geochemistry of the Fe-Co-Au-(U) deposits in the Paleoproterozoic Kuusamo Schist Belt, north eastern Finland / E. Vanhanen // Geological Survey of Finland, Bull. 399. 2001. 229 p.
250. *Warr, L.* IMA-CNMNC approved mineral symbols / L. Warr // *Mineralogical Magazine*. 2021. Vol. 85. P. 291–320. DOI:10.1180/mgm.2021.43.
251. *Williams-Jones, A. E.* Gold in solution / A. E. Williams-Jones, R. J. Bowell, A. A. Migdisov // *Elements*. 2009. Vol. 5. P. 281–287.
252. *Zhai, D.* Gold-telluride-sulfide association in the Sandaowanzi epithermal Au-Ag-Te deposit, NE China: Implications for phase equilibrium and physicochemical conditions / D. Zhai, J. Liu // *Miner. Petrol.* 2014. Vol. 108. P. 853–871.

Научное издание

Калинин Аркадий Авенирович,
Савченко Евгений Элланович

Минералогия и геохимия рудопроявлений золота
в северо-восточной части Фенноскандинавского щита

Редактор и корректор С.А. Шарам
Технический редактор В. Ю. Жиганов
Компьютерная вёрстка Е. П. Шинкарук

Подписано в печать 20.12.2025. Формат бумаги 70×108 ¹/₁₆.
Усл. печ. л. 23,28. Заказ № 92. Тираж 300 экз.

Федеральный исследовательский центр
«Кольский научный центр Российской академии наук».
184209, Апатиты, Мурманская область, ул. Ферсмана, 14.

Отпечатано в Федеральном исследовательском центре
«Кольский научный центр Российской академии наук».

