

Перспективное рудопроявление золота Костомукшского рудного района (Западная Карелия, Россия)

В.Я.Горьковец¹, М.Б.Раевская¹, Н.С.Рудашевский², В.Н. Рудашевский²

¹Институт геологии, Карельский научный центр РАН, г. Петрозаводск, e-mail: gorkovet@krc.karelia.ru

²Центр Новых Технологий, г. Санкт-Петербург, e-mail: nrudash@list.ru

Костомукшский железорудный район, расположенный в северо-западной части Карельского кратона, отличается своеобразием и минерагенической специализацией. Здесь находится Костомукшское месторождение – крупнейшее на Фенноскандинавском щите по запасам железных руд и Корпангское месторождение, содержащее легкообогатимые железные руды, пригодные для бездомной металлургии. Кроме этого обнаружено значимое золоторудное проявление Луупеансуо. Характерной особенностью района является проявление рифейского алмазоносного лампроитового магматизма.

В геологическом отношении Костомукшская структура (Костомукшское рудное поле) находится на границе двух блоков отличных по геолого-структурным, металлогеническим и геохимическим характеристикам. На западе Костомукшская структура примыкает к раннеархейскому комплексу кристаллического фундамента – Вокнаволоксскому блоку. С востока к Вокнаволоксскому блоку примыкает гранит-зеленокаменная область в пределах которой находится и Костомукшский рудный район.

Супракрустальные кристаллические образования Костомукшского района представлены поздеархейским комплексом метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород с возрастом 2,9-2,7 млрд лет.

В Костомукшском зеленокаменном поясе рудопроявления золота встречаются в пределах всего Костомукшского рудного поля [1].

Золоторудное проявление Луупеансуо локализовано в терригенно- и хемогенно-осадочных породах гимольской серии позднего архея с возрастом 2,8 млрд. лет, а также в поздеархейских пластово-секущих телах ультрамафитов и риодацитов (геллефлинт) с возрастом 2,707 млрд. лет). С золотосодержащими рудными телами параллельно располагаются сопровождающие их дайки габбро-долеритов и габбро простиранием СЗ 310°. Для аналогичных даек района определен возраст 2,45 млрд. лет [3].

Золоторудное проявление приурочено к лопийскому (поздеархейскому) супракрустальному комплексу, крутопадающему на север и метаморфизованному в условиях амфиболитовой фации (рис.1.). Этот комплекс является рудоносным и включает переслаивающиеся метаморфизованные осадочные породы, представленные магнетитовыми кварцитами, слюдистыми сланцами, полимиктовыми конгломератами, а также более поздними пластовосекущими телами риодицитов (геллефлинт) и ультрамафитов (талк-хлоритовых и тремолитовых сланцев).

В бедных железных рудах ($Fe_{\text{мт}} < 17\%$), безрудных и малорудных железистых кварцитах и углеродсодержащих сланцах присутствует рассеянная вкрапленность и линзовидные обособления пирротина, реже пирита. При метаморфических и метасоматических процессах пирротин сегрегируется в виде прожилков, неправильной формы гнезд, линз. Золотоносность сигнетических и ранних эпигенетических сульфидов крайне низка и составляет 0,005-0,01 г/т. Золоторудные тела по простиранию прослежены на 2500 м при мощности от 1,5 до 15 м; средняя мощность составляет 5 м. по падению оруденение прослежено разведочными скважинами на глубину до 500 м.

Золото в железистых кварцитах, слюдистых, углеродсодержащих сланцах и риодацитах (геллефлинтах) рудопроявления Луупеансуо концентрируется в зонах развития халькопирит-пирротин-арсенипиритового оруденения. Золото-сульфидная минерализация контролируется тектоническими зонами СЗ 300-310° простираения секущими слоистость и сланцеватость пород. Минералогические и геохимические исследования золоторудных проб были проведены в лаборатории электронной микроскопии и микрозондового анализа НПП "Кирси". Минералы полированных шлифов "тяжелых" концентратов исследовались на микроанализаторе Camscan-4DV с энергодисперсионным спектрометром Link AN-10000.

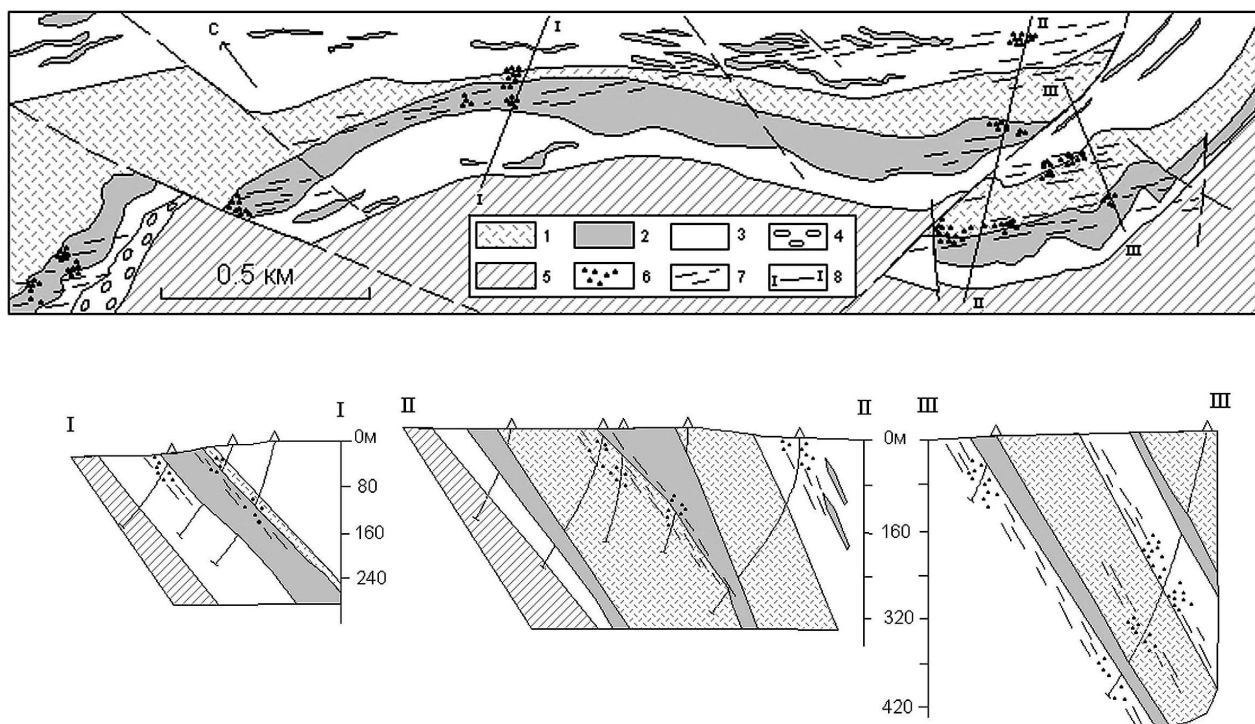


Рис. 1. Схема размещения золотого орудинения в южной части Костомукшского месторождения магнетитовых кварцитов (рудоправление золота Лупеансуо):

1 – риодациты(геллефлинты), 2– магнетитовые кварциты, 3 – ритмичнослоистые кварц-биотитовые и биотит-полевошпат-кварцевые сланцы, 4 – конгломераты, 5 – базальты, 6 – установленная золоторудная минерализация, 7 – рудоконтролирующие зоны расланцевания, I-I, II-II... – разрезы

В изученной руде среди рудных минералов преимущественно развит арсенопирит (5–20%), пирротин (5–10%) и пирит (1–3%), леллингит, халькопирит, самородный висмут и шеелит. Арсенопирит является наиболее ранним минералом и образует идиоморфные зерна от 0,5 до 15 мм. Пирротин и пирит обычно обрастают кристаллы арсенопирита. Халькопирит и пирротин нередко включены в пирите. Самородно золото является более поздним по отношению к самородному висмуту и обрастает зерна висмута.

Особенностью химического состава сульфидов является присутствие примеси Ni в арсенопирите (до 0,5%) и леллингите (до 3,8%). Температура минералообразования по содержанию As в арсенопирите составляет 502–548°C [2].

Силикаты (роговая обманка, кварц, эпидот, хлорит, калиевый полевой шпат и альбит) выполняют промежутки между зернами рудных минералов. Магнетит сконцентрирован в прослоях бедных другими рудными минералами.

В "тяжелых" концентратах всех размерных фракций 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.2).

Наблюдение многочисленных зерен самородного золота различных размеров (10-250 мкм) позволяет выявить истинные взаимоотношения его с арсенопиритом. Если в полированных шлифах руды удастся наблюдать только относительно редкие включения самородного золота в арсенопирите, то в зернах-сростках с арсенопиритом отчетливо видно, что самородное золото является более поздним по отношению к арсенопириту и выполняет промежутки между его кристаллами (рис 3.).

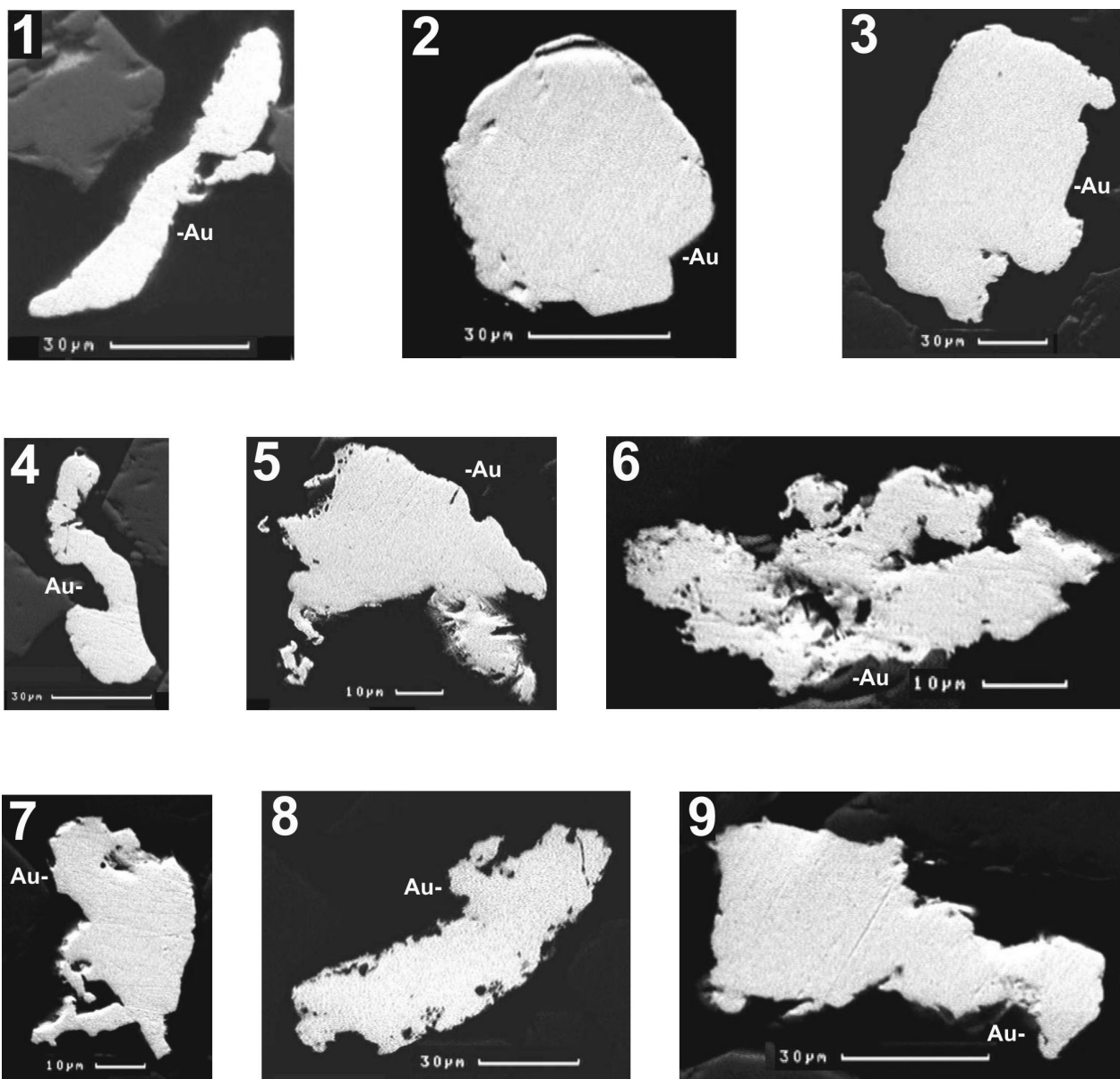


Рис. 2. Свободные зерна самородного золота, извлеченные в «тяжелые» концентраты; полированные шлифы «тяжелых» концентратов; SEM изображения (BIE)

При разделении электроимпульсным методом самородное золото относительно легко высвобождается. В "тяжелых" концентратах преобладают "богатые" сростки самородного золота с арсенопиритом и с сульфидами (58,7%); бедные сростки относительно редки (13,7%). Размеры зерен самородного золота изученной выборки ($n=190$) 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. Самородное золото при дроблении легко высвобождается, образуя "открытые" сростки с леллингитом, арсенопиритом, с самородным висмутом или свободные зерна. Характер вскрытия зерен самородного золота в целом предполагает оптимистические оценки для использования традиционных как гравитационных, так и флотационных технологий (возможно с дальнейшим цианированием концентратов) переработки исследуемых руд.

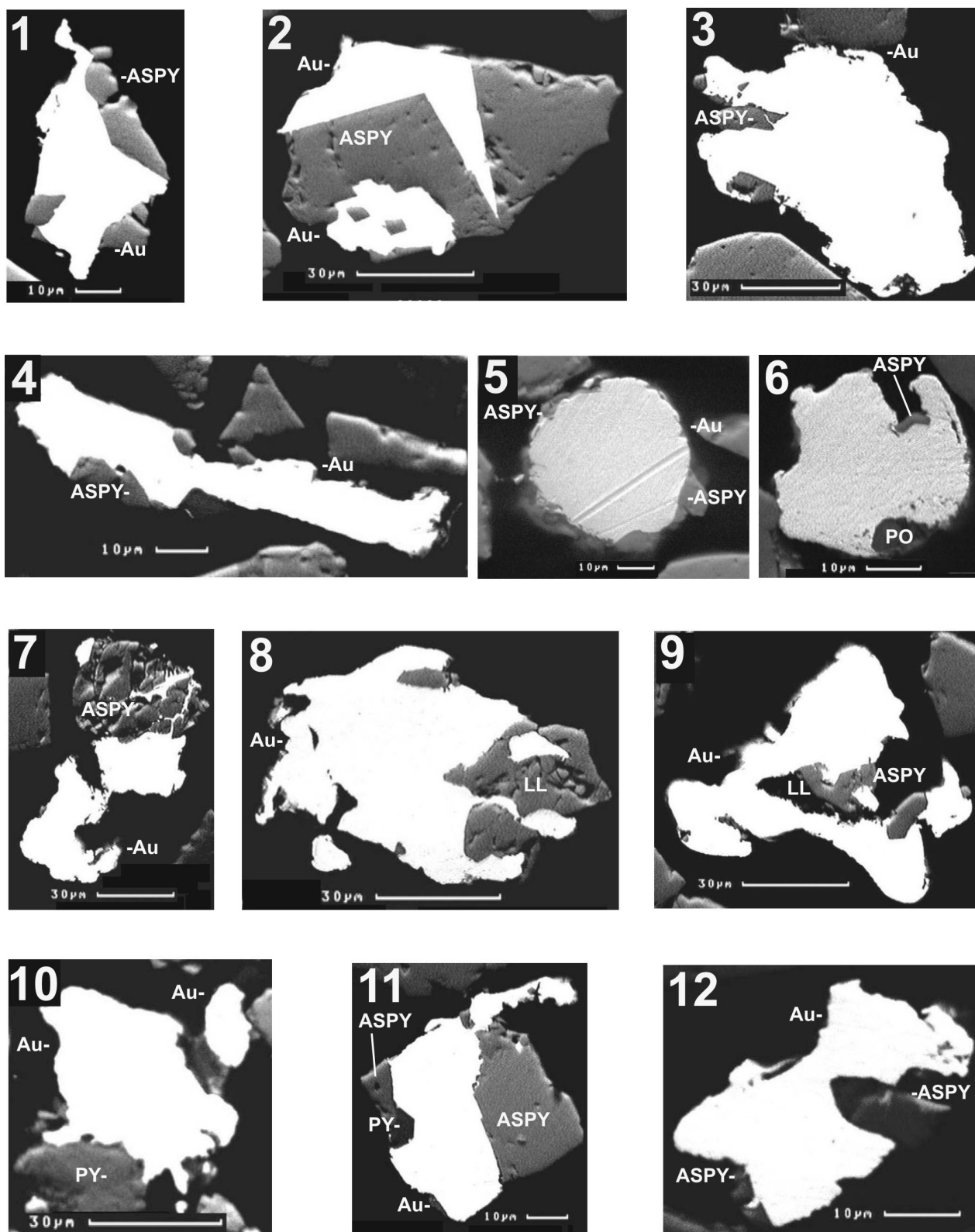


Рис. 3. Зерна-сростки самородного золота, извлеченные в «тяжелые» концентраты; полированные шлифы, SEM изображения (BIE)

Химический состав золота определен из 2 проб для представленной выборки: первая проба – 82, вторая – 115 анализов различных зерен с использованием Link AN-10000. 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 (масс.%) ($n=82+115$): Au 89,3, Ag 9,7, сумма 0,99. В общей выборке, присутствуют две группы 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 близповерхностных условиях. Минералогические данные позволяют рекомендовать при геохимических металлогенетических поисках Au-аномалий, помимо Au и As (арсениды) также Ni (в леллингите), Bi (самородный висмут) и W (шеелит) – элементы, сопровождающие самородное золото в золотоносных метасоматитах.

Геолого-структурные и вещественно-морфологические особенности золоторудных проявлений Костомукшского рудного района позволяют трактовать гидротермально-метаморфогенный генезис 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.

Прогнозные ресурсы рудопроявления Луупеансуо составляют 70 тонн Au при среднем содержании Au 3г/т и средней мощности рудных тел 5 м.

Литература

1. Кулешевич Л.В., Васюкова О.В., Фурман В.Н. Минералогия и условия формирования золоторудных проявлений Костомукшской структуры по данным газовой-жидких включений // Зап. Росс. Минер. Общ., ч. СХХХ, № 5, 2005, с. 19–31.
2. Скот С.Д. Использование сфалерита и арсенопирита для оценки температур и активностей серы в гидротермальных месторождениях // Физико-химические модели петрогенеза и рудопроявления. Новосибирск. Наука., 1984, с. 41–48.
3. Lukkonen E.J. Archaean and Early Proterozoic structural evolution in the Kuhmo-Suomosalmi terrain, Eastern Finland, 1992, 113 p.

Прогнозы алмазоносности Карельского региона Фенноскандинавского щита

Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Попов М.Г., Свириденко Л.П., Светов А.П.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, e-mail: gorkovets@krc.karelia.ru

Практически все промышленные месторождения алмазов, связанные с кимберлитами и лампроитами, находятся в пределах древних кратонов, что подтверждает известную эмпирическую закономерность – правило Клиффорда. Согласно правилу Клиффорда промышленно-алмазоносные кимберлиты и лампроиты приурочены к стабильным кратонам с возрастом стабилизации более 2,5 млрд. лет, т.е. областям архейской консолидации. Причем, в настоящее время известно присутствие алмазоносных кимберлитов в орогенических поясах протерозоя на границе с архейскими кратонами, что значительно расширяет перспективы алмазоносности.

Для докембрия Фенноскандинавского щита большое значение приобрел выявленный в последнее время кимберлитовый и лампроитовый тип мантийного вулканизма. Находки алмазов, минералов-спутников, поля трубок кимберлитов и многочисленные дайки лампроитов известны во многих частях щита.

Причем следует напомнить, что формированию Фенно-Карельского кратона предшествовало длительное формирование данного участка земной коры – с раннего архея до фанерозоя, что наложило свой отпечаток этих процессов в породных комплексах. По этим реликтам возможно восстановить всю геологическую историю развития региона и дать объяснение металлогеническим