
В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская

РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ЗОЛОТА ЛУУПЕАНСУО (КОСТОМУКШСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

Введение

К важнейшим металлогеническим объектам древнейших геологических структур Земли относятся раннедокембрийские зеленокаменные пояса. Для них характерен широкий спектр рудных формаций.

В пределах восточной части Фенноскандинавского щита наибольшая продуктивность рудопроявлений, в том числе золота, приурочена к позднеархейским и раннепротерозойским металлогеническим эпохам.

В Костомукшском рудном районе наряду с железорудной специализацией отмечаются проявления золота. Часть из них известна с 70-х гг. XX в., что отражено в отчетах научных и производственных организаций: КарНЦ РАН – В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская и др., 1979 г.; ПГО «Севзапгеология» – И. Ф. Ткач и др., 1980 г.; В. А. Рогозов и др., 1987 г.; В. В. Ушков и др., 1989 г. На основании исследований сотрудников ВИОГЕМ (А. П. Кузнецов и др., 1988) установлены содержания золота в железистых кварцитах Костомукшского месторождения 0,1–1,6 г/т (среднее – 0,3 г/т). Эти исследования показали возможность получения золота из хвостов обогащения железных руд без нарушения технологического режима основного производства на Костомукшском ГОКе (Лушачков и др., 2004; Мелентьев, 2005).

Выполнение ПГО «Севзапгеология» комплексной программы «Оценка золотоносности зеленокаменных поясов» привело к открытию проявлений золота на участках Таловейс, Берендей (В. В. Ушков, 1988 г.) и Факторное (В. Н. Фурман и др., 1994 г.).

В последние годы в Костомукшском зеленокаменном поясе были выявлены и исследованы рудопроявления золота, локализованные в пределах Костомукшского рудного поля, которые включают месторождение Таловейс и рудопроявления Факторное, Берендей, Луупеансуо, Восточное, Ниemiярвинское, Рувинваара, Западно-Рувинварское, Центрального и Южного карьеров (Металлогения Карелии, 1999; Кожевников, 2000; Кулешевич и др., 2000, 2005; Головина, Ватолин, 2003; Петров, Головина, 2003; Горьковец, Раевская, 2004; Сафонов и др., 2006; Головина, 2007; Kuleshevich, Gorkovets, 2008).

Таким образом, в Костомукшском зеленокаменном поясе рудопроявления золота встречаются в пределах всего Костомукшского рудного поля и относятся к одному из перспективных типов золоторудных месторождений – золото-сульфидно-кварцевому типу зеленокаменных поясов в ассоциации с железисто-кремнистыми формациями (Рундквист, 1997; Сафонов и др., 2004, 2006).

Имеющиеся данные о содержании золота в пределах Костомукшского месторождения и Костомукшского рудного поля позволяют оценить золоторудную минерализацию как промышленно значимую в качестве источника попутного сырья при добыче и переработке железистых кварцитов и вмещающих их пород.

На Костомукшском месторождении железистых кварцитов в карьере «Южный» в конце 70-х гг. XX в. были зафиксированы точки золотой минерализации под названием «рудопроявление золота Южно-Костомукшское». Это наименование было дано не совсем удачно, так как ранее, в 1975 г., название «Южно-Костомукшское» было присвоено рудопроявлению железа, находящемуся за пределами Костомукшского месторождения. Поэтому во избежание путаницы рудопроявление золота, вскрытое в контурах карьера «Южный», характеризующее в нашей статье, целесообразно именовать «Луупеансуо» – по названию болота, находившегося именно на данном участке.

Геологическая и минералого-геохимическая характеристика

Золоторудное проявление Луупеансуо приурочено к крутопадающему на север лопийскому (позднеархейскому) супракрустальному комплексу, метаморфизованному в условиях амфиболитовой фации (рис. 1). Рудопроявление локализовано в терригенно-и хемогенно-осадочных породах гимольской серии позднего архея с возрастом 2,8 млрд лет, а также в позднеархейских пластово-секущих телах ультрамафитов и риодацитов (геллефлинт) с возрастом 2,707 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 2000). Золотосодержащие рудные тела сопровождаются расположенными параллельно с ними дайками габбро-долеритов и габбро, простирающимися СЗ 310°.

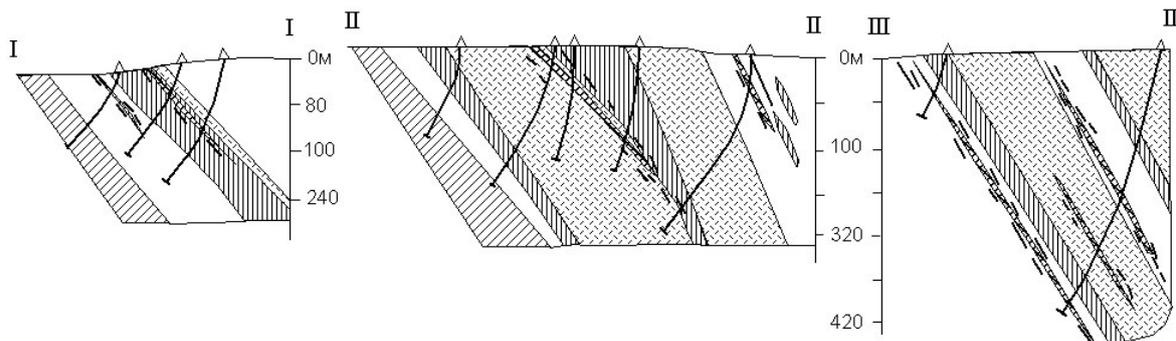
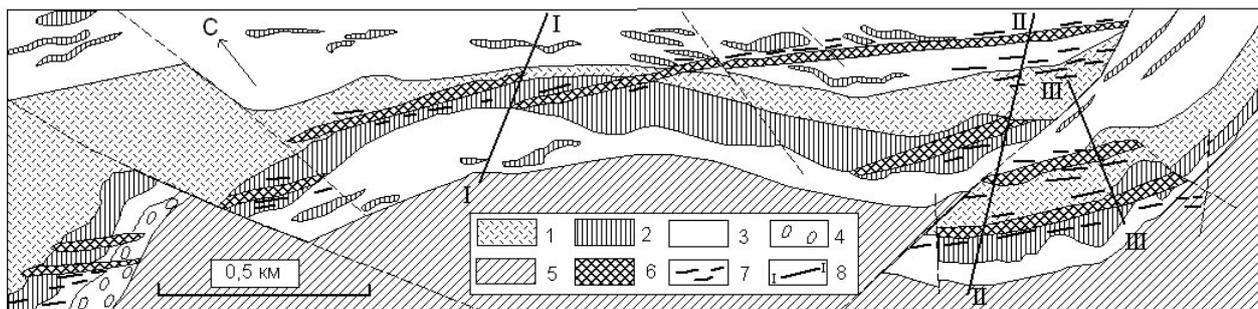


Рис. 1. Схема размещения золотого оруденения в южной части Костомукшского железорудного месторождения (рудопроявление Луупеансу):

1 – риодациты (геллефлинты); 2 – магнетитовые кварциты; 3 – ритмично слоистые слюдястые сланцы; 4 – конгломераты; 5 – базальты; 6 – установленная золоторудная минерализация; 7 – рудоконтролирующие тектонические зоны; 8 – I-II, II-II, III-III – разрезы

Характерная для железных руд полосчатость сохранилась заметной благодаря присутствию магнетит-кварцевых прослоев мощностью 1–2 см. Сульфидизация в виде полосчатых скоплений сопровождается интенсивным окварцеванием с развитием мелкозернистого серого кварца, эпидотизацией, альбитизацией, калишпатизацией. Содержание сульфидов достигает 30% (рис. 2).

Силикаты (роговая обманка, кварц, эпидот, хлорит, калиевый полевоый шпат и альбит) выполняют промежутки между зернами рудных минералов. Магнетит сконцентрирован в бедных другими рудными минералами прослоях. Химический состав силикатов приведен в табл. 1 (Cabri et al., 2007).

В изученных золото-сульфидно-арсенопиритовых рудах среди рудных минералов преимущест-

венно развит арсенопирит (5–30%), лёллингит, пирротин (5–10%), пирит (1–3%), халькопирит, самородный висмут, сфалерит, галенит, теллур (табл. 2).

Арсенопирит (FeAgS) является наиболее ранним и наиболее высокотемпературным ($t = 500\text{--}548^\circ$) минералом (Скотт, 1984), образующим ряд генераций ромбических кристаллов 0,1–1 см, реже до 1,5 см. В его химическом составе отмечается незначительная (до 0,5%) примесь никеля (табл. 2).

Лёллингит (FeAs_2) формирует отдельные призматические кристаллы серо-белого цвета в сростках с арсенопиритом. В его химическом составе постоянно содержится примесь никеля в количестве 3,0–3,8%. Температура формирования лёллингита 440–500 °С.

Таблица 1

Химический состав силикатов золото-сульфидно-арсенопиритовой руды, мас. %

Компонент	Роговая обманка						Эпидот						Калишпат		Хлорит	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	47,5	43,6	49,5	48,2	51,4	49,8	37,3	37,7	39,3	37,6	67,1	66,7	63,8	64,5	26,1	25,1
TiO ₂	0,7	0,4	0,3	0,7	0,3	0,4										
Al ₂ O ₃	7,6	9,8	6,0	6,7	3,6	6,0	27,5	27,2	27,2	27,8	20,0	20,0	18,0	17,0	13,0	13,5
Fe ₂ O ₃							8,8	9,6	8,7	8,5			0,8	1,0		
FeO	19,2	19,2	17,2	18,0	16,8	17,9									45,3	44,2
MnO	0,5	0,6	0,5	0,7	0,4	0,6									0,3	0,8
MgO	10,3	9,7	12,5	11,3	13,8	12,0									3,4	3,4
CaO	12,5	12,0	12,1	12,3	12,5	12,5	23,8	22,7	23,1	23,7	1,8	1,8				
Na ₂ O	1,0										10,0	10,3				
K ₂ O	0,6	0,9	0,5	0,6		0,4							17,1	17,2		
Сумма	98,9	97,2	98,6	98,5	98,8	99,6	99,7	98,2	98,3	97,6	99,8	99,9	99,7	99,7	88,1	87,0

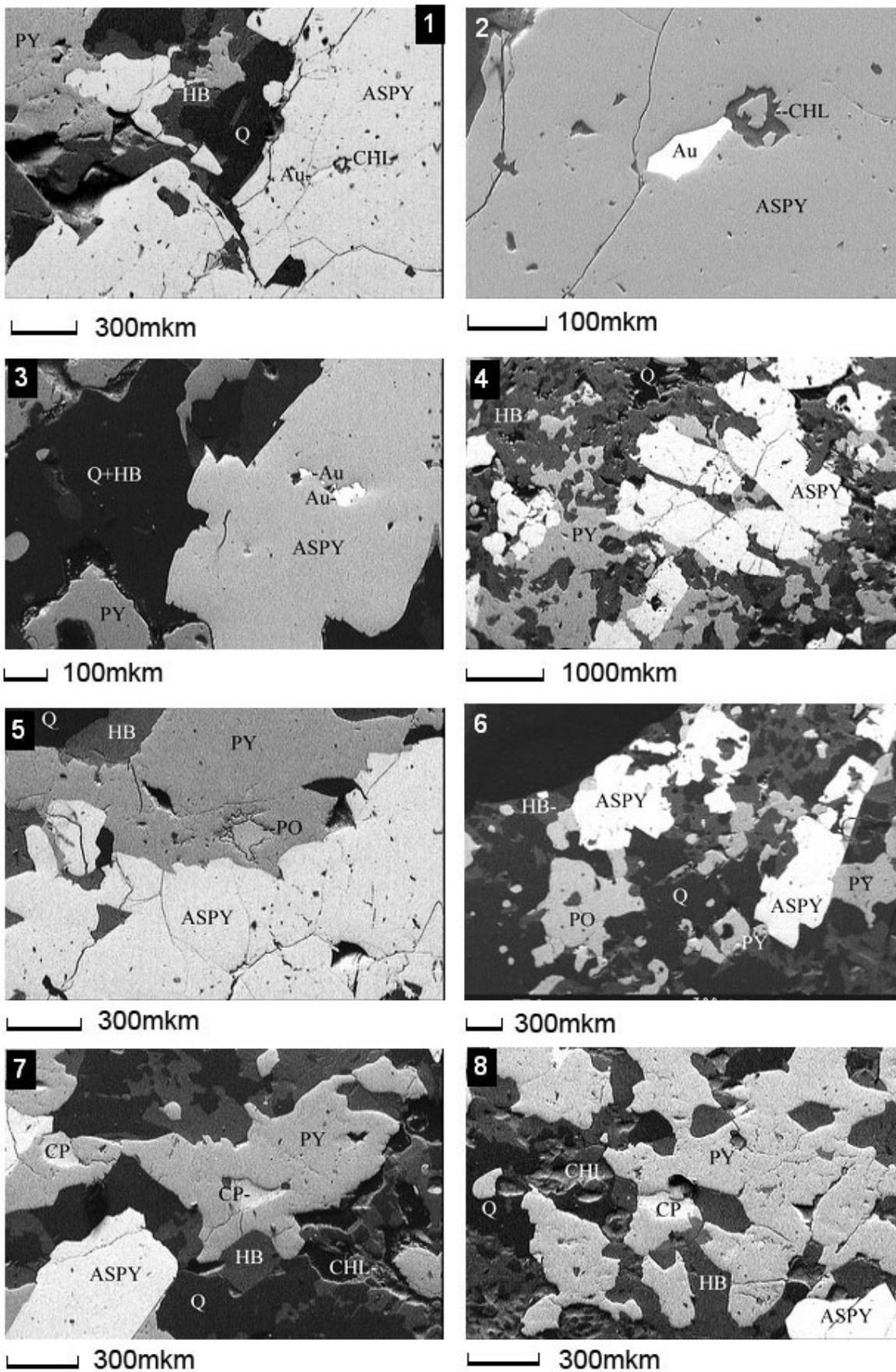


Рис. 2. Взаимоотношение рудообразующих минералов и структура золото-сульфидно-арсенипиритовой руды, полированные шлифы, SEM-изображения (BIE)

Таблица 2

Химический состав сульфидов из зон минерализации, мас. %

Анализ	Минерал	Fe	Ni	S	As	Сумма
1	Арсенопирит	32,7	0,2	17,3	49,2	99,4
2	Арсенопирит	33,9	0,5	16,8	49,0	100,2
3	Арсенопирит	33,8	0,4	16,8	48,7	99,7
4	Пирротин	61,9		37,9		99,8
5	Пирротин	61,5		38,2		99,7
6	Пирротин	62,2		37,1		99,3
7	Пирит	46,6		53,3		99,9
8	Лёллингит	23,6	3,8	0,5	72,0	99,9
9	Лёллингит	23,9	3,4	0,5	71,7	99,5
10	Лёллингит	24,3	3,0	1,1	70,5	98,9

Пирротин (FeS) является поздним эпигенетическим минералом и формируется после арсенидов, встречается в виде мелких аллотриоморфных зерен размером 0,1 мм или в виде прожилков. Пирротин цементирует арсенопирит. Температура формирования ~380°.

Более поздние рудные минералы представлены самородным золотом и более редкими, сопровождающими золоторудное проявление минералами – мальдонитом (Au₂Bi), аурустибитом (AuSb₂), цумоитом (BiTe), самородным висмутом, хедлейитом (Bi₂Te₃). Температура формирования этой рудной ассоциации от 260° (распад твердого раствора Bi-Te с образованием самородного висмута и хедлейита) до 120° (парагенезис золота, мальдонита, аурустибита).

Для детального изучения самородного золота, размеров его зерен, химического состава, минеральных ассоциаций и парагенезисов минералов, сопровождающих самородное золото, были отобраны бороздовые пробы весом до 3 кг из золото-сульфидно-арсенопиритовой руды, представленной метасоматически измененными магнетитсодержащими безрудными железистыми кварцитами, слюдястыми сланцами и геллефлинтами.

Минералогические и геохимические исследования золоторудных проб проведены в химической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН в полированных пришлифовках на микроанализаторе Tescan. Более глубокие исследования золоторудных проб осуществлены Н. С. Рудашевским в лаборатории электронной микроскопии и микронзондового анализа НПП «Кирси». Пробы были разделены электроимпульсным методом на установке SPARK-2, что обеспечивает разрушение породы по границам зерен и позволяет получить полную информацию о первичных форме и размере зерен минералов, в том числе золота, в исследуемой руде. Из каждой пробы был получен «тяжелый» концентрат методом гидросепарации с использованием управляемой компьютером установки HS-11. Минералы полированных шлифов «тяжелых» концентратов исследовались на микроанализаторе Camscan-4DV с энергодисперсионным спектромет-

ром Link AN-10000. В концентратах определен химический состав самородного золота и сопровождающих рудных минералов, их взаимоотношения, закономерности локализации самородного золота, химический состав породообразующих минералов (Рудашевский и др., 2001). Метод гидросепарации реализует накопление «тяжелых» минералов типа самородного золота в концентратах до 10 000 раз по сравнению с исходным материалом, что обеспечивает для этих фаз надежную чувствительность минералогического анализа ~0,1 г/г.

Из «тяжелых» концентратов были приготовлены полированные шлифы горячим прессованием с пластиком.

Размеры зерен самородного золота определялись с помощью компьютера по результатам обработки изображений его зерен (программа-image J) в полированных шлифах «тяжелых» концентратов всего диапазона классов крупности (от –40 до 125 мкм). Размер зерна (в микрометрах) определялся как эффективный диаметр круга (ECD), площадь которого равна площади измеренного зерна.

В «тяжелых» концентратах присутствуют многочисленные зерна самородного золота. Для характеристики золота была использована выборка 190 его зерен из всех размерных фракций. Зерна самородного золота имеют неправильную и нередко относительно изометричную форму (рис. 3–6).

Следует отметить, что при использованной методике разделения руды зерна самородного золота практически не фрагментировались и сохраняли свои первичные размеры. Это подтверждается наличием многочисленных зерен самородного золота, края которых «отмаркированы», в частности, зернами арсенопирита (рис. 4).

Наблюдение многочисленных зерен самородного золота различных размеров (10–250 мкм) позволяет выявить истинные взаимоотношения его с арсенопиритом и другими рудными минералами. Если в полированных шлифах руды обнаруживаются только относительно редкие включения самородного золота в минералах, то в зернах-сростках «тяжелых» концентратов отчетливо видно, что самородное золото является более поздним по отношению ко всем рудным минералам и выполняет промежутки между этими кристаллами (рис. 5).

При разделении электроимпульсным методом самородное золото относительно легко высвобождается. В «тяжелых» концентратах преобладают «богатые» сростки самородного золота с арсенопиритом и с сульфидами (58,7%), а также свободные зерна (27,6%); бедные сростки относительно редки (13,7%) (рис. 7). Размеры зерен самородного золота изученной выработки (n = 190) варьируют от 2 до 250 мкм, средний – 42 мкм. Анализ данного размерного распределения показывает, что зерна самородного золота вскрываются практически полностью при дроблении изученной пробы руды до крупности – 40 мкм или даже 63 мкм (рис. 8).

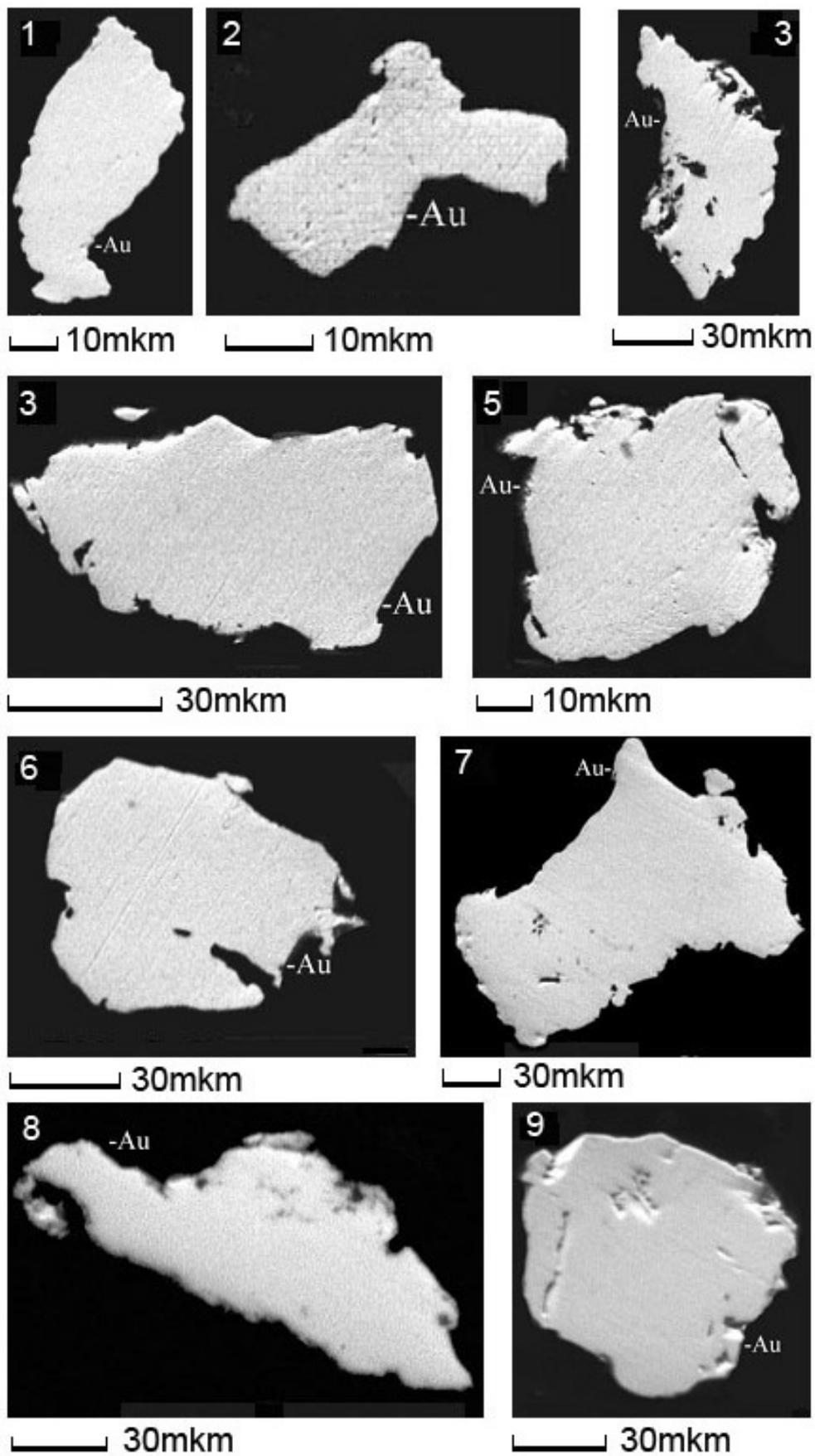


Рис. 3. Свободные зерна самородного золота, полированные шлифы «тяжелых» концентратов, SEM-изображения (BIE)

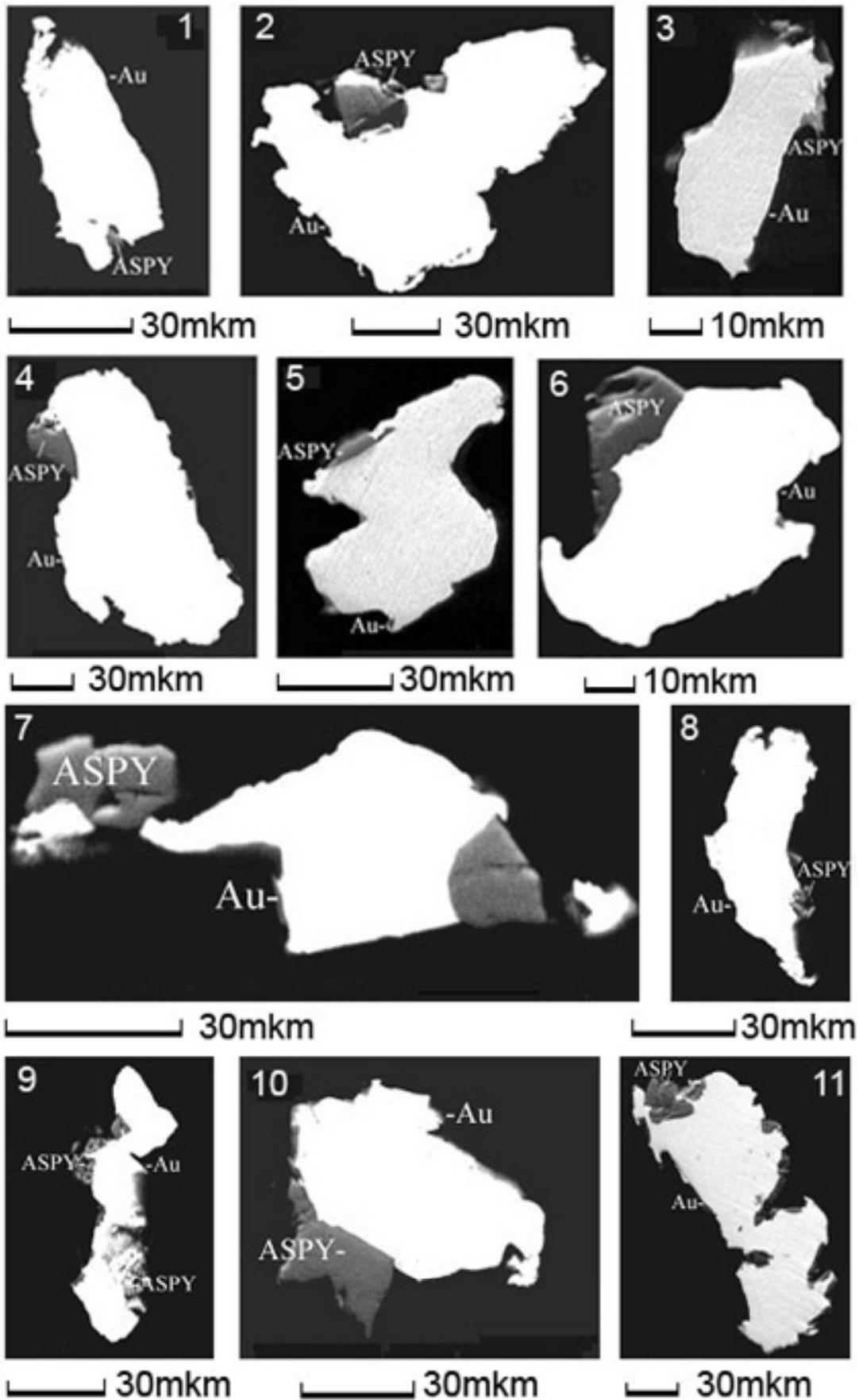


Рис. 4. Зерна-сростки самородного золота и арсенипирита, полированные шлифы «тяжелых» концентратов, SEM-изображения (BIE)

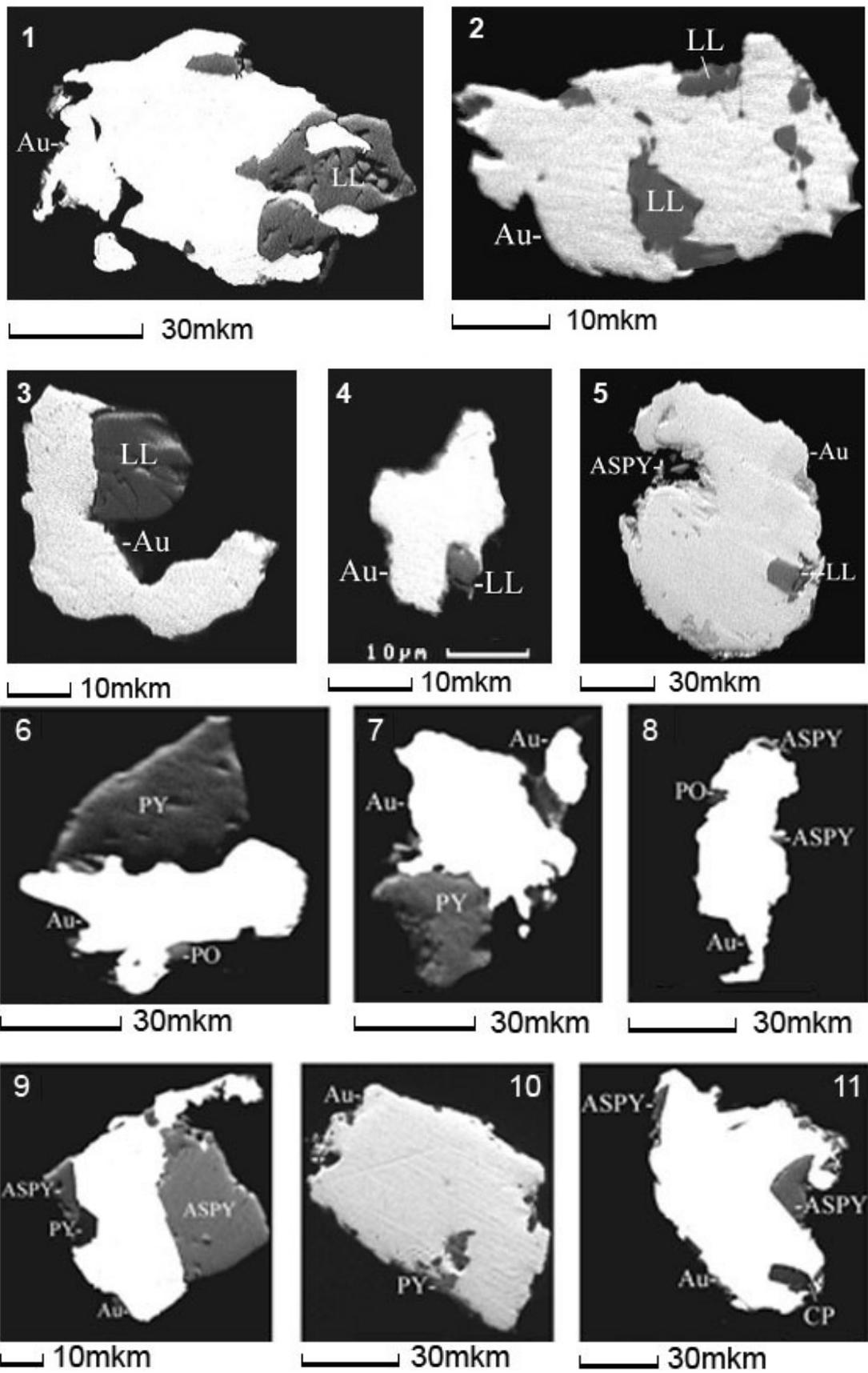


Рис. 5. Зерна-сростки самородного золота с арсенид-сульфидами и сульфидами; полированные шлифы «тяжелых» концентратов, SEM-изображения (BIE)

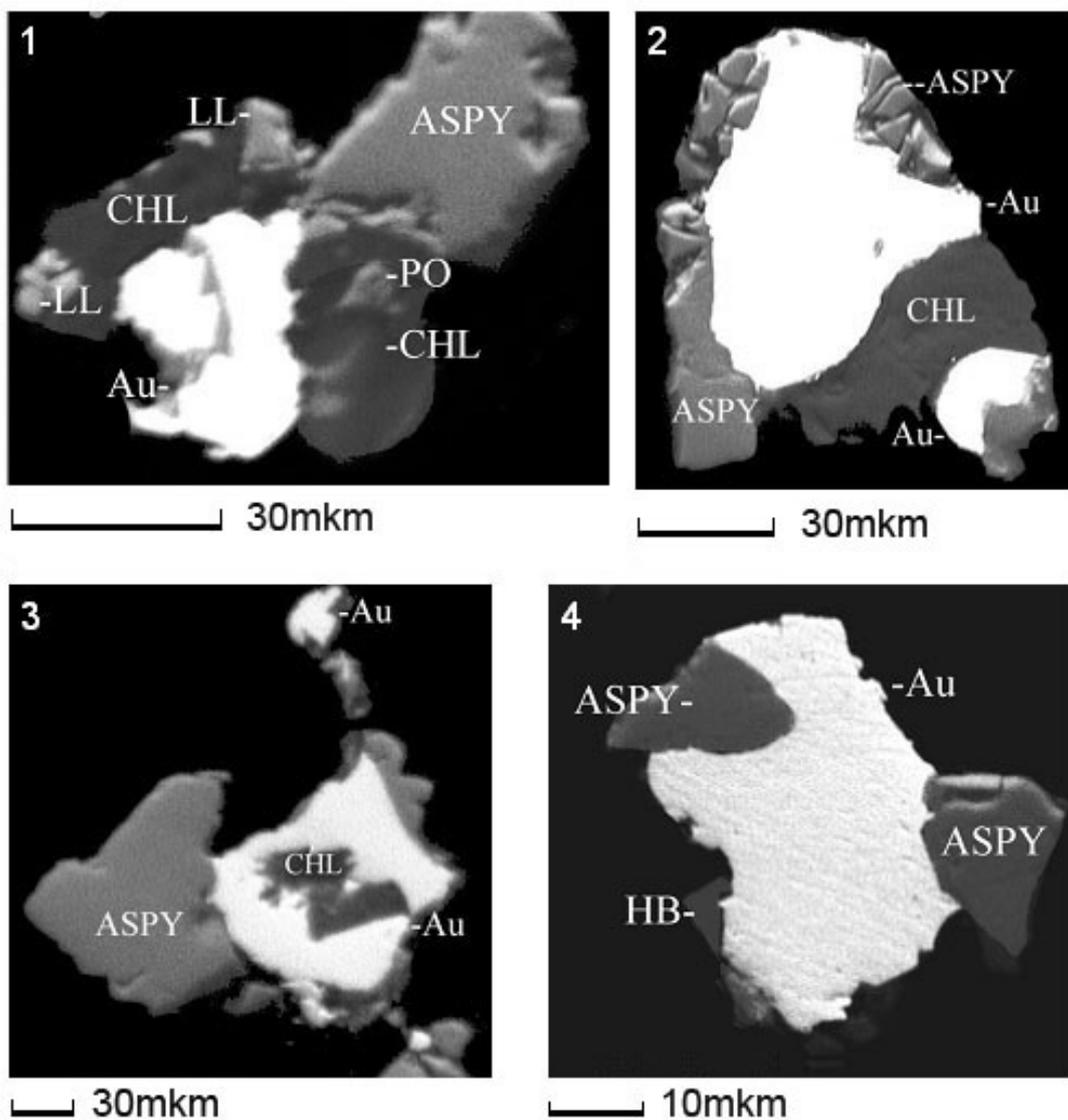


Рис. 6. Зерна-сростки самородного золота с породообразующими минералами; полированные шлифы «тяжелых» концентратов, SEM-изображения (BIE)

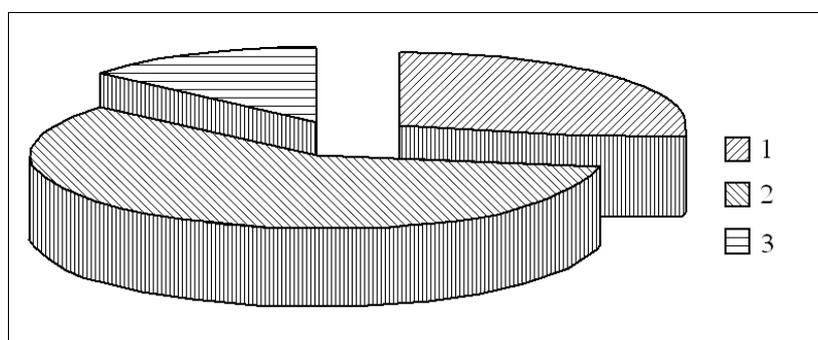


Рис. 7. Соотношение различных минеральных ассоциаций самородного золота в «тяжелых» концентратах:

1 – свободные зерна (27,6%), 2 – богатые сростки (58,7%); 3 – бедные сростки (Au < 30% поверхности частицы – 13,7%)

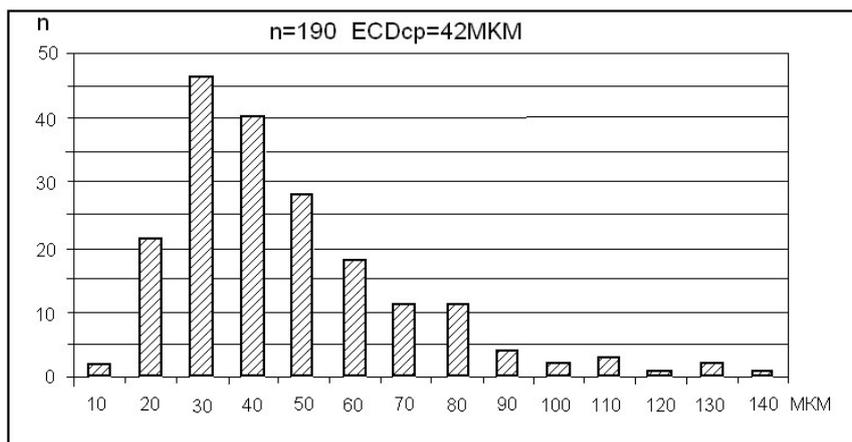


Рис. 8. Гистограмма размеров зерен самородного золота, извлеченных в «тяжелые» концентраты

Химический состав золота определен из двух проб для представленной выборки: первая проба – 82, вторая – 15 анализов различных зерен с использованием Link AN-10000 (рис. 9). Зональность по химическому составу в зернах самородного золота не установлена. Данные показывают широкие вариации химического состава самородного золота (0,5–29,2% Ag). Средний химический состав самородного золота (мас. %) ($n+82\pm 115$): Au 89,3, Ag 9,7, сумма 99,0. На гистограммах видно присутствие в общей выборке, по крайней мере, двух групп химического состава самородного золота с максимумами: 1) 85–88% Au и 2) 94–97% Au. Первая из этих групп в целом близка к области упорядоченности Au_3Ag . Вторая группа высокопробных составов является характерной для самородного золота, формировавшегося в близповерхностных условиях.

Во всех размерных фракциях зерна самородного золота находятся в следующих минеральных ассоциациях: мономинеральные зерна (рис. 3); зерна-сростки с арсенопиритом (рис. 4); зерна-сростки с сульфидными и силикатными минералами (рис. 5–6).

Результаты обработки изображения этих выделенных групп зерен самородного золота представлены в виде круговой диаграммы (рис. 10). Преобладают сростки с арсенопиритом (55,6%) и свободные зерна (27,6%), далее следуют лёллингитсодержащие (5,8%) сростки. Более редки пиритсодержащие (3,2%) и силикатсодержащие (2,1%) сростки.

Об условиях формирования золоторудного проявления Луупеансуо можно судить на основании результатов изучения газовой-жидких включений. Изучение газовой-жидких включений в кварце из золотоносных прожилково-гнездовых выделений, содержащих арсенопирит, пирротин, халькопирит, показало, что рудная минерализация формировалась при температуре 540–375 °C в условиях снижения давления от 4,5 до 2,5 кбар (Кулешевич и др., 2005; Прокофьев и др., 2005). Дальнейшее исследование газовой-жидких включений было проведено В. Ю. Прокофьевым в пробах из той же зоны из метасоматически измененных безрудных гранат-биотит-грю-

неритовых кварцитов на контакте с геллефлинтами. Кварц сопровождается высокотемпературной рудной минерализацией – арсенопиритом, пирротинном, реже халькопиритом.

Водная вытяжка из включений в кварце содержит большое количество компонентов, включающих (г/кг H_2O): натрий (34,2), кальций (56,5), хлор (16,1), уголекислота (139,0) и метан (12,6), HCO_3 (255,1), B (0,56), Br (1,23), Sr (1,26), Al (4,58), Mn (0,42), Fe (1,12), Ba (5,57), W (1,32), Sc (0,45) и Zn (0,29), (ppm), Li (5,6), Rb (16,65), Cr (17), Mo (21), Sb (6,8), Co (1,7), Ni (97), Cu (74), As (25), Ga (0,5), Ge (13,5), Ti (65), Cr (30), Y (0,16), Zr (2,3), Nb (0,16), Sn (3,5), Te (22), Au (0,64), Hg (4), Se (3,3), Tl (2,7), Cd (18), La (0,8), Ce (1,7), Pr (0,16), Nd (0,32), Sm (0,24), Eu (0,56), Gd (0,08), Pb (12), Ta (0,08) и Th (0,39). Данные, полученные В. Ю. Прокофьевым (Прокофьев и др., 2005), показали, что на регрессивном этапе метаморфизма в районе Костомукшского железорудного месторождения флюидные растворы были насыщены многими рудными компонентами.

Широкое проявление гидротермальных процессов обусловлено значительной флюидонасыщенностью гранитного расплава, обогащенного углеродсодержащими, хлоридными и сульфидными газами. Флюиды кислых гранитных расплавов обладают свойствами интенсивного межгранулярного просачивания (Светов, Свириденко, 2005). Важнейшим эндогенным фактором образования золоторудных проявлений и месторождений являются глубинные флюидные потоки минерализованных водных растворов, поставляемых крупными глубокофокусными тектоническими зонами (Золоторудные..., 2000). Как показали исследования физико-химических условий формирования золото-сульфидного (арсенопиритового) оруденения (Павлова, Боровиков, 2008), гидротермальный кислый хлоридный раствор (pH_3) может переносить до $10^{-3,5}$ м золота и до $10^{-1,5}$ м серебра преимущественно в виде хлоридных и в меньшей степени сульфидных форм ($AuCl_3^{2-}$, $AuCl_2^-$, $AgCl_3^{2-}$, $AgCl_2^-$, $AnHS^0$).

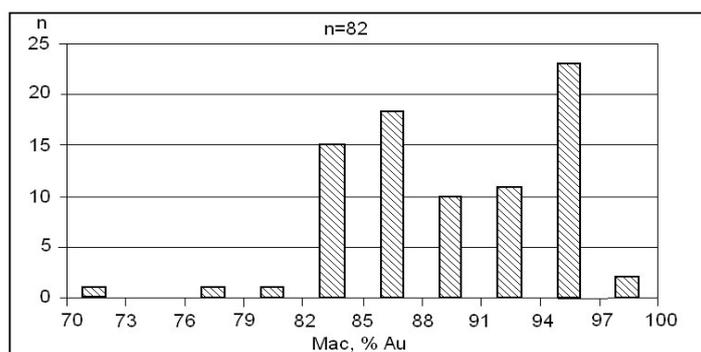


Рис. 9. Гистограмма содержания золота в самородном золоте (выборка 82 микрозондовых анализов различных зерен в «тяжелом» концентрате)

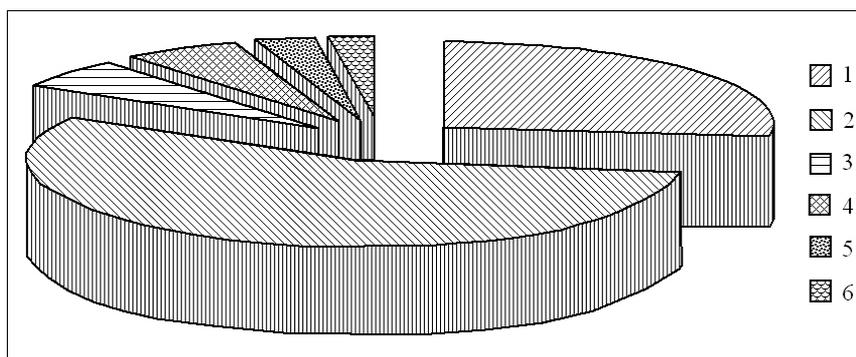


Рис. 10. Соотношение объемов зерен самородного золота, находящегося в различных минеральных ассоциациях в составе «тяжелых» концентратов:

1 – мономинеральные зерна (27,6%); 2 – сростки с арсенопиритом (55,6%); 3 – сростки, в которых наряду с арсенопиритом присутствует пирротин (5,6%); 4 – сростки, в которых наряду с арсенопиритом присутствует лёллингит (5,8%); 5 – сростки, в которых наряду с арсенопиритом и пирротином присутствует пирит (3,2%); 6 – сростки, в которых наряду с арсенопиритом и сульфидами присутствуют рудообразующие силикаты

Основными факторами формирования золото-арсенопиритовых рудопроявлений и месторождений является высокая золотоносность хлорид-сульфидного раствора и высокое содержание в рудообразовании флюида Au. Высокопробное золото отлагается из сильноокислых ($pH < 3$) высокохлоридных и близнейтральных низкохлоридных растворов, потенциальная золотоносность которых при $T\ 350\ ^\circ C$ и давлении 1 кбар примерно одинакова и составляет 10^{-4} м. При снижении температуры гидротермального раствора Au и Ag отлагаются из более кислого раствора в виде самостоятельного золота высокой пробности при $T\ 300\ ^\circ C$ и электрума при $T < 250\ ^\circ C$.

Для зарождения и концентрирования золота особую роль играют пирит и арсенопирит (Амосов, Васин, 1995). Эти сульфидные минералы исследователями рассматриваются как полифункциональные кристаллофизические осадители и накопители золота. Пиритовые и арсенопиритовые агрегаты и кристаллы являются универсальным геохимическим барьером для золота, серебра, платиноидов, мышьяка, сурьмы, вольфрама, ртути и других элементов.

Золоторудные тела Луупеансуо по простиранию прослежены на 2000 м при мощности рудных тел от 1,5 до 21 м; средняя мощность нами определена в

5 м. По падению оруденение прослежено серией разведочных скважинами на глубину до 500 м.

Золоторудное проявление Луупеансуо контролируется серией тектонических зон по ослабленным контрастным по составу породам супракрустальных толщ гимольской серии и в контактах с пластовосекущими риодацитами (геллефлинтами) и ультрамафитами.

В бедных ($Fe_{mt} < 17\%$), безрудных и малорудных железистых кварцитах, углеродсодержащих сланцах присутствуют рассеянная вкрапленность и линзовидные обособления пирротина и пирита, представляющие аутигенную сульфидную минерализацию.

Первый этап концентрации золота в железистых кварцитах и вмещающих толщах связан с региональным метаморфизмом лопийских образований. В результате метаморфизма сформировались ранние эпигенетические минералы, содержащие первично рассеянное тонкораспыленное золото, низкопробное (730), зачастую медистое (до 13%), и его состав отвечает аурикуприду ($AuCu_3$). При метаморфических и метасоматических процессах пирротин сегрегируется в виде прожилков, неправильных форм гнезд, линз. Золотоносность сингенетических и ранее эпигенетических сульфидов крайне низка и составляет

0,005–0,01 г/т. Последующие этапы концентрации Au связаны с гидротермально-метасоматической регенерацией и переотложением рудного вещества из железистых кварцитов и вмещающих комплексов. Самородное золото этих этапов высокопробное (867–997). Из примесей в нем присутствует только серебро (2–15,3%) и крайне редко незначительные содержания (~1%) ртути.

Золото в железистых кварцитах, слюдяных, углеродсодержащих сланцах и риодацитах (геллефлингах) рудопроявления Луупеансуо приурочено к зонам халькопирит-пиритин-арсенопиритового оруденения. Золото-сульфидная минерализация контролируется тектоническими разломами СЗ 300–310° простираения, секущими все типы пород. Эти зоны имеют региональное распространение в пределах восточной части Фенноскандинавского щита. Такие трансструктурные разрывные дислокации раннепротерозойского возраста (2,45 млрд лет) широко распространены в пределах Карельского кратона. Они являются ведущим фактором размещения центров магматических проявлений (малые интрузии) и обуславливают высокую активность метасоматических процессов (Светов, Свириденко, 2005).

Геолого-структурные и вещественно-морфологические особенности золоторудных проявлений Костомукшского рудного района позволяют говорить о гидротермально-метаморфогенном генезисе Au руд, образовавшихся за счет регенерации и переотложения рудного вещества вмещающих комплексов.

Формирование золоторудных проявлений в Костомукшском районе происходило в два этапа и в значительной степени было оторвано от первичного отложения железорудных формаций.

Первый этап формирования золоторудных месторождений (Таловейс) и рудопроявлений ассоциируется с микроклиновыми гранитами и гранит-порфирами с возрастом 2,7 млрд лет. Позднеархейские гранитоиды совместно с субмеридиональными и СВ разломными зонами играют рудо локализирующую роль. Для раннего этапа характерны два типа оруденения – золото-сульфидно(пирит)-кварцевый и золото-кварцевый. Рудопроявления незначительны. Запасы Au по категории С₂ составляют 15,5 кг. Прогнозные ресурсы – 12 т Au (Кожевников, 2000).

Второй этап формирования золоторудных проявлений района связан с региональными разломными зонами СЗ 310° простираения. Золоторудные проявления ассоциируют с располагающимися в этой мо-

бильно-проницаемой зоне раннепротерозойскими селецкими и рапаквивоподобными гранитами с возрастом 2,45 млрд лет. По этим признакам возраст золоторудного проявления Луупеансуо может быть косвенно определен как раннепротерозойский (2,45 млрд лет). Для этого этапа характерен золото-арсенопирит-кварцевый тип оруденения.

Прогнозные ресурсы рудопроявления Луупеансуо составляют 125 т Au при среднем содержании Au 3 г/т и средней мощности рудных тел 5 м.

Формирование месторождений и рудопроявлений золота в Костомукшском рудном районе охватывает длительный временной интервал – от позднего архея до позднего протерозоя, в течение которого взаимосвязанно и последовательно развивались процессы магматизма, седиментации, метаморфизма, метасоматоза в соответствии с этапами тектонических дислокаций.

Таким образом, геологические, физико-химические и минералогические исследования золоторудного проявления Луупеансуо приводят к выводу, что основными рудоконтролирующими факторами золоторудной минерализации являются структурный, литостратиграфический, магматический и метасоматический.

Во-первых, золоторудное рудопроявление связано с региональными зонами дробления и расщепления, приурочено к серии кварцевых жил СЗ 310° простираения. Во-вторых, важное значение имеют литостратиграфические факторы, такие, как зоны контактов различных по химическим и физико-механическим свойствам пород – контакты осадочных флишевых толщ, железисто-кремнистых осадков с интрузивными кислыми (риодациты) и ультраосновными (коматиты) породными комплексами.

В-третьих, магматические факторы имеют первостепенное значение для локации золотооруденения. Селецкие щелочные граниты и рапаквивоподобные граниты протерозоя 2,45 млрд лет, несущие флюидные растворы, являлись благоприятным фактором формирования Au рудопроявлений.

Не менее важным эндогенным фактором формирования золотой минерализации является ее связь с глубинными потоками минерализованных флюидов вдоль крупнейших глубокофокусных сдвиговых зон.

В-четвертых, гидротермально-метасоматическая регенерация и переотложение Au оруденения явилось существенным фактором формирования рудных месторождений и рудопроявлений.

ЛИТЕРАТУРА

Амосов Р. А., Васин С. Л. Онтогенез самородного золота России. М., 1995.

Головина Т. А. Минералы благородных металлов во вмещающих породах Костомукшского месторождения железистых кварцитов (Карелия) // ЗРМШ. 2007. № 1. С. 101–107.

Головина Т. А., Ватолин А. С. Золото во вмещающих породах Костомукшского месторождения // Геология и

геоэкология Северо-Запада России: Материалы XIV молодежной конф., посвящ. памяти К. О. Кратца. Петрозаводск, 2003. С. 25–26.

Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Геология и рудоносность геологических формаций Костомукшского рудного района // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / Под ред. Д. В. Рундквиста. М., 2004. С. 95–109.

Золоторудные гиганты России и мира. Авт.: М. М. Константинов, Е. М. Некрасов, А. А. Сидоров, С. Ф. Стружков. М., 2000. 272 с.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.

Кулешевич Л. В., Васюкова О. В., Фурман В. Н. Минералогия и условия формирования золоторудных проявлений Костомукшской структуры по данным газовой-жидких включений // Записки ВМО. 2005. № 5. С. 19–31.

Кулешевич Л. В., Фурман В. Н., Кортаева Н. Н. Золоторудное проявление Берендей (Южно-Костомукшское рудное поле) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2000. С. 50–59.

Луцаков А. В., Быховский Л. З., Тигунов Л. П. Нетрадиционные источники попутного получения золота: проблемы и пути решения // Минеральное сырье, сер. геолого-экономическая. № 14. М., 2004. 82 с.

Мелентьев Г. Б. Распределение золота и других особо ценных и токсичных микрокомпонентов в железорудном сырье Костомукши и продуктах его переработки // Материалы V конгресса обогатителей стран СНГ. Т. 1. М., 2005. С. 35–39.

Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. 340 с.

Павлова Г. Г., Боровиков А. А. Физико-химические факторы формирования Au-As, Au-Sb и Ag-Sb месторождений // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50, № 6. С. 494–506.

Петров С. В., Головина Т. А. Типы золоторудной минерализации в рудных и вмещающих породах Костомукшского месторождения железистых кварцитов (Карелия) // Метаморфизм, гранитообразование и рудогенез: Материалы юбилейной научной сессии к 100-летию Н. Г. Судовикова. СПб., 2003. С. 98–100.

Прокофьев В. Ю., Волков А. В., Кулешевич Л. В., Сидоров А. А. Первые данные об условиях формирования и составе рудообразующих флюидов проявлений золота в же-

лезорудном месторождении Костомукша (Карелия) // ДАН. 2005. Т. 402, № 2. С. 233–238.

Рундквист Д. В. Факторы времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи. Этапы и стадии рудообразования // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 1. С. 11–24.

Сафонов Ю. Г., Попов В. В., Волков А. В. и др. Геодинамические факторы образования крупных и суперкрупных докембрийских золоторудных концентраций // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / Под ред. Д. В. Рундквиста. М., 2004. С. 15–46.

Сафонов Ю. Г., Волков А. В., Горьковец В. Я. и др. Золоторудный потенциал территории России и перспектива поисков крупных золоторудных месторождений // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 2. Стратегические виды рудного сырья / Под ред. Н. П. Лаверова, Ю. Г. Сафонова. М., 2006. С. 241–270.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. 357 с.

Свириденко Л. П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л., 1974. 157 с.

Скотт С. Д. Использование сфалерита и арсенипирита для оценки температур и активной серы в гидротермальных месторождениях // Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования. Новосибирск, 1984. С. 41–49.

Cabti L., Rudashevsky N., Gorkovets V., Rudashevsky V. Study of native gold from Luupeansuo deposit (Kostomuksha area, Karelia, Russia) usiry the combination of Electric Pulse Disaggregation (EPD and Hydroseparation (HS) // G. Mineral Consulting. Ottawa, Canada, 2007. P. 1–16.

Kuleshevich L. V., Gorkovets V. Y. Mineralogy of the Precambrian Southern Kostomuksha Gold Prospect in Karelia // *Geology of Ore Deposits*. 2008. Vol. 50, N. 7. P. 599–608.