

А. И. Голубев, В. И. Иващенко, Н. Н. Трофимов, А. М. Ручьев

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ КАРЕЛИИ НА КРУПНЫЕ КОМПЛЕКСНЫЕ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Введение

Важнейшим результатом металлогенических исследований конца XX века на территории Карелии стало обоснование выделения в ее пределах новой благороднометалльной провинции России, предопределенное выявлением ряда месторождений и более двухсот рудопроявлений золота и платиноидов. Особый интерес представляет оценка перспектив выявления крупных благороднометалльных объектов, имеющих большое экономическое значение. Такая оценка возможна на основе анализа минерагенических закономерностей, установленных на других докембрийских щитах, в первую очередь, Фенноскандинавском, и их адаптации к условиям Карелии с учетом геологических особенностей ее территории.

Принимая во внимание специфику уже известных в Карелии благороднометалльных месторождений и проявлений, целесообразно раздельно рассматривать существенно золоторудные и существенно платиноидные, а также комплексные золото-платиноидные объекты.

Золоторудные месторождения

Обстановки нахождения и типизация золоторудных месторождений Фенноскандинавского щита. Фенноскандинавский щит по времени формирования и кратонизации его частей подразделяется на три домена (Gaal, Gorbatshev, 1987): архейский, свекофеннский (включая Трансскандинавский магматический пояс) и готский (рис. 1).

Архейский домен состоит из Карельской и Кольской гранит-зеленокаменных областей, кратонизированных в позднем архее, и Беломорского мобильного пояса. В раннем протерозое на Карельском кратоне в результате рифтогенных процессов были сформированы палеопротерозойские зеленокаменные пояса, самый крупный из которых – Лапландский, вероятно, протягивается более чем на тысячу километров – до Онежской структуры и Ветреного Пояса (Pankka, Vanhanen, 1988).

Свекофеннский домен является результатом рифтинга архейского Карельского кратона по оси Раахе – Ладога (от северной Швеции до Ладожского озера) с

новообразованием океанической коры и последующим конвергентным взаимодействием с формируемым офиолитовых, островодужных, окраинно-континентальных комплексов и их аккрецией и коллизией во время свекокарельского орогенеза (Niironen, 1997). Трансскандинавский магматический пояс, простирающийся от юго-восточной Швеции в Норвегию к каледонидам (рис. 1), представлен посторогенными магматическими комплексами, сформированными по юго-западному краю свекофеннид после завершения свекокарельского орогенеза (1,85–1,65 млрд лет).

В строении Готского домена, расположенного в юго-западной Скандинавии (рис. 1), участвуют ортогнейсы, метаосадки и посттектонические гранитоиды с возрастом 1,65–0,9 млрд лет, подвергшиеся высокотемпературному метаморфизму в период Свеконорвежской орогении (1,05–0,9 млрд лет).

К настоящему времени во всех перечисленных крупных структурных единицах Фенноскандинавского щита известны промышленно значимые золоторудные объекты. За всю историю горнорудного освоения его недр добыто около 500 т золота: в Швеции ~400 т; в Финляндии ~100 т; в Норвегии ~20 т; в России (Карелия) ~150 кг. Запасы золота (с прогнозными ресурсами по категории P₁) Фенноскандии составляют ~1000–1500 т (>1000 т – в Швеции, Финляндии и Норвегии). На ее территории, преимущественно в Швеции и Норвегии, действует около десяти золотодобывающих рудников (один в Финляндии). В Карелии золотодобывающих предприятий пока нет.

Главными металлогеническими эпохами золота на щите являлись неоархейская (2,8–2,7 млрд лет), проявившаяся в лопийских зеленокаменных поясах, и протерозойская (1,9–1,8 млрд лет) – в палеопротерозойских зеленокаменных поясах, свекофеннидах и Трансскандинавском магматическом поясе. По геологической позиции золоторудные месторождения в пределах Фенноскандинавского щита, с учетом опубликованных и фондовых материалов по золотоносности его территории и оригинальных данных авторов по ряду золоторудных объектов Карелии и Швеции, подразделяются на (рис. 1):

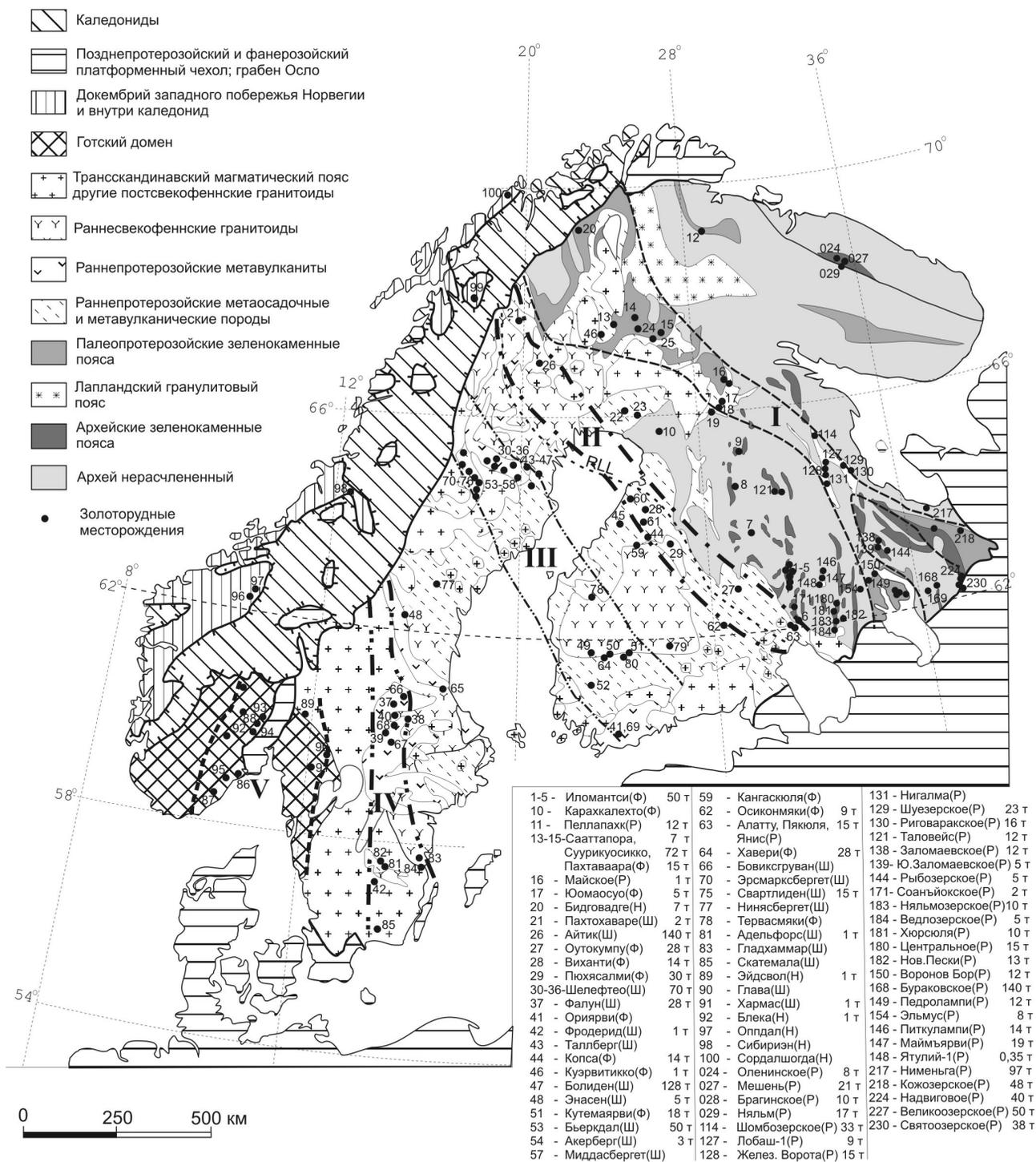


Рис. 1. Схема размещения золоторудных месторождений на Фенноскандинавском щите (по: Eilu, 1999; Sundblad, 2003; с дополнениями)

В списке месторождений буква в круглых скобках после наименования месторождения обозначает его государственную принадлежность: (Р) – Россия, (Ф) – Финляндия, (Ш) – Швеция, (Н) – Норвегия. Рядом с названием месторождения – ресурсы (для России) и запасы (другие страны) золота в тоннах. RLL – Раахе-Ладожская линия. Пунктирными линиями околнурены металлогенические золоторудные зоны (пояса) постархейского возраста: I – палеопротерозойская в зеленокаменных поясах; II, III – свекофенские (II – континентально-окараинная, III – островодужная); IV – Трансскандинавского магматического пояса; V – готская

1. Месторождения в архейских зеленокаменных поясах.
2. Месторождения в палеопротерозойских зеленокаменных поясах.

3. Месторождения в свекофеннидах и Трансскандинавском магматическом поясе (ТМВ).
4. Месторождения в Готском домене (область свеко норвежской регенерации).

5. Месторождения в докембрии Западной Норвегии и докембрийских тектонических «окнах» в каледонидах.

6. Палеороссыпи и современные россыпи.

Вне зависимости от геологических обстановок нахождения золоторудные месторождения Фенноскандинавского щита относятся к нескольким генетическим типам (табл. 1), впервые в систематизированном виде выделенным для данного региона применительно к золоторудным объектам Финляндии (Eilu, 1999). Ведущим генетическим типом среди них, как и в других докембрийских регионах (Groves et al., 2003 и др.), является орогенический мезотермальный (мезозональный) в зонах сдвиговых дислокаций. Определяющим в формировании орогенических месторождений золота, кроме факторов, присутствующих эндогенной золоторудной системе по определению (Иващенко, 2006), является также связь с соответствующей геодинамической обстановкой и наличие базовых золоторудных формаций.

Геодинамическая позиция свекофенских орогенических мезотермальных золоторудных объектов рассматриваемого щита и Карельского региона в частности, вероятно, определяется эволюцией геологических структур над зонами субдукции. Распространение этого тезиса и для архейских месторождений золота на территории Карелии (Кулешевич, 2005) представляется малообоснованным. Это же отмечается и для других докембрийских регионов (Сафонов и др., 2005).

Золоторудные месторождения в архейских зеленокаменных поясах широко распространены на докембрийских щитах. Многие из них относятся к классу крупных и суперкрупных (Тимминс-Поркьюпайн, Керкленд Лейк – Канадский щит; Калгурли – Западно-Австралийский кратон и др.). За последние десятилетия в пределах Карельской и Кольской гранит-зеленокаменных областей Фенноскандинавского щита открыто несколько золоторудных месторождений и большое число проявлений (рис. 2), но в отличие от других щитов даже средних по масштабам среди них нет (Кожевников и др., 1997). Месторождения относятся к трем генетическим типам – орогеническому мезотермальному (мезозональному) в зонах сдвиговых дислокаций, порфиоровому (intrusion-related) и эпитермальному метаморфизованному (табл. 1).

Наиболее значимые и изученные месторождения орогенического типа находятся в золоторудном районе Иломанси (Финляндия) зеленокаменного пояса Ялонвара – Иломанси – Тулос (Geological development..., 1993). Крупнейшим среди них является месторождение Валкеасуо (17,5 т Au), локализованное в северной части сланцевого пояса Хатту и контролируемое субмеридиональной зоной сдвиговых дислокаций. В пределах российской части данного зеленокаменного пояса известно несколько высокоперспективных рудопроявлений золота орогенического и порфиорового типов (Иващенко, Лавров, 1994; Иващенко, 2006).

Среди золоторудных объектов в других архейских зеленокаменных поясах Карельского региона по масштабам и степени изученности выделяются месторождения Рыбозеро (3,28 т Au; 2,18 г/т), Лобаш-1 (5,06 т Au, 4,1 г/т), Педролампи (3,4 т Au; 5,9 г/т) и Таловейс в Карельской гранит-зеленокаменной области (Минерально-сырьевая..., 2005; Кулешевич, 2005 и др.) и Оленинское (28 т Au, 3,1 г/т), Няльм (34,5 т Au, 0,35–3,7 г/т) и Пеллапахк (24,0 т Au, 0,1 г/т) – в Кольской (Волков, Новиков, 2002; Гавриленко, 2003 и др.). Месторождение Лобаш-1 среди них является наиболее значительным и перспективным для наращивания запасов золота.

Месторождение Лобаш-1 расположено в Тунгудско-Воингозерской структуре Авнеозеро-Парандовского зеленокаменного пояса и, являясь частью рудно-магматической системы Лобашского гранитного плутона (Кулешевич и др., 2004; Минерально-сырьевая..., 2005), соответственно относится к порфиоровому типу месторождений. Штокверковая золоторудная минерализация локализована в экзоконтактовом ореоле гранитоидов на удалении 300–400 м от их кровли. Непосредственно в эндо-, экзоконтакте гранитного плутона развито штокверковое молибденовое оруденение (молибденовое месторождение Лобаш). Возраст лобашских гранитов по циркону (ТИЭ, U/Pb) оценивается в $2807,7 \pm 1,4 - 2595,3 \pm 7,5$ млн лет (Ларин, 1990; Беляцкий и др., 2002), а рудной минерализации: молибденит (Re/Os) – $2815-1570 \pm 85$ млн лет (H. Stein, ун-т шт. Колорадо, США; Покалов, 1992); галенит (Pb/Pb) – 1,9–1,5 млрд лет (Ларин, 1990; Кулешевич и др., 2004). Граниты интродуцируют субгоризонтально залегающие метавулканы пебозерской серии лопия, представленные пластовым чередованием пород разной кремнекислотности при ограниченном распространении их кислых разновидностей – кварцевых порфиров. Последние слагают пластообразные тела мощностью 1,0–30,0 м. Золотонесущая минерализация сосредоточена в карбонат-сульфидно-кварцевых прожилках, жилах и зонах окварцевания мощностью до 1–2 м, сопряженных с рассланцеванием, биотитизацией и пропилитизацией, интенсивно проявленными вдоль контактов пород разной кремнекислотности и особенно вблизи кварцевых порфиров и риодацитов (Минерально-сырьевая..., 2005). Рудоносный пологозалегающий штокверк размером 800×800 м прослеживается до глубины 250–300 м и характеризуется на весь свой объем повышенными содержаниями золота – 0,01–0,1 г/т. Более высокие его концентрации – до 1 г/т зафиксированы в нескольких зонах мощностью >10 м. В преимущественно линзовидно-пластовых рудных телах со средней мощностью 0,9–1,8 м и протяженностью 20–235 м среднее содержание золота составляет 4,71 г/т, меди – 0,4%, серебра – 10 г/т. Руды мелкозернистые полисульфидные (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, пирротин, висмутотеллуриды, электрум, самородные золото и висмут) (Кулешевич и др., 2004). Запасы золота на месторождении по категории C₂ оцениваются в 5,06 т, серебра – 10,7 т, меди – 4,3 тыс. т (Минерально-сырьевая..., 2005).

Таблица 1

Генетические типы золоторудной минерализации Фенноскандинавского щита

Генетический тип	Геологические структуры	Возраст, млрд лет	Месторождения, рудопроявления
Орогенический мезозональный (мезотермальный)	AR зеленокаменные пояса: Иломантси, Кухмо, Суомуссалми, Ялонвара, Костомукша, Сумозеро, Хаутоваара, Колмозеро	AR 2,7	Валкеасуо, Пампало, Куйттила, Рямепоро, Хатуноя, Юовангйоки, Пролонвара, Рыбозеро, Хюрсюля, Берендей
	PR зеленокаменные пояса: Лапландский, Куусамо, Перяпохья, Карасьйоки, Каутокейно, Кируна, Печенга-Варзуга	PR 1,9–1,85	Пахтаваара, Сааттопора, Суурикуосикко, Биджовадгге, Пахтохаваре, Майское
	Свекофеннский складчатый пояс: Шеллефте, Раахе-Хаапаярви, Саво, Тампере, Бергслаген, С. Приладожье	PR 1,87–1,83	Акерберг, Бьеркдал, Осиконмяки, Лайвакангас, Пякюля, Алатту, Янис, Райконкоски
	Транскандинавский магматический пояс	PR 1,8–1,7	Адельфорс, Солстад
	Готский домен	PR 1,0	Глава, Харнас, Блэка Эйдсволл, Векселмур
	Докембрий Норвегии: Довре, Оппдал, Гаутелисфьелл, Ромбак, Рингвассова	(?)	Сордалшогда, Сибириэн, Оппдал, Гаутелисфьелл
Порфировый (Intrusion-related)	AR зеленокаменные пояса: Авнеозеро-Парандовский, Ялонвара-Иломантси, Колмозеро	AR 2,8–2,7	Лобаш-1, Ялонвара, Кадди-лампи, Заломаевское, Таловейс, Пеллапкх
	Свекофеннский складчатый пояс: Гелливаре, Шеллефте, Центральная Остроботния	PR 1,9–1,85	Айттик, Бьеркдал, Копса, Юоухинева, Талберг
VMS (колчеданный)	Свекофеннский складчатый пояс: Раахе-Ладожская, Шеллефте, Бергслаген, Фродерид	1,92–1,87	Оутокумпу, Виханти, Пюхясалми, Удден, Ренстром, Фалун
Эпитермальный (+метаморфизм)	AR зеленокаменные пояса: Оярви	AR 2,7	Кюльмякангас
	Свекофеннский складчатый пояс: Тампере, Шеллефте	PR 1,9	Кутемаярви, Болиден, Энасен, Исовеси, Йокисиву
Скарновый и Au, Cu, Fe-рудный	PR зеленокаменные пояса: Лапландский, Перяпохья	PR 1,9–1,8	Куэрвтитикко, Вяяхйоки
Палеороссыпи	Центральная Лапландия, Тунгудская, Янгозерская, Нименьга	1,9–1,8	Каарестунтури, Оутаря, Маймьярви, Ятулий-1, Нименьга
Россыпи	Северная Лапландия		Ивалойоки, Лемменйоки

Примечание. Таблица составлена с использованием данных: Eilu, 1999; Sundblad, 2003.

Запасы золота в месторождениях архейских зеленокаменных поясов Фенноскандинавского щита составляют 70 т (Финляндия ~60 т, Карелия ~10 т); прогнозные ресурсы (P_{1+2} , только для российской территории) оцениваются в ~90–200 т (Минерально-сырьевая..., 2005 и др.).

Золоторудные месторождения в палеопротерозойских зеленокаменных поясах. Палеопротерозойские зеленокаменные пояса сложены преимущественно коматиитовыми и толеитовыми метавулканидами и метаосадками Лаптонийской супергруппы на зарубежной территории и аналогичными породами на российской, относящимися к сумию – людиковию. Наиболее крупными и важными по насыщенности месторождениями золота являются Лапландский и Печенга-Варзугский зеленокаменные пояса, но и в других (Карасьйоки, Каутокейно, Кируна, Куусамо, Перяпохья) также отмечаются промышленно значимые золоторудные объекты (Eilu, 1999). Рудовмещающие породы в них имеют возраст 2,4–2,1 млрд лет, а золоторудная минерализация, относящаяся преимущественно к орогеническому мезотермальному типу, – 1,9–1,8 млрд лет (Eilu, 1999 и др.).

В Лапландском зеленокаменном поясе известно около 20 золоторудных месторождений (рис. 1), часть из которых разрабатывалась (Сааттопора, Пах-

таваара и др.). Добыто более 11 т золота. Оруденение приурочено к альбитизированным зеленокаменным породам группы Киттеля и контролируется зонами сдвиговых дислокаций. Самым крупным месторождением является Суурикуосикко (>110,0 т; 6,1 г/т), локализованное в метасоматически измененных (альбитизация, карбонатизация, сульфидизация) графитистых сланцах и туффитах, залегающих между Fe- и Mg-толеитовыми метавулканидами формации Порконен с возрастом >2,0 млрд лет (рис. 3). Рудные тела – крутопадающие пластообразные, локализованы в пределах субвертикальной минерализованной зоны шириной 15–60 м и протяженностью более 2 км, являющейся частью субмеридиональной сдвиговой дислокации Суурикуосикко длиной 12–15 км. Главные рудные минералы на месторождении – арсенопирит, пирит, графит, второстепенные – мальдонит, самородный висмут. 93% всего так называемого «невидимого золота» находится в химически связанном виде в арсенопирите и пирите. Возраст оруденения ~1952–1890 млн лет.

На продолжении Лапландского зеленокаменного пояса в Карелии (Pankka, Vanhanen, 1989) в зоне сочленения Карельского кратона и Беломорского мобильного пояса выявлено несколько золоторудных проявлений, крайне незначительных по размерам (Голубев, Кулешевич, 2001; Минерально-сырьевая..., 2005).

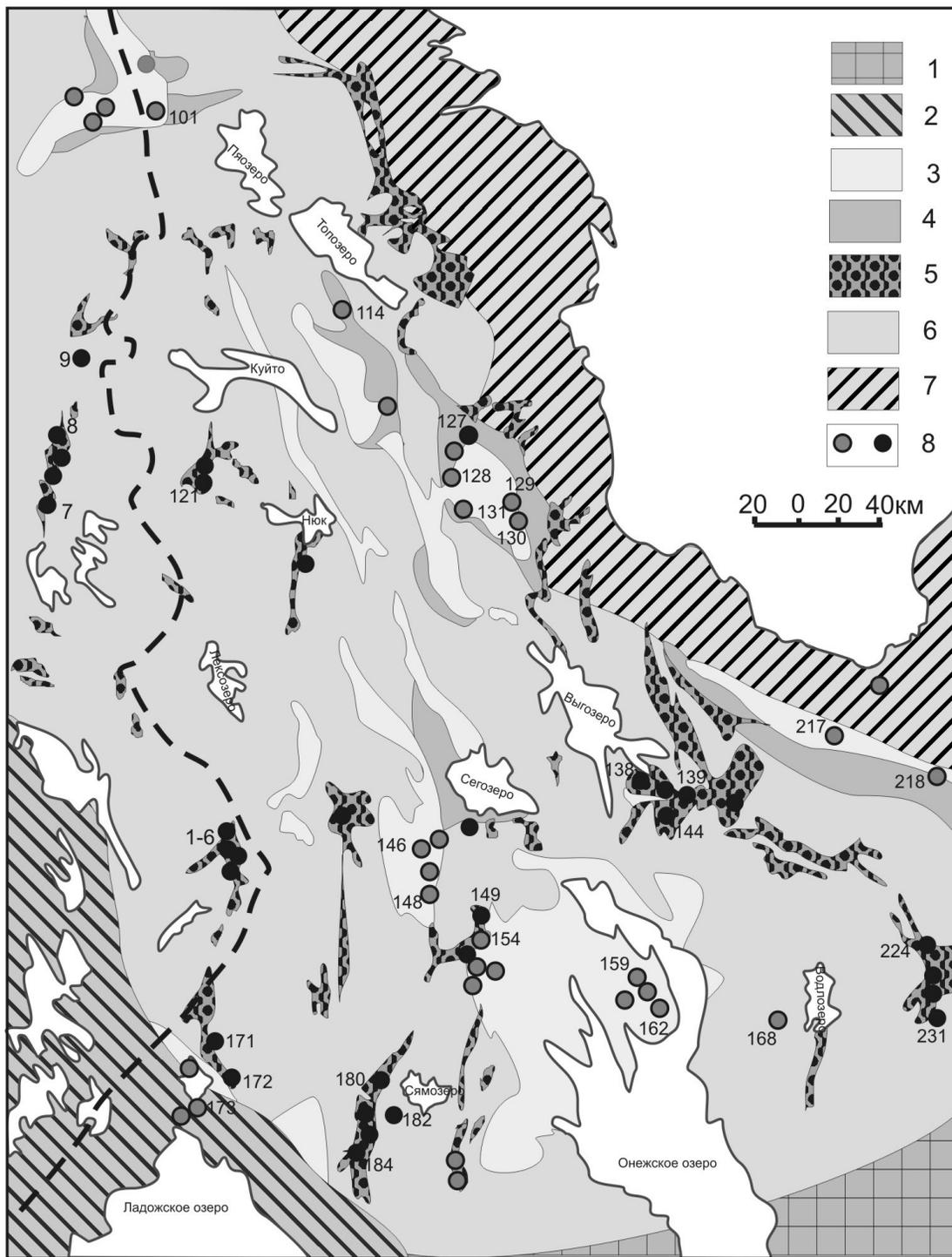


Рис. 2. Схема размещения золоторудных месторождений и проявлений на территории Карелии (с использованием данных: Sundblad, 2003; Минерально-сырьевая..., 2005 и др.):

1 – платформенный чехол; 2 – Свектофеннский складчатый пояс; 3–6 – Карельская гранит-зеленокаменная область: 3 – ятулий, лодиковый, калевий, вепсий нерасчлененные, 4 – сумий и сарилий нерасчлененные, 5 – лопий, 6 – комплекс основания; 7 – Беломорский мобильный пояс; 8 – месторождения и проявления золота – AR (черный кружок), PR (серый); цифрами у кружков обозначены отдельные золоторудные объекты: 1-5 – р-н Иломантси (Пампало, Валкеасуо, Куйтила, Рямеपुरо, Келокорпи); 7 – Сеппонен; 8 – Паловаара; 9 – Моуккори; 101 – Майское; 114 – Шомбозерское; 121 – Таловейс; 127 – Лобаш-1; 128 – Нигалма; 129 – Шуезерское; 130 – Риговарака; 138 – Заломоевское; 139 – Южно-Заломоевское; 144 – Рыбозерское; 146 – Питкулампинское; 148 – Ятулий-1; 149 – Педролампи; 154 – Эльмус; 159 – Весеннее; 162 – Космозерское; 168 – Меридиональная зона; 171 – Соанварское; 172 – Ялонвара, Хатуноя; 173 – Пякюля, Янис; 180 – Центральное; 182 – Новые Пески; 184 – Ведлозерское; 217 – Нименьга; 218 – Кожозерское; 224 – Надвиговое; 231 – Кенозерское

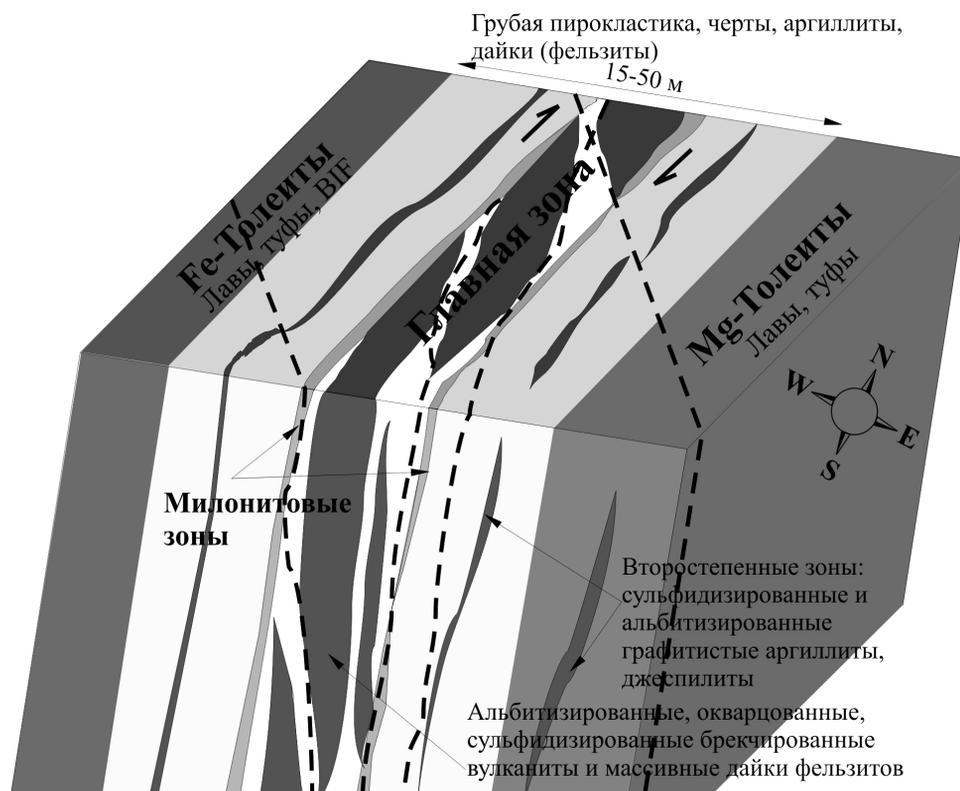


Рис. 3. Схематическая блок-модель главного рудного тела месторождения Суурикуосикко, Финляндия (данные GSF за 2001 г.)

В зеленокаменном поясе Куусамо на территории Карелии известно золоторудное месторождение Майское, разрабатывавшееся в конце прошлого века.

Месторождения в свекофеннидах и Транскандинавском магматическом поясе (ТМВ). Около 2,0 млрд лет назад юго-западная часть архейского Карельского кратона Фенноскандинавского щита подверглась рифтингу по Раахе-Ладожской линии (рис. 1) с открытием Свекофеннского океана (ныне сутура) и последующим (1,96–1,80 млрд лет) конвергентным взаимодействием новообразованной свекофеннской океанической коры с Карельским (лопийским) континентом. По завершению формирования свекофеннской коры она была аккретирована к лопийскому континенту и в коллизионных условиях подверглась метаморфизму и деформациям с обдукцией офиолитов на континент в Свекокарельскую орогению и многократным проявлением поздне- и посторогенного гранитоидного магматизма. Транскандинавский магматический пояс – самый крупный из посторогенных гранитоидных комплексов свекофеннид, формировался в течение длительного периода времени (1,85–1,67 млрд лет) и представляется как прибрежный батолит. Золото в свекофеннидах и Транскандинавском магматическом поясе связано с разнообразными геологическими процессами, проявленными в период формирования и кратонизации свекофеннской коры. Его разные по генетической природе месторождения, среди которых есть два крупных – Айттик и Болиден, извест-

ны во многих районах Свекофеннского складчатого пояса.

Медно-золоторудное месторождение Айттик – самое крупное в настоящее время на территории Фенноскандии, находится на севере Швеции в регионе Гелливаре (рис. 1). Суммарные запасы составляют 700 млн т руды с 0,4% Cu, 0,2 г/т Au, 4 г/т Ag (Cu – 2800 тыс. т; Au – 140 т; Ag – 2800 т); ежегодное производство: Cu – 72 тыс. т, Au – 3,6 т, Ag – 72 т; всего добыто 1288 тыс. т Cu, 64,4 т Au, 1288 т Ag (Wanhainen et al., 1999). Сульфидная минерализация (халькопирит, пирит, пирротин) с самородным золотом сосредоточена в кварцевых штокверках, прожилках и жилах мощностью <0,5 м, рассекающих микроклиновые гнейсы, биотитовые и серицитовые сланцы, интерпретируемые как метаморфизованные фельзиты, габбро и кварцевые монцодиориты, а также отмечается в них в виде рассеянной вкрапленности. Околорудные изменения пород выражены в серицитизации, биотитизации, калишпатизации, эпидотизации, скаполитизации, турмалинизации и формировании амфибол-пироксеновых прожилков. Возраст вмещающих пород – 1,87 млрд лет (U-Pb, циркон), рудной минерализации – 1,88–1,87 млрд лет. Существует несколько генетических моделей, объясняющих происхождение оруденения – от осадочного (Zweifel, 1976; Wanhainen et al., 1999) до гидротермального (порфиновый тип) (Wanhainen et al., 1999). Главное накопление рудных концентраций происходило до метаморфизма, обусловившего впоследствии

ремобилизацию оруденения. Порфировая модель рудообразования связывается с магматической деятельностью окраинно-континентального типа по юго-западной границе лопийского кратона, что сопоставимо с современной геодинамической обстановкой и соответствующей металлогенией в Чили (Sundblad, 2003).

Месторождение Болиден, относящееся к эпитермальному типу, – один из наиболее крупных и известных золотых рудников Фенноскандии, открыто в 1924 г. В период его разработки (1925–1967 гг.) добыто более 125 т золота и большое количество As, Cu, Ag, Zn, Pb. Массивное и штокерковое оруденение, представленное пиритовым, арсенопиритовым и пирротиновым типами, приурочено к крутопадающей зоне кварц-серицитовых изменений в андезитах, дацитах и кварцевых порфирах (Bergman et al., 1996), прослеживающейся на глубину более 500 м при мощности до 100 м. В кварц-серицитовых метасоматитах отмечаются турмалиновые жилы и прожилки, а также андалузитовая и корундовая минерализация. Возраст оруденения – 1,88–1,85 млрд лет (U-Pb).

Главные золотосодержащие фазы – электрум и халькопирит. Месторождение комплексное, и помимо золота здесь добывались As (ср. сод. 6,83%), Ag (50 г/т), Cu (1,43 %), Zn (0,92%), Pb (0,27%).

В районах Раахе-Хаапаярви, Саво, Северное Приладожье имеют широкое распространение мелкие по масштабам орогенические мезотермальные (мезозональные) золоторудные месторождения (Иващенко и др., 2002; Иващенко, 2006; Geological setting., 1998 и др.). Рудовмещающими комплексами в большинстве своем являются синорогенные тоналитовые интрузии (~1,9 млрд лет) и туфогенно-осадочные образования в их экзоконтактах – Осиконмяки, Лайвакангас, Кангаскюля, Пякюля, Янис и др. (рис. 4). Развитие золоторудной минерализации контролируется сдвиговыми дислокациями второго и третьего порядков, приуроченными к перекрытой свекофенскими отложениями юго-западной краевой ослабленной зоне архейского Карельского кратона (Раахе-Ладжская зона). По минеральному составу оруденение относится к золото-арсенидному типу.

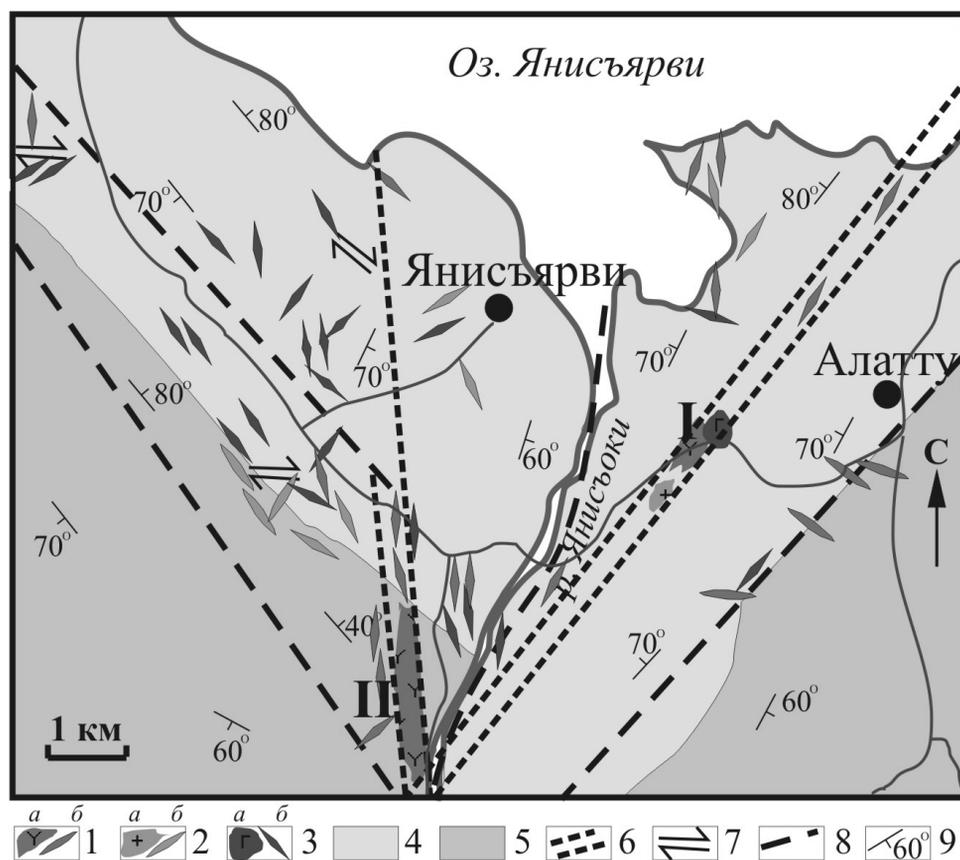


Рис. 4. Геологическая схема золоторудного поля Алатту – Пякюля – Янис:

1–3 – Суйтамский магматический комплекс: 1 – кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты, риодациты и др. (а – штоковидные тела, б – дайки); 2 – кварцевые порфиры, гранитпорфиры (а – штоковидные тела, б – дайки); 3 – диориты, габбродиориты, габбро (а – штоковидные тела, б – дайки); 4, 5 – метатурбидиты ладожской серии: 4 – грубое и ритмичное переслаивание метаалевролитов (биотитовых сланцев), песчаников и кварцитов (свита наатселька), 5 – грубое переслаивание метаалевролитов (андалузитовых, кордиерит-андалузитовых и кварц-плагиоклаз-биотитовых сланцев) и песчаников (свита пяркярви); 6 – золоторудоконтролирующие сдвиговые зоны с благороднометалльными проявлениями (I – Пякюля, II – Янис); 7 – элементарные сдвиговые структуры с пунктами золоторудной минерализации; 8 – тектонические нарушения; 9 – элементы залегания слоистости пород

К настоящему времени на территории Фенноскандинавского щита не выявлены месторождения гиганты и супергиганты.

Распределение запасов золота по эпохам и причины низкой золотопродуктивности архейских зеленокаменных поясов докембрия Карелии. Главные металлогенические эпохи золота Фенноскандинавского щита – неоархейская (2,8–2,7 млрд лет), проявившаяся в лопийских зеленокаменных поясах, и протерозойская (1,9–1,8 млрд лет) – в палеопротерозойских зеленокаменных поясах, свекофеннидах и Трансскандинавском магматическом поясе, – представлены многочисленными, преимущественно мелкими месторождениями и проявлениями нескольких генетических типов. Ведущими среди них, как и в других докембрийских регионах (Groves et al., 2003 и др.), являются орогенический мезотермальный (мезозональный) в зонах сдвиговых дислокаций, порфиновый и эпитеpmальный.

Анализ размещения золоторудных месторождений (Сафонов и др., 2005) позволяет сделать вывод о максимальной продуктивности на золото неоархейской металлогенической эпохи, на которую приходится более половины его мировых запасов (~130 тыс. т). Остальные эпохи характеризуются гораздо меньшей продуктивностью: раннепротерозойская ~5 тыс. т; средне- и позднепротерозойская – 10 тыс. т; палеозойская и кайнозойская – 30 тыс. т.

Иная картина характерна для Фенноскандинавского щита. К настоящему времени из всего объема добытого на его территории золота (~500 т) на долю архейских месторождений приходится ~2 т (м. Пампало, Финляндия). Протерозойские (свекофеннские) месторождения Болиден (добыто 128 т Au, 411 т Ag) и Айттик (активные запасы: Au – 140 т; Ag – 2800 т) в Швеции – самые крупные золоторудные объекты Европы. Большинство открытых в конце прошлого века на Фенноскандинавском щите перспективных золоторудных проявлений и промышленных месторождений, в том числе самое крупное – Суурикуосикко (>110 т Au) в Финляндии, также являются протерозойскими. Примерно такое же соотношение для данного щита характерно и в распределении запасов золота между протерозойской и архейской эпохами. В этом главное отличие металлогении золота Фенноскандинавского щита от других докембрийских регионов, где резко и по запасам и по добыче доминируют архейские месторождения золота (Сафонов и др., 2005; Groves et al., 2003 и др.). Данное металлогеническое своеобразие рассматриваемого щита большинство геологов считают кажущимся и обусловленным лишь его слабой изученностью, в особенности на территории России (Карелия, Кольский полуостров), включающей около 90% площади распространенных в его пределах архейских комплексов (Проблемы..., 1997; Металлогения Карелии, 1999; Минерально-сырьевая..., 2005; Geological development..., 1993; Sundblad, 2003 и др.). Существуют также и другие объяснения этому, основывающиеся на сравнительном анализе и выявлении

отличий архейских зеленокаменных поясов Фенноскандии от аналогичных, но изобилующих крупными месторождениями золота образований других древних щитов (Кожевников и др., 1997; Кожевников, 2000; Сафонов и др., 2005 и др.).

Поскольку согласно современным генетическим концепциям образование золоторудных месторождений (в особенности орогенических мезотермальных), помимо других факторов, в значительной мере определяется процессами ремобилизации и активной миграции золота с явлениями рециклинга, причина низкой промышленной золотоносности архейских гранит-зеленокаменных областей Фенноскандинавского щита, кратонизированных в конце лопия, заключается, вероятно, в следующем.

Ведущим генетическим типом золоторудных месторождений на Карельском кратоне является орогенический мезотермальный (мезозональный) (Ивашенко, 2006; Eilu, 1999 и др.), связанный с эндогенными процессами коллизионной стадии зоны конвергенции океанических и континентальных плит или внутриконтинентального плитного взаимодействия, обуславливающими ремобилизацию, перераспределение и концентрирование золота базовых формаций, характеризующихся повышенными, но не достигающими промышленных параметров содержаниями золота, форма нахождения которого предопределяет возможность его последующего концентрирования в экономически значимых масштабах. Главными базовыми золоторудными формациями в пределах кратона являются черносланцевая, колчеданная, джеспилитовая и порфировая.

Карельский кратон после своего формирования испытывал преимущественно воздымание и подвергался существенной денудации. В это же время, в особенности в кульминационную стадию свекофеннского тектоно-магматического цикла, он практически на всей площади подвергся интенсивной тектоно-термальной активизации, сопровождавшейся гидротермально-метасоматическими преобразованиями ранее сформированных пород и рудоносных метасоматитов (Проблемы..., 1997; Металлогения Карелии, 1999; Кожевников, 2000; Geological development..., 1993 и др.). Вследствие этого широкое распространение в настоящее время в пределах архейских зеленокаменных поясов метасоматитов свекофеннского возраста (~1,9–1,8 млрд лет) с РТ-параметрами, благоприятными для локализации золотого оруденения, свидетельствует о том, что изофациальные архейские метасоматиты в них практически полностью эродированы, а сохранившиеся подверглись интенсивной термальной и флюидной проработке, обусловившей в той или иной степени вынос из них ряда рудных компонентов, в том числе и золота.

При формировании свекофеннских метасоматитов по архейским породам (и метасоматически измененным включительно) или термально-флюидном преобразовании архейских метасоматитов растворы, проходя через породные толщи базовых зо-

лоторудных формаций, из которых еще в архейское время были экстрагированы золото и сопутствующие рудные элементы, не обогащались ими и, соответственно, в благоприятных физико-химических условиях не могли приводить к образованию значительных концентраций золота. Более того, свекофенские эндогенные процессы приводили, вероятно, в большинстве своем к «разубоживанию» ранее образованных архейских золоторудных концентраций вследствие пространственного несовпадения зон мобилизации, транспортировки и отложения (кристаллизации) рудного вещества в функционирующих в одних и тех же тектоноструктурах Карельского кратона орогенических мезотермальных рудных системах неоархейской и свекофенской металлогенических эпох. При этом возможны три крайних варианта такого несовпадения и промежуточные между ними. 1. Зона отложения неоархейских рудных систем в свекофенских системах попадала в область зоны мобилизации (участки погружения кратона – прогибы, впадины и др.). 2. Зоны отложения в разновозрастных рудных системах совпадали (стабильные участки кратона). 3. Зона отложения свекофенских рудных систем совпадала с зонами мобилизации в неоархейских системах (участки воздымания кратона). Вследствие общего в целом воздымания Карельского кратона в постлолийское время наиболее распространенным вариантом пространственного совмещения зон мобилизации, транспорта и отложения в неоархейских и свекофенских рудных системах является, вероятно, вариант 3 или близкий к нему, когда пространственно совмещены свекофенские зоны отложения с архейскими зонами мобилизации, а архейские зоны отложения в различной степени эродированы. Этим, видимо, и объясняется наличие в архейских зеленокаменных поясах Фенноскандинавского щита большого числа рудопроявлений и пунктов минерализации при крайне ограниченном распространении мелких месторождений и полном отсутствии более крупных золоторудных объектов.

Таким образом, с учетом изложенного и результатов изотопного датирования метасоматитов архейских зеленокаменных поясов Карельской гранит-зеленокаменной области (Ларин, 1990; Металлогения Карелии, 1999; Голубев, Кулешевич, 2001; Ларионова и др., 2005; Сизова, Ларионова, 2006; Geological development..., 1993 и др.), в большинстве своем показывающих их свекофенский (или более молодой) возраст, перспективы ее на золото представляются невысокими. Потенциально промышленно золотоносными могут быть только архейские зеленокаменные структуры, не подвергшиеся существенной эрозии и свекофенской активизации. В случае же проявления свекофенских метаморфотметасоматических преобразований в архейских зеленокаменных поясах перспективны на золото те их структуры, в которых зоны отложения развивавшихся в одних и тех же местах разновозрастных

рудных систем пространственно совпадали или наращивали и дополняли (телескопировали) друг друга, что представляется достаточно маловероятным.

Факторы и условия, определяющие перспективность Карельского региона на крупные золоторудные месторождения. Формирование и размещение золоторудных месторождений и проявлений Карелии обуславливались эволюционным развитием эндогенных рудных систем (Ивашенко, 2006) в различных структурах Фенноскандинавского щита и контролировались глобальными металлогеническими зонами (рис. 1).

Наиболее важными характеристическими признаками крупных докембрийских золоторудных месторождений и условий их нахождения (Константинов и др., 2000; Сафонов и др., 2005 и др.) являются следующие:

1. Пространственно-временная и (пара)генетическая связь с крупными контрастно дифференцированными вулканотектоническими структурами (мульды, рифты, пояса и др.) и ритмично расслоенными плутонами, формирование которых обуславливалось подъемом плюмов.

2. Тектонический контроль осевыми зонами (палео)рифтогенных структур и глубинными разломами, сопровождающимися дайковыми поясами и малыми интрузиями, являющимися корневыми частями денудированных древних вулканоплутонических поясов, или надынтрузивными образованиями нескрытых, крупных плутонов.

3. Сложный комплексный состав оруденения; полиформационность и полигенно-полихронный характер образования.

4. Стратиформная и жильно-штокверковая рудная морфоструктура с наличием векторно-анизотропной и телескопированной вертикальной и латеральной рудной зональности.

5. Комплексная (структурно-тектоническая, геофизическая, геохимическая, морфоструктурная и др.) аномальность по отношению к региональному фону.

6. Чрезвычайно обильное видовое разнообразие благороднометалльной минерализации и доминирование минералов-спутников, характеризующихся низкими значениями удельной энергии кристаллической решетки (самородные металлы, теллуриды, селениды, висмутиды).

7. Минимальные значения (<3–4) средней удельной энергии кристаллической решетки для продуктивной минеральной ассоциации и максимальные (>12–14) – для сопутствующей, свидетельствующие о полноте и эволюционной завершенности проявленного рудного процесса, а также об интенсивности и масштабности низкотемпературного минералообразования, с которым сопряжена массовая кристаллизация самородного золота и его минералов-спутников.

Исходя из этого и установленных закономерностей размещения и образования известных на Фен-

носкандинавском щите крупных золоторудных месторождений (Болиден, Айтик, Суурикуосикко), в Карельском регионе наибольшие перспективы на выявление крупных золоторудных месторождений имеют протерозойские домены и в первую очередь Онежская вулканотектоническая структура. В ее строении участвуют структурно-вещественные ансамбли, являющиеся формационно-возрастными аналогами наиболее продуктивных на золото протерозойских комплексов Финляндии с одним из крупнейших в настоящее время на Фенноскандинавском щите золоторудным месторождением Суурикуосикко (>110 т Au, сод. 6,1 г/т). Определяющим для формирования месторождения такого ранга является имеющаяся в Онежской структуре соответствующая металлогеническая и геохимическая специализация черносланцевой формации, обуславливаемая сингенетичными накоплениями, метаморфогенным перераспределением и полигенно-полихронными эпигенетическими преобразованиями эндогенной природы. Кроме этого, черные сланцы выполняли также роль полифункциональных геохимических барьеров, особенно в зонах складчато-разрывных дислокаций (СРД).

Интегральная геохимическая и металлогеническая специализация конкретной черносланцевой формации зависит от полноты ее геологического развития. Наиболее продуктивны фации, изначально обогащенные углеродом и дисульфидами железа и являющиеся наиболее эффективными барьерами-осадителями.

Следовательно, наиболее перспективны на благороднометалльное оруденение черносланцевые толщи, многократно испытывавшие изофациальные полигенно-полихронные преобразования эндогенной природы, что и наблюдается в зонах СРД Онежской структуры. При этом важным обстоятельством здесь является также наличие локальных кварцевых барьеров на самородное золото, в которых дислокационные механизмы «захвата» со временем сменяются ростом золота на затравке. Дислокационно-метасоматические преобразования углеродсодержащих вулканогенно-осадочных толщ приводят к перераспределению благородных металлов и созданию обогащенных участков. Примером тому служит Сухоложское месторождение золота и платины.

Нахождение золоторудных месторождений, аналогичных Суурикуосикко, возможно на всем продолжении Лапландского зеленокаменного пояса (Куолаярвинская и Лехтинская структуры, Ветреный Пояс), а также в зоне сочленения Карельского кратона и свекофеннид, где отмечаются все необходимые для этого геологические предпосылки и уже выявлено («Карелприродресурс», ИГ КарНЦ РАН) высокоперспективное комплексное благороднометалльное проявление Райконкоски, характеризующееся высокими содержаниями золота, серебра, теллура и селена (табл. 2) и богатей-

шим разнообразием соответствующих минералов. Кроме главных рудных минералов (халькопирита, галенита, пирита, сфалерита) на рудопроявлении Райконкоски достаточно широко распространены пирротин, практически повсеместно нацело замещенный мельниковитом, марказит, кубанит, самородный висмут и минералы теллура, золота и серебра – вольтскит, верлит, пильзенит, теллуровисмутит, цумоит, гессит, петцит, электрум, серебрястое золото. По активности теллура на завершающей стадии минералообразования и широкому распространению соответствующих минералов рудопроявление Райконкоски сходно с эпитермальным золоторудным месторождением Кутемаярви (Ю. Финляндия), а по геологической обстановке нахождения – с орогеническими мезотермальными (мезозональными) месторождениями Пириля и Суурикуосикко.

Таблица 2

Содержание рудных элементов в кварцевожилвных рудах рудопроявления Райконкоски

№ пробы	Cu, %	Au, ppm	Ag, ppm	Se, ppm	As, ppm	Bi, ppm	Sb, ppm	Zn, %	Pb, %
KS0543	1,11	0,01	78,6	>100	<0,5	189,4	2,8	0,03	4,42
KS0556	2,55	1,04	88,3	>100	4,0	332,7	0,3	0,04	0,13
KS0557b	0,05	0,01	2,1	5,7	0,9	5,2	0,1	0,00	0,01
KS0558	4,85	18,72	91,6	>100	0,5	318,4	0,1	0,09	0,20
KS0559	0,02	0,00	7,7	32,1	5,0	0,3	0,1	0,00	0,01
R05		1,84	63,78						
R06		4,47	66,53						
R1		0,027	41,0						
R1a		0,087	230,0						

Кроме возможного открытия на территории Карелии крупных золоторудных месторождений типа Суурикуосикко, имеются также определенные перспективы на выявление крупных комплексных с благородными металлами месторождений порфирового типа или перевод в такой ранг при соответствующем доизучении уже известных рудных объектов – Лобаш, Ялонвара, которые могут представляться как большеобъемные месторождения с бедными рудами. Уже в настоящее время по состоянию изученности одним только снижением бортовых содержаний до 1,5 г/т промышленные ресурсы золота на месторождении Лобаш-1 составят около 60 т при возможности добычи открытым способом.

Таким образом, по аналогии с Финляндией и Швецией, где преобладающая часть запасов золота сосредоточена в протерозойских структурах с известными крупными золоторудными месторождениями Болиден, Айтик, Суурикуосикко, более благоприятными представляются и перспективы территории Карелии на промышленное золото протерозойского возраста, тем более что ряд установленных на зарубежной части щита протерозойских золоторудоконтролирующих структур (Раахе-Ладожская, Лапландский зеленокаменный пояс и др.) прослеживается на ее территории.

Платиноидные и золото-платиноидные месторождения и проявления

Благоприятными в отношении формирования крупных комплексных благороднометалльных (преимущественно платиноидных) объектов представляются Карельский кратон и Беломорский мобильный пояс.

Карельский кратон. Рассматривая перспективы выявления в Карелии, на площади одноименного кратона, крупных комплексных золото-платиноидных месторождений следует в первую очередь учитывать потенциал Онежского рудного района, а также металлогеническую информацию, полученную при его изучении (Трофимов, Голубев, 1999, 2000; Лавров и др., 2004, 2006 и др.). Здесь уже известен ряд крупных рудопроявлений и месторождений Cr, Ti, V, МППГ и Au, а также намечены закономерности особенностей их размещения, установлены эпохи и этапы металлогенической активизации с выдержанной сквозной специализацией (Металлогения Карелии, 1999).

Онежский рудный район является уникальным мировым объектом по масштабам и уровню концентрации восстановленных форм углерода (шунгита) в раннем протерозое, отражающей интенсивность и длительность эндогенного рудообразования в связи с трапповым магматизмом (Трофимов, Голубев, 2000). С последним связано комплексное благороднометалльное оруденение нескольких рудно-формационных типов: полигенного черносланцевого Cu-U-Mo-V (падинский тип – 100 т МППГ, 70 т Au, 556 тыс. т V₂O₅ и др.), титаномагнетитового Ti-V-Fe-Cu – субвулканические интрузивы в бортах структуры (пудожгорский тип – 370 т МППГ и 160 т Au). В не вскрытой эрозией централь-

ной части района прогнозируется сульфидный Cu-Ni с МППГ (печенгский) или малосульфидный (норильский) типов в связи с гипабиссальными дифференцированными базит-гипербазитовыми комплексами. С расслоенным Бураковским плутоном связано хромитовое оруденение с благороднометалльной специализацией и промышленные концентрации силикатного никеля.

Месторождения и рудные формации Онежского рудного района. Онежский рудный район расположен в Онежской структуре, размещающейся в пределах юго-восточной части Карельского сегмента зоны грабеновых впадин Карельско-Лапландской рифтогенной системы. Ее образование обусловлено формированием рифтовой зоны в нижнепротерозойский период, 2500–1950 млн лет назад, во время Карельского тектономагматического цикла. Появление и развитие Онежской структуры неразрывно связано с образованием нижнепротерозойского Водлозерско-Сегозерского сводового поднятия (первый этап развития рифта), обусловленного всплыванием астеносферного выступа аномальной мантии с центром в районе оз. Водлозеро, что подтверждается наличием здесь гравитационного максимума. Формирование свода сопровождалось появлением клиновидной зоны растяжения протяженностью около 500 км, ограниченной трансформными разломами, один из которых совпадает с границей Беломорской коллизионной зоны (рис. 5).

Бураковский плутон (рис. 6). U-Pb возраст по циркону – 2449 ± 1,5 млн лет. С Главным хромитовым горизонтом (ГХГ), разделяющим базитовую и ультрабазитовую части, связано крупнейшее в России Аганозерское месторождение и крупное Шалозерское рудопроявление хромитовых руд (рис. 7, табл. 3).

Таблица 3

Запасы и прогнозные ресурсы хромитовых руд

Блоки и рудопроявления	Запасы и ресурсы, млн т		Содержание Cr ₂ O ₃ , %	Примечание
	Категория	Количество		
Главный хромитовый горизонт (ГХГ)				
Аганозерский Аганозерское месторождение	B	0,7	26,02	Бортовое содержание – 10% Cr ₂ O ₃
	C ₁	8,4	23,61	
	C ₂	22,1	22,79	
	P ₁	132,3	22,73	
	P ₂	46,5	21,89	
Итого	B-P ₂	210,0	22,8	
Шалозерский	P ₂	213	15,3	Бортовое содержание – 5% P ₂ – до 300 м P ₃ – 300–500 м
	P ₃	133,1	–	
Итого	P ₂ +P ₃	346,1	–	
Бураковский	P ₃	350	15-20	–
Всего ГХГ	–	906,1	–	–
Хромитовые слои перидотитовой подзоны УЗ				
Аганозерский Яккозерское – (с5-360) 3200×600×1 м×3,5×0,5	P ₂	3,3	12,5	До глубины 300 м
Шалозерский Рагнозерское – с-28	P ₂	1,3	13,7	–
Итого	P ₂	4,6	–	–

Примечание. Использованы материалы Комитета природных ресурсов (объект Шалозерская площадь).

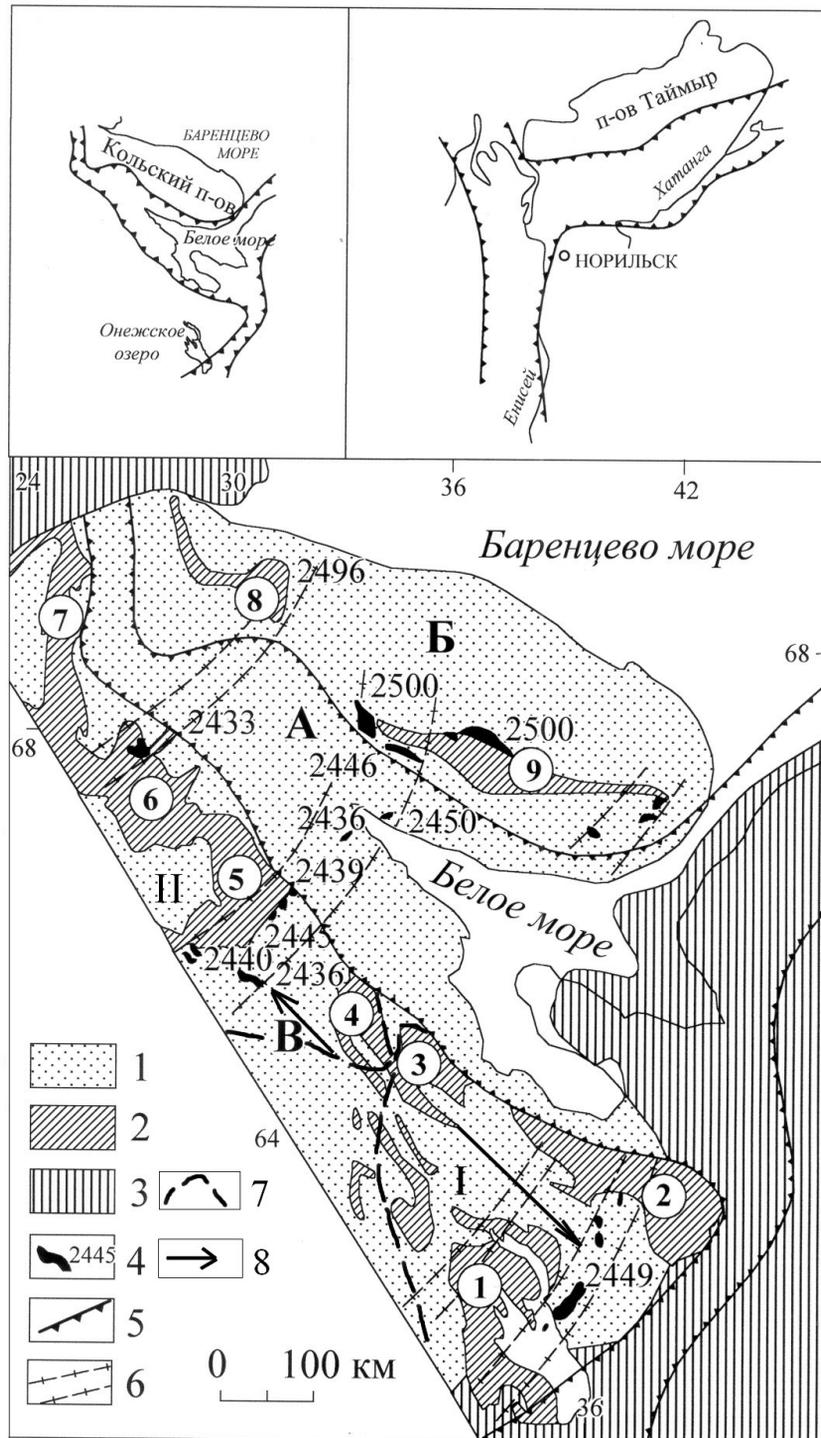


Рис. 5. Раннепротерозойская Беломорско-Лапландская внутриконтинентальная рифтогенная структура:

1 – фанерозойские отложения; 2 – нижнепротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 3 – нерасчлененные архейские и архей-протерозойские (Беломорский блок) образования; 4 – раннепротерозойские расслоенные интрузии и их радиогенный возраст; 5 – границы срединной зоны рифта и субпровинций в составе Карело-Кольской металлогенической провинции: А – Беломорской; Б – Кольской (северо-восточное плечо рифта); В – Карельской (юго-западное плечо рифта); 6 – поперечные зоны растяжения, контролирующее внедрение расслоенных интрузий; 7 – сводовые поднятия: I – Онежско-Водлозерское; II – Пяозерско-Куолаярвинское; 8 – направление воздымания продольной оси свода. Раннепротерозойские компенсационные структуры прогибания: 1 – Онежская, 2 – Ветренный Пояс, 3 – Лехтинская, 4 – Шомбозерская, 5 – Пана-Куолаярвинская, 6 – Сала-Соданкюля, 7 – Карасйок, 8 – Печенгская, 9 – Имандра-Варзугская

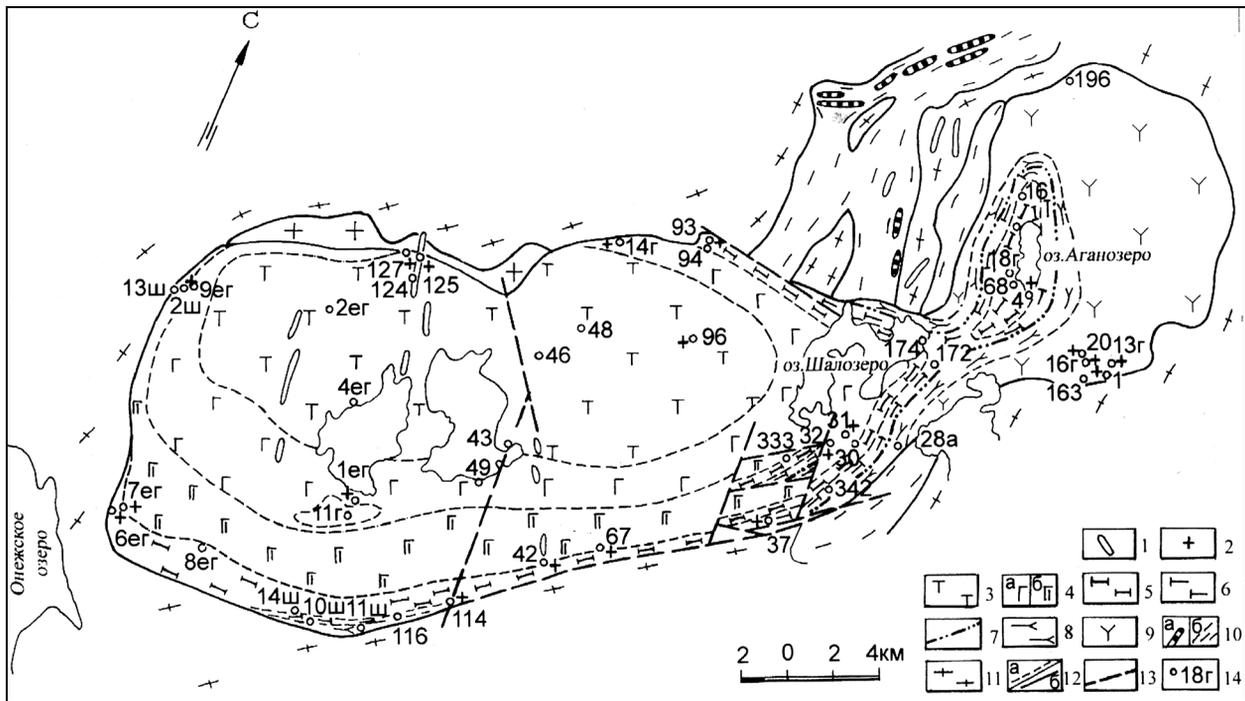


Рис. 6. Схематическая геологическая карта Бураковского интрузива (Лавров и др., 2004). Составлена с использованием материалов ГУП КГЭ (Гриневич, 2000Ф)

Ранний протерозой: 1 – габбро-долериты; 2 – гранитные жилы (вскрытые скважинами); 3–9 – зоны расслоенной серии Бураковского интрузива: 3 – магнетитовых габбродиоритов; 4 – габбро (а – верхняя, б – нижняя подзоны); 5 – габброноритовая зона; 6 – переходная зона; 7 – Главный хромитовый горизонт; 8–9 – ультрабазитовая зона (8 – перидотитовая подзона, 9 – дунитовая подзона). Архей: 10 – останцы зеленокаменного пояса: а – гипербазиты, б – метаморфизованные осадки и вулканиты. 11 – граниты, гнейсограниты, мигматиты; 12 – границы зон расслоенной серии; 13 – тектонические нарушения; 14 – номера скважин

В хромитовых рудах ГХГ Аганозерского месторождения установлены незначительные концентрации тугоплавких платиноидов (окисный тип): Ru – 119 мг/т, Jg – 46 мг/т и повышенные, вплоть до промышленно значимых, содержания Pt и Pd (малосульфидный тип). Поисково-оценочные работы, проведенные фирмой «Норит» в юго-восточной части Шалозерского блока на участке Кукручей, показали, что платино-палладиевая минерализация пространственно связана не с хромитовым горизонтом, а с горизонтом плагиовестеритов основания переходной зоны и подразделяется на два слоя: верхний – бедных Cu-Ni руд; нижний – практически бессульфидных платинометалльных руд. Средняя суммарная мощность рудного горизонта, по бортовому содержанию условной платины 0,6 г/т, составляет около 17 м. Рудный горизонт расположен относительно хромитового на расстоянии не более величины одного эксплуатационного уступа, поэтому малосульфидные и хромитовые руды можно считать эксплуатационно-технологически совмещенными и рассматривать их как единую зону комплексных руд, подразделяющихся на два промышленных типа. Средняя суммарная мощность этой рудной зоны (угол падения 23°) с учетом безрудных прослоев (коэффициент рудоносности – 0,44) составляет 38 м. Техничко-экономические расчеты показали рентабельность отработки таких руд для больших запасов горной массы при коэффициенте

вскрыши до 7,5 м³/т. Таким образом, по восточной части Шалозерского блока получены обоснованные данные для прогноза (кат. P₁) крупного месторождения комплексных Cu-Ni-БМ-Сг руд с ресурсами МПГ не менее 100 т. Такого ранга объект можно прогнозировать (кат. P₂) и на северо-восточном фланге Шалозерского блока (рис. 7).

*Пудожгорский субвулканический комплекс** трапповой формации представлен Пудожгорским интрузивом, Габневским силлом (восточный борт Онежской впадины) (рис. 5, 8) и Койкарско-Святнаволоцким силлом (западный борт) (рис. 5). U-Pb возраст последнего по циркону – 1983,4 ± 6,5 млн лет. С ними связаны известные одноименные комплексные месторождения Fe-Ti-V-благородно-металльных руд (табл. 4). Ресурсы БМ в титано-магнетитовых рудах интрузивов оцениваются на уровне 1000 т: кат. P₁ – 500 т; кат. P₂ – 500 т (Трофимов и др., 2002). По запасам руды, которые по каждому объекту прогнозируются в 1 млрд т, это крупные месторождения Fe, V и Ti. В связи с истощением в ближайшие 20 лет запасов Костомукшского рудного узла для открытой добычи, это уже реальные объекты первоочередной эксплуатации, ценность 1 т руды которых в 10 раз выше костомукшской.

* См. ст. Н. Б. Филиппова и др. в наст. сб.

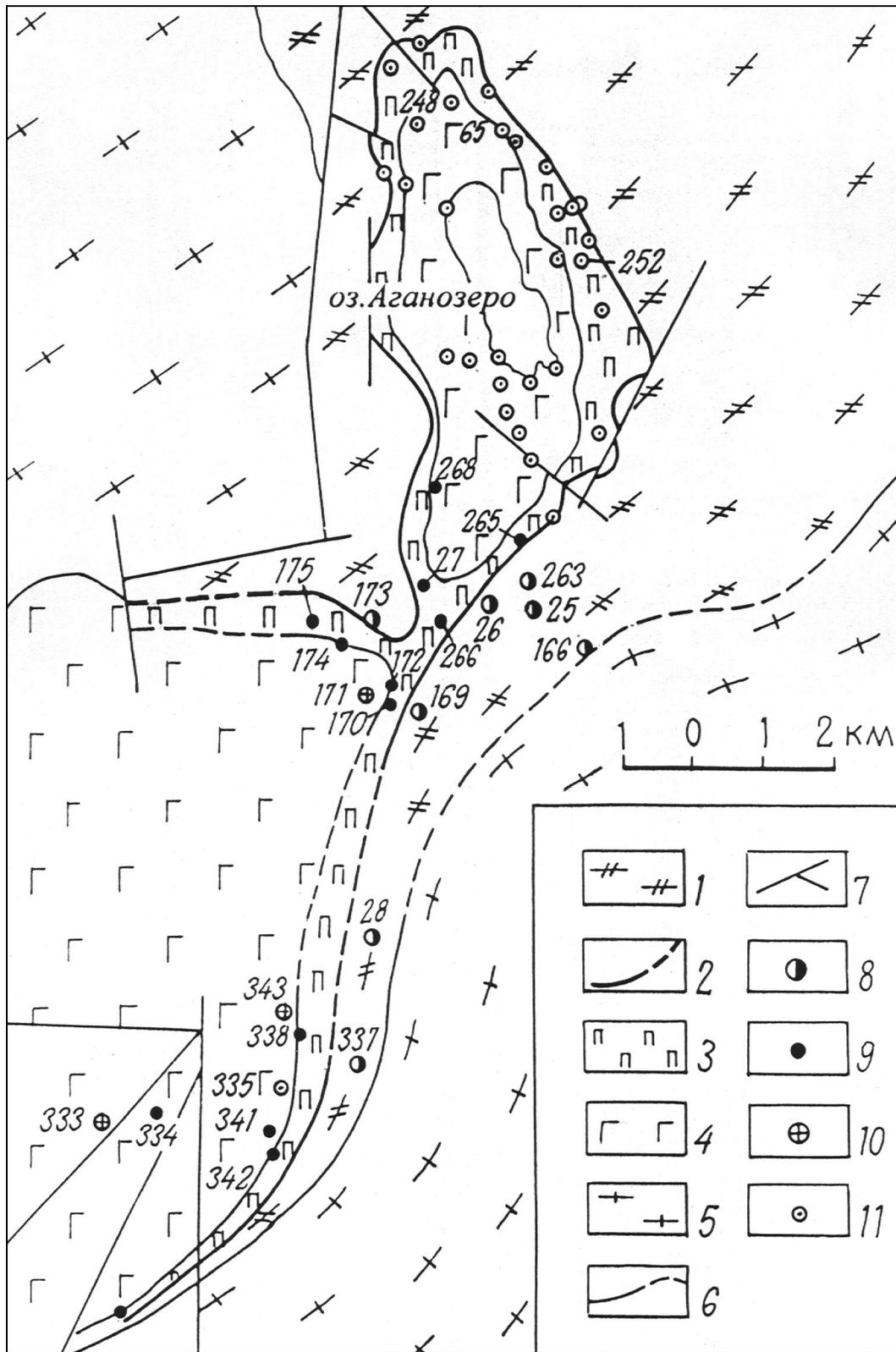


Рис. 7. Положение ПЗ и ГХГ на сочленении Аганозерского и Шалозерского блоков (Трофимов и др., 2004)

Бураковский расслоенный плутон: 1 – ультраосновная зона (УЗ); 2 – Главный хромитовый горизонт (ГХГ); 3 – переходная зона (ПЗ); 4 – габброноритовая зона (ГНЗ). Вмещающие породы: 5 – гранит-зеленокаменный комплекс лопия; 6 – геологические границы; 7 – тектонические нарушения; 8 – скважины участка сочленения Аганозерского и Шалозерского блоков, вскрывшие УЗ; 9 – ГХГ и ПЗ; 10 – ГНЗ; 11 – прочие скважины в пределах Аганозерского месторождения хромитовых руд

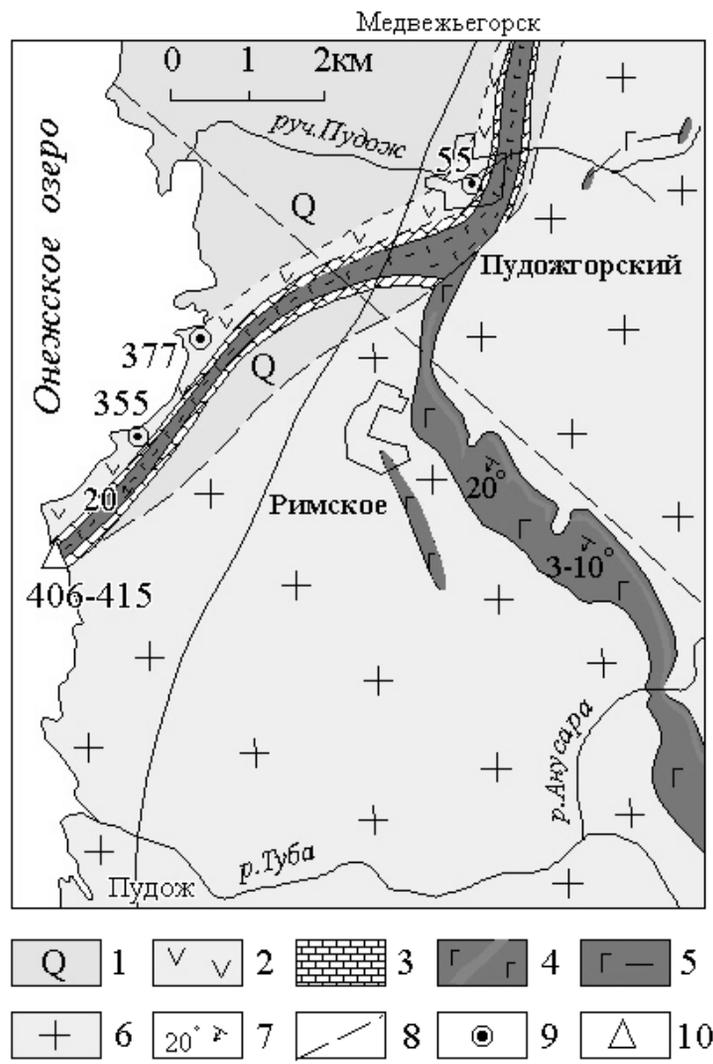


Рис. 8. Геологическая карта района Пудожгорского месторождения:
 1 – четвертичные отложения; нижний протерозой, ятулийский надгоризонт;
 2–3 – вулканогенно-осадочный комплекс: 2 – эффузивы основного состава (лавы, покровы), 3 – доломиты; 4–5 – Пудожгорский интрузивный комплекс: 4 – Пудожгорский интрузив габбро-долеритов с промышленным титаномагнетитовым оруденением, 5 – Габневский силл габбро-долеритов с бедным титаномагнетитовым оруденением; архей – нижний протерозой, нерасчлененный комплекс: 6 – плагнограниты и микроклин-плагноклазовые граниты и гранито-гнейсы; 7 – элементы залегания пластовой отдельности и слоистости; 8 – тектонические нарушения; 9 – поисковые буровые скважины; 10 – обнажения 406-415 (т. 11)

Таблица 4

Запасы титаномагнетитовой руды, меди и благородных элементов в Пудожгорском и Койкарско-Святнаволоцком месторождениях

Месторождение	Комплексные титаномагнетитовые руды										
	Главные компоненты				Сопутствующие компоненты						
	Запасы руды, млн т	Среднее содержание			Запасы, тыс. т	Содержание, %	Благородные элементы				
		Fe вал.	Ti	V			Запасы, до глубины отработки 150–200 м, т	Сумма Au+Pt+Pd, мг/т	Соотношение запасов по элементам, %		
						Pt	Pd	Au			
Пудожгорское	316,7	28,9	8,14	0,43	411,7	0,13	247*	731	25,5	56,8	17,7
Койкарско-Святнаволоцкое	314,1	23,0	6,0	0,32	Не оценивались		270	875	21,7	57,8	20,5

Примечание. С учетом запасов Тубозерского участка (40 т).

Комплексные Cu-U-Mo-V с БМ месторождения черносланцевой формации (возраст 1790 млн лет по настурану) в альбит-карбонатно-слюдистых метасоматитах – падминский тип. Разведаны и оценены месторождения Средняя Падма и Царевское, а также ряд рудопроявлений, контролируемых зонами складчато-разрывных дислокаций (Металлогения Карелии, 1999; Голубев, Новиков, 2005 и др.). По запасам основного элемента – ванадия – это средние месторождения, но с очень высокими содержаниями. Месторождения и проявления этого формационного типа еще не достаточно изучены на БМ, ореол которых с учетом вертикальной и латеральной зональности может быть смещен относительно главной рудной залежи, но перспективы их высоки. Ввиду уникальности для раннего протерозоя масштабов накопления углерода в свободной и восстановленной формах возможно также наличие крупных стратиформных комплексных объектов с МПГ и Au.

В отношении крупных комплексных месторождений МПГ наиболее продуктивна раннепротерозойская эпоха развития Беломорско-Лапландской трехлучевой рифтовой зоны, многократно, вплоть до фанерозоя, подвергавшейся процессам активизации, во многом обусловившим металлогеническую специализацию Карело-Кольского региона. На фоне общего изостатического поднятия на плечах рифта, субпараллельно главной его оси, формируется серия прогибов с вулканогенно-осадочным наполнением и сопряженных с ними поднятий (рис. 5). В местах сопряжения депрессии и свода локализуются расслоенные интрузивы плутонической формации, сформированные флюидонасыщенными расплавами. Поэтому с позиций металлогенической специализации и прогноза парагенезис «свод – депрессия» следует рассматривать как единую неделимую структуру, каждый элемент которой несет свою часть рудно-магматической нагрузки. Идея наличия такого структурного парагенезиса была высказана и рассмотрена ранее на примере Онежско-Водлозерского участка (Трофимов, Голубев, 2000), включающего Ветреный Пояс, Онежскую впадину и Водлозерское поднятие. Если предположить наличие второго сводового поднятия (назовем его условно Пяозерско-Куоляярвинским), включающего сопряженную Пана-Куоляярвинскую депрессию, то становятся понятными особенности вулканизма Лехтинской и Шомбозерской структур, занимающих межсводовое пространство и отражающих соответственно состояние и высоту подъема аномальной мантии.

Таким образом, для континентального рифтогенеза и этапов активизации характерно формирование на плечах рифта структур более мелкого порядка: сводовых поднятий – Онежско-Водлозерского и Пяозерско-Куоляярвинского, разделенных межсводовыми впадинами – Лехтинской и Шомбозерской. Они унаследуют границы зеленокаменных поясов, соответственно Сумозерско-Кенозерского – Ведлозерско-Сегозерского и Парандовско-Тикшезерского (Метал-

логения Карелии, 1999) (рис. 5). При этом выделяется два типа впадин – сопряженных (по бортам сводов) и межсводовых. В межсводовых прогибах мантия, вероятно, не была аномальной по своим физико-химическим параметрам, и поэтому здесь не генерировались базальтоидные магмы, а происходила выплавка преимущественно кислых расплавов. Именно области максимального поднятия в сводовых структурах в дальнейшем подвергаются процессам многократной активизации со сквозной металлогенической специализацией, далеко выходящей за временные рамки всех выделяемых этапов развития рифта.

В пределах Онежско-Водлозерской структуры установлены следующие возрастные рудно-магматические реперы:

2449 ± 1,5 млн лет – внедрение крупнейшего на кратоне Бураковского расслоенного плутона габбронорит-перидотитовой формации с установленной хромитовой, комплексной Cu-Ni-БМ и предполагаемой Ti-V специализацией и интрузивов Монастырско-Шидмозерской группы (плутоническая фация);

1983 ± 6,5 млн лет – внедрение дифференцированных субвулканических и гипабиссальных кварцевых габбродолеритов Пудожгорского комплекса с Fe-Ti-V-БМ специализацией и, возможно, с Cu-Ni-БМ оруденением печенгского (1982–1988 млн лет) или малосульфидного норильского типа трапповой толеитовой формации (свод) и безрудных вулканитов эффузивной и субвулканической фаций (не вскрытых эрозией), сопровождающихся интенсивным привносом рудных элементов и углерода в свободной и восстановленной (углеводороды) формах (депрессия);

1800–1700 млн лет – щелочно-карбонатный метасоматоз с БМ-Cu-U-Mo-V минерализацией (депрессия). Этому этапу активизации, видимо, соответствует Елетьозерско-Тикшеозерский щелочно-ультраосновной комплекс на севере Карелии (свод), однако с геодинамической позиции он ближе к предыдущему реперу;

1770 ± 12 млн лет – внедрение слабодифференцированного Ропручейского силла габбродолеритов трапповой толеитовой формации (субвулканическая фация) и алмазонасных кимберлитов Кимозера.

В формировании главных типов оруденения в Онежском рудном районе намечается три этапа.

Этап развития рифта. Рифтовый и пострифтовый режим. Сводовое поднятие на плечах рифта. Малосульфидная и платиносодержащая хромитовая рудные формации в связи с расслоенным базит-гипербазитовым комплексом (плутоническая фация).

Этап лодиковийской активизации сводового поднятия. Золото-платиноидносодержащая титаномагнетитовая рудная формация в связи с дифференцированными кварцевыми толеитами трапповой формации (субвулканическая – гипабиссальная фации). Связанное с рудогенерирующей углерод-трапповой системой поступление ряда элементов (Cu, V, U, Mo, Ag, Au, МПГ, S) создает основу для последующего

вепсийского металлогенеза в Онежской структуре. Не исключается возможность существования и первичных стратиформных концентраций рудных элементов.

Этап постлюдикувской (вепсийской) активизации сводового поднятия. Платиноидно-полиметаллическая черносланцевая метасоматическая на геохимическом барьере и в линейных зонах СРД; формация алмазоносных кимберлитов.

С учетом величины галактического цикла в 215 млн лет, можно ожидать наличие рудно-магматических формаций с возрастом 2,2 млрд лет. В настоящее время в пределах Бураковского плутона выявлены диагенезированные коры выветривания пород Габбровой зоны и вскрыта серия даек базитового и гипербазитового составов, в том числе и с Cu-Ni минерализацией, возможно соответствующих этому этапу активизации (свод). В депрессии ему соответствует безрудный многофазный вулканизм ятулия с поступлением на заключительных стадиях окисленных форм углерода без дополняющей рудной компоненты.

Беломорский мобильный пояс. На территории Карелии в беломорском комплексе пород * выделяется совокупность гетерогенных геологических образований, отвечающая области распространения чупинской и хетоламбинской толщ (свит) беломорид. На основе имеющихся фактических данных она интерпретируется как позднеархейский рифтогенный энсиалический Беломорский зеленокаменный пояс (БЗП), подвергшийся повторному раннепротерозойскому рифтингу. Ранее отмечалось (Ручьев, 1998 и др.), что по своим особенностям БЗП близок к типу зеленокаменных поясов, который выделялся (Гровс, Бэтт, 1987) как продуктивный в отношении золоторудных, медно-никелевых, медных и цинковых колчеданных месторождений. Благоприятные для благороднометалльного рудогенеза условия БЗП подтверждаются сведениями о присутствии золота в колчеданных рудах так называемых «фальбандов» (Гинзбург, 1921; Саморуков и др., 1985 и др.) и в пегматитах (Крупеник и др., 2000; Ахмедов и др., 2001), локализованных в породах хетоламбинской и керетской свит; выводами о потенциальной золото-, платиноносности интрузивных пород комплекса габброанортозитов (Степанов, 2001); наличием признаков широкомасштабного проявления процессов комплексного (золото, серебро, платиноиды) металлогенеза в породах чупинской (Ручьев, 2001б, 2002, 2003,

* Беломорский (Беломорско-Лапландский) «мобильный» («мобильно-проницаемый», «подвижный» «коллизионный» и т. д.) пояс из-за неопределенности самого понятия и критериев выделения имеет весьма условные границы. Включение лопид Северо-Карельской зоны, трассируемой по Керетской, Хизоварской, Винчевской, Ириногорской, Мошинской и другим локальным «структурам», в состав беломорского комплекса пород, наряду с «классическими» беломоридами, представляется дискуссионным.

2005а, б и др.) и хетоламбинской (Ахмедов и др., 2005) толщ.

В результате исследований в Северокарельском ареале гнейсов чупинской толщи (рис. 9), сопоставляемой с терригенными отложениями верхней части обобщенного разреза позднеархейских зеленокаменных поясов, получены данные, характеризующие металлогенетические процессы преимущественно постседиментационного периода. В совокупности с другими материалами изучения БЗП они позволяют в первом приближении оценить перспективы выявления крупных благороднометалльных рудных объектов.

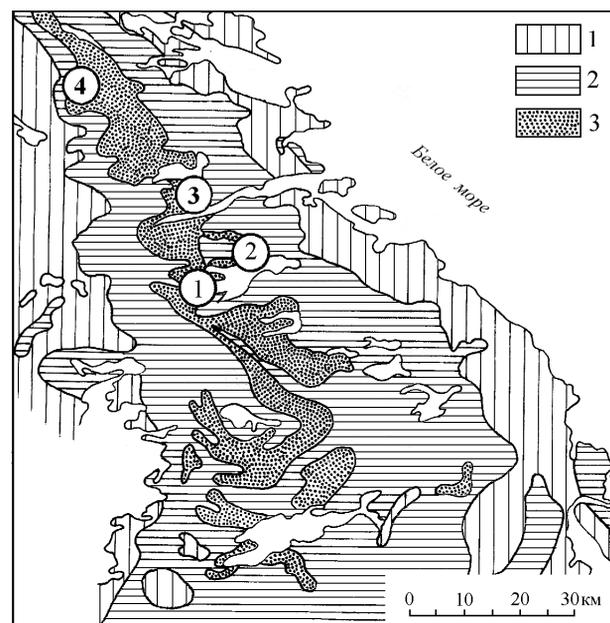


Рис. 9. Геологическая схема северокарельской части беломорского комплекса пород (по: Стратиграфия..., 1960, с изменениями):

беломорида: 1 – керетская свита, 2 – хетоламбинская свита, 3 – чупинская свита. Цифрами в кружках указаны изученные участки: 1 – Лоушский, 2 – Плотинский, 3 – Малиноваракский, 4 – Тэдинский (Слюдоваракский)

Метаморфические разновидности гнейсов чупинской свиты – продукты поэтапного архей-протерозойского (2,9–1,75 млрд лет назад) эндогенного изменения относительно однородного протолита, отвечающие генетическому ряду естественных минеральных фаций гнейсов – совокупностей минеральных парагенезисов, характеризующихся единством интенсивных и различием экстенсивных факторов равновесия природных систем (рис. 10). С учетом данных изотопной геохронометрии, первый, второй и, с большой долей неопределенности, третий этапы могут быть отнесены к позднему архею, а четвертый – к раннему протерозою (Ручьев, 2002).

Гнейсам всех минеральных фаций свойственно высокое фоновое содержание благородных металлов (табл. 5), которое определяется особенностями протолита и характером процессов его переработки.

Седиментогенез



Рис. 10. Схема развития минеральных фаций гнейсов и их метаморфических разновидностей

Доминирующие разновидности выделены жирным шрифтом; минеральные парагенезисы: **гнейс-1** – $9,96\text{Gar}^{26\pm 10} + 20,40\text{Bi}^{72\pm 10} + 34,32\text{Pl} + 34,32\text{Q} \pm \text{Gr} + 0,98$ рудный; **гнейс-2** – $2,54\text{Ku} + 10,51\text{Gar}^{30\pm 9} + 24,02\text{Bi}^{38\pm 4} \pm \text{Kfsp} (\text{Ort}) + 26,49\text{Pl} + 35,82\text{Q} \pm \text{Gr} +$ рудный; **гнейс-3** – $3,41\text{Ku} + 7,00\text{Gar}^{23\pm 4} + 20,74\text{Bi}^{39\pm 4} + 35,80\text{Pl} + 32,68\text{Q} \pm \text{Gr} +$ рудный; **гнейсы-4₁, -4₂, -4/3₁, -4/3₂** – $\pm \text{Ku} \pm \text{Gar}^{18\pm 4} + \text{Mu} + \text{Bi}^{46} + \text{Pl} + \text{Q} \pm \text{Gr} +$ рудный. Символы минералов: Bi – биотит, Gar – гранат, Q – кварц, Ku – кианит, Kfsp – калиевый полевой шпат, Ort – ортоклаз, Pl – плагиоклаз, Mu – мусковит, Gr – графит; цифры перед символами – среднее содержание, объемные %; индексы после символов: подстрочные – средний коэффициент общей железистости и его стандартное отклонение, надстрочные – средняя доля пиропового минала в гранате и ее стандартное отклонение

Таблица 5

Содержание благородных металлов в гнейсах чупинской свиты

Элемент	Минеральная фация	n	Содержание (X), ppb			
			X _{мин.}	X _{ср.}	X _{макс.}	s
Au	Гнейс-1	38	<2	24	149	31
	Гнейс-2	31	<2	17	114	20
	Гнейс-3	34	<2	51	730	128
	Гнейс-4	52	<2	108	4082	565
Pt	Гнейс-1	30	<5	37	326	68
	Гнейс-2	28	<5	77	283	73
	Гнейс-3	25	<5	4	20	5
	Гнейс-4	41	<5	13	102	21
Pd	Гнейс-1	30	<5	20	432	79
	Гнейс-2	28	<5	16	118	22
	Гнейс-3	25	<5	5	81	16
	Гнейс-4	23	<5	8	46	12
Ir	Гнейс-1	20	<5	140	729	209
	Гнейс-2	26	5	63	226	61
	Гнейс-3	12	<5	43	146	38
	Гнейс-4	21	<5	38	222	62

Примечание. Аналитические методы: пробирный атомно-абсорбционный (ЦНИГРИ, Москва; ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск); микропробирный нейтронно-активационный («ЦЛИАВ» ГЕОХИ РАН, Москва) и экстракционный атомно-абсорбционный (ИГ КарНЦ РАН). При расчете среднего арифметического (X_{ср.}) содержание, меньшее чувствительности метода, принималось равным нулю. n – число проанализированных образцов; s – стандартное отклонение.

Преобразование протолита в ныне реликтовый гранат-биотитовый плагиогнейс-1 происходило в условиях перехода от низкотемпературной области кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфическим фациям (используется классификация С. П. Кориковского, 1979). РТ-параметры завершения процесса соответствуют палеогеотермическому градиенту 24 град/км, характерному для «старых» (просущество-

вавших более 25 млн лет) литосферных плит. По химическому составу гнейс-1 идентичен относительно слабо измененным грауваккам зеленокаменных поясов и, согласно модели смешения, отвечает приблизительно равному соотношению вещества кислого (тоналиты) и основного (мафиты и ультрамафиты) источников, свойственному архейской верхней континентальной коре (Ручьев, 2000). Результаты анализа спектров редкоземельных элементов (РЗЭ) метаморфических разновидностей чупинских гнейсов (Ручьев, 2001а) дают основание для вывода о незначительном изменении химического состава протолита на наиболее раннем из установленных этапе метаморфизма. Принимая во внимание, что композиция лантаноидов в граувакках несет информацию о типах горных пород и их соотношении вблизи бассейна седиментации, а, следовательно, и о специфике режима развития здесь архейской верхней коры, нельзя не отметить, что по спектру РЗЭ гнейс-1 наиболее близок грауваккам канадских золотоносных провинций Слейв и Сьюпириор.

В гнейсе-1 установлено высокое содержание благородных металлов (табл. 5). Рудные минеральные фазы представлены оксидами (рутил, уранинит, оксиды лантаноидов), монацитом, сульфидами (доминируют Ni-пирротин, пирротин, пентландит, халькопирит, в значительно меньшем количестве встречаются аргентит, галенит (Rh до 1,4 мас. %), молибденит, сфалерит, арсенопирит) и самородными металлами: железом (нередко со значительными примесями Ni, или Cr, Ni, Dy, или Zn), никелем, свинцом, серебром (Ag – 950–1000‰), а также ультрадисперсным чистым (Au – 1000‰) и ртутистым золотом (Au – 924‰).

По соотношению Pd, Ir и Pt в усредненных спектрах элементов платиновой группы (ЭПГ) гнейс-1 аналогичен подформным хромититам офиолитовых комплексов (рис. 11) (Ручьев, 2006), а также стратиформным (?) хромититам горизонтов «С», «G» Стиллуотерского массива (США, Монтана) и главного рудного горизонта Аганозерского блока Бураковского массива в Карелии (Додин и др., 2003, табл. 5.18, 5.24). Особенность ЭПГ-спектра гнейса-1 позволяет приблизиться к решению вопроса о первоисточнике благородных металлов.

При повышенном среднем содержании хрома (264 ppm) и никеля (157 ppm) в гнейсе-1 основной источник терригенного материала, дающий большую

часть халько-, сидерофильных компонентов, должен был иметь ультрамафитовую составляющую. С учетом литофациальных особенностей протолита, закономерностей распределения макро- и микрокомпонентов в породах беломорской серии, в качестве вероятного объекта-источника указывалась (Ручьев, 2000) входящая в состав хетоламбинской толщи ультрабазит-амфиболитовая ассоциация, породы которой интерпретировались как характерный для зеленокаменных поясов комплементарный ряд толеитов, коматиитов и гипербазитов (Степанов, Слабунов, 1989). Однако очевидно, что спектр ЭПГ гнейса-1 отличается от свойственного коматиитам (рис. 11), и не они были источником платиноидов.

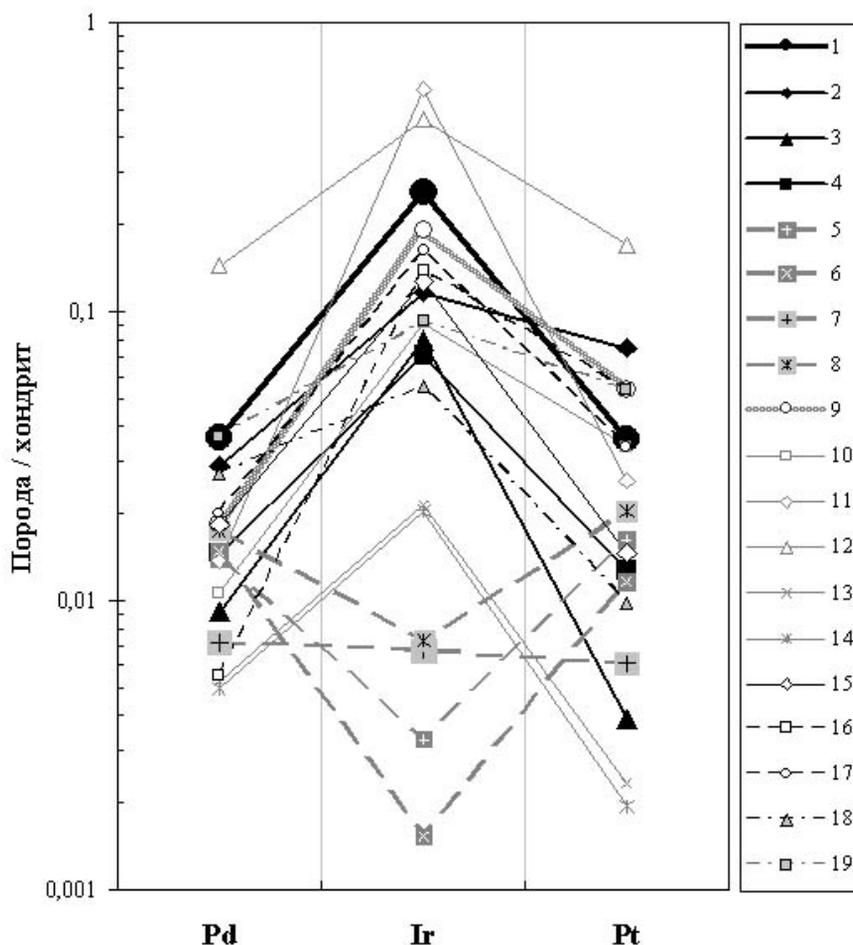


Рис. 11. Среднее содержание платиноидов в минеральных фациях гнейсов чупинской свиты (табл. 5), коматиитах и породах офиолитовых комплексов (Додин и др., 2003; Лазаренко, Таловина, 2001); нормализовано по углестому хондриту C1

1–4 – минеральные фации гнейсов чупинской свиты: 1 – гнейс-1; 2 – гнейс-2; 3 – гнейс-3; 4 – гнейс-4; 5–6 – коматииты МанроТауншип; 5 – поток Пайк Хилл; 6 – поток Фреда; 7 – офиолитовый гарцбургит; 8 – офиолитовый дунит; 9–19 – офиолитовые подформные хромититы: 9 – средний состав; 10 – Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд, Канада; 11 – Ред-Маунтин, Калифорния; 12 – Камчатка; 13 – Троодос, Кипр; 14 – Фикинессет, Гренландия; 15 – Кемпирсайский массив, Южный Урал; 16 – сплошная руда массива Рай-Из, Полярный Урал; 17 – Войкаро-Сыньинский массив, Полярный Урал; 18 – Чирьнайский массив, Корякская складчатая система; 19 – Красногорский массив, Корякская складчатая система

В настоящее время в амфиболитах хетоламбинской толщи обнаружены реликты габброидных структур, признаки расслоенности и обогащенные хромитом уровни (Ахмедов и др., 2005); установлены мантийная природа и отсутствие контаминации магматического протолита амфиболитов и ультрабазитов коровым веществом; получены данные, свидетельствующие о принадлежности в различной степени измененных гарцбургитов и дунитов породам офиолитового комплекса (Слабунов и др., 2005).

С учетом всех этих фактов геохимическую специфику гнейса-1 следует связывать с влиянием мантийного вещества. Согласно современным представлениям о гетерогенной аккреции Земли, глобальном магматическом фракционировании на ранней стадии ее эволюции и о первичности коры кислого состава, зеленокаменные пояса формировались на субстрате «полузатвердевших» серогнейсовых плит в обстановках, которые являлись раннедокембрийскими аналогами современных зон спрединга (Шкодзинский, 2003). Так как генетическую связь рифтогенеза и подъема мантийного материала в настоящее время можно считать установленной (Леонов, 2001 и др.), принятая схема развития БЗП подразумевает положительный ответ на вопрос о реализуемости условий, благоприятных для появления офиолитоподобных образований в архее. В терригенном материале протолита могли присутствовать продукты разрушения определенных компонентов офиолитов*, выведенных в условиях рифтогенеза на уровень верхней континентальной коры. С учетом гипотезы о флюидно-метасоматической природе хромититов и дунитов (обзор см.: Додин и др., 2003), весьма вероятным представляется и воздействие восходящего флюида мантийного происхождения на протолит чупинских гнейсов в период, предшествовавший метаморфизму первого этапа. На флюидную проработку терригенных толщ, как явление достаточно распространенное в архее, может указывать отмечавшееся ранее (Тейлор, Мак-Леннан, 1988) типичное для относительно слабо метаморфизованных осадочных пород ряда зеленокаменных поясов очень высокое содержание хрома и никеля, необъяснимое с позиций модели смещения. Следует заметить, что подобные объяснения формирования микрокомпонентного состава протолита чупинских гнейсов приводят к предположению о возможности былого широкого развития в БЗП архейских хромититов и высокой концентрации

* Подразумеваются фрагменты габбрового слоя и его перидотитового фундамента. Как уже отмечалось (Ручьев, 2006), ни пелагические осадки, ни пиллоу-лавы, ни комплекс параллельных даек, т. е. именно те компоненты полного офиолитового разреза, которые и только которые, согласно ранее сделанным выводам (Ефимов, 2002), относятся к истинной океанической коре, в хетоламбинской толще не найдены; обоснование обдукции гипотетической океанической коры весьма проблематично, так как особенности чупинских гнейсов накладывают ограничения на применение субдукционной модели (Ручьев, 2000).

ЭПГ в них. Если подобные объекты имели место и сохранились в хетоламбинской толще пород БЗК, что вполне допустимо, они будут весьма интересны в промышленном отношении.

В металлогеническом аспекте преобразования протолита на самом древнем позднеархейском этапе привели к возникновению крупного объекта, который по свойствам эквивалентен базовой рудной формации. Подсчитанное «по минимуму» (Ручьев, 1998) количество благородных металлов в гнейсе-1 только для ныне сохранившегося объема пород северокапельского ареала чупинской свиты (рис. 9) к моменту завершения первого этапа приблизительно составляло: Au – $43 \cdot 10^3$ т, Pt – $67 \cdot 10^3$ т, Pd – $37 \cdot 10^3$ т, Ir – $252 \cdot 10^3$ т. Приведенные цифры характеризуют потенциал лишь одного из возможных при дальнейшем рудогенезе «местных» источников благородных металлов.

Существенная особенность последующей эндогенной переработки пород – очевидная неразрывная взаимосвязь тектонических и метаморфических процессов. Сдвиговый механизм деформации доминировал на всех временных этапах и масштабных уровнях структурных преобразований. Развитие метаморфических разновидностей гнейсов контролировалось разновозрастными преимущественно вязкими сдвиговыми дислокациями. Поэтому минеральным фациям свойственны дискретность проявления при региональном характере распространения, «напечатывание» друг на друга при пересечении или активизации сдвиговых структур, а также сохранение реликтовых участков неизмененных ранних пород наряду с более поздними.

С учетом роли деформационного процесса (тектонического фактора) в генезисе гнейсов второй, третьей и четвертой минеральных фаций, они в определенном смысле могут рассматриваться в качестве продуктов стресс-метаморфизма – проявления диссипативных физических и химических эффектов релаксации девиаторных напряжений в горных породах. Различия дислокаций и их вещественного выполнения отражают различия этих эффектов, связанные как с характером девиаторных напряжений, так и с реологическими свойствами преобразуемых пород, которые зависят от их состава, структуры и варьирующих на разных этапах развития БЗП литостатического давления и фонового теплового потока. Отчетливо выраженный аллохимический характер метаморфизма** пород свидетельствует о том, что зоны сдвиговой деформации одновременно являются и зонами флюидного массопереноса.

** Термин «метаморфизм» употребляется в широком смысле для обозначения эндогенного преобразования пород в твердом состоянии. Аллохимические изменения состава гнейсов, возможные лишь при инфильтрационном переносе вещества флюидом, указывают, что одним из действенных механизмов метаморфизма был метасоматоз.

Установлены: синхронность металло- и петрогенеза; мобильность и индивидуальность поведения благородных элементов при аллохимическом полиметаморфизме; наличие признаков их привноса, выноса, перераспределения и аккумуляции с достижением промышленно значимого содержания; контроль локализации благородных металлов генетически взаимосвязанными деформационными и метаморфическими процессами.

На втором позднеархейском этапе эндогенеза происходили полифазные сдвиговые деформации с тотальным (во всем объеме чупинской толщи) расланцеванием пород. Со стресс-метаморфизмом в условиях повышенного литостатического давления (максимальные РТ-параметры соответствуют метаморфической фации кианит-биотит-ортоклазовых гнейсов) связан главный и, вероятно, единственный в истории БЗП эпизод массового образования кианита в породах второй минеральной фации (гнейсах-2 и малых интрузивных телах тоналитов и трондьемитов). При формировании гнейса-2 в ходе аллохимического, основного с отчетливо повышенным потенциалом калия метаморфизма горная порода обогащается нерастворимым углеродистым веществом. Содержание графита (до 2,4 объемн. %) и калия в гнейсе-2 статистически значимо положительно коррелирует (Ручьев и др., 2007). На восстановительные условия, кроме отложения свободного углеродистого вещества, также указывают уменьшение Fe^{3+} при одновременном росте содержания Fe^{2+} и возникновение европиевых аномалий.

Гнейсу-2 свойственно высокое среднее (фоновое) содержание благородных металлов (табл. 5, данные по гнейсу-2 отражают преимущественно специфику Восточнослудозерского участка Лоушского пегматитового поля и, с учетом материалов по другим площадям, представляются заниженными в отношении золота применительно к чупинской свите в целом).

Судя по первым результатам исследования, в гнейсе-2 присутствуют все виды рудных минералов, свойственных гнейсу-1. К их списку добавляются самородные родий (ультрадисперсная фаза в пирротине), титан, медь, цинкистая медь, цинк, а также ряд минералов, содержащих висмут, теллур (гессит, теллуrowисмутит, майченерит (Pd – 29,29; Pt – 5,35 мас. %) и др.), и глаукоdot. Отмечается наличие золота в цирконе (Au – до 1,86 мас. %).

О мобильности благородных металлов в условиях петрогенеза второго этапа свидетельствует появление статистически значимой парной корреляции их содержания. Возникают связи концентрации благороднометалльных, петрогенных, рассеянных элементов и минеральных фаз. Так, например, в гнейсе-2 платина статистически значимо положительно коррелирует с привнесенными калием и рубидием, золотом и серебром – с графитом.

В металлогеническом отношении роль процессов второго этапа в целом может быть сведена к некоторому изменению потенциала «базовой формации».

Относительно гнейса-1 в гнейсе-2 отмечается снижение среднего содержания золота (на 29%), палладия (на 20%), иридия (на 55%) и обогащение платиной (на 108%). Так как изучались образцы только «фоновых» пород, лишенных каких-либо макроскопических следов проявления рудных процессов, полученные материалы не дают ответа на вопрос: преобладал «абсолютный» вынос благородных металлов или их перераспределение в пределах чупинской толщи? В пользу последнего могут быть истолкованы относительное увеличение содержания золота в акцессорных сульфидах гнейса-2 (Ручьев, 2002, табл. 5) и наблюдения, свидетельствующие о наличии в нем участков аккумуляции сульфидов. Однако и в случае «абсолютного выноса» благороднометалльный потенциал парагнейсов остается очень значительным.

Дополнительное поступление в метатерригенную толщу платины и ряда халько-, сидерофильных компонентов позволяет отметить сходство металлогенического развития чупинских гнейсов и объектов Бушвельдского и Альпийского (Кемпирсайско-Рай-Изского) типов платиносодержащей хромитовой формации, для которых характерна полистадийность благороднометалльного оруденения и наложенный вторичный характер Pt-, Pd-, Rh-минерализации, сингенетичной сульфидным медно-никелевым рудам. Весьма интересен вопрос о подобной минерализации геологических образований, подстилающих и обрамляющих чупинскую толщу.

Минеральные фации, производные третьего и четвертого, свекофеннского (1,96–1,75 млрд лет назад), тектоно-метаморфических этапов, составляют весомую долю гнейсов чупинской толщи. Гнейсы-3, продукт аллохимического (кианитовый тип кислотного выщелачивания) диафтореза в РТ-условиях перехода от кианит-биотит-ортоклазовой к кианит-биотит-мусковитовой и ставролитовой метаморфической фации, локализованы в крупных (мощность – сотни метров, протяженность – до десятков километров) субмеридиональных, северо-западных и субширотных сдвиговых зонах – шовных структурах долгоживущих разломов. Гнейсы-4, образующиеся при аллохимическом (мусковитовый тип кислотного выщелачивания при повышенном потенциале калия и натрия) диафторезе в РТ-условиях кианит-биотит-мусковитовой метаморфической фации, контролируются субмеридиональными и несколько более поздними субширотными сдвиговыми дислокациями, зоны которых достигают десятков и сотен метров по мощности, нескольких километров по простиранию.

Гнейсы-3 и -4 интересны в связи с возрастанием в них среднего содержания золота (табл. 5). В металлогеническом аспекте заслуживает внимания следующее.

Диафторез третьего и четвертого этапов наиболее отчетливо выражен в границах магистральных каналов миграции флюидов – зонах максимальной сдвиговой деформации и дилатансии. В их обширных

областях активного динамического влияния изменения обрамляющих фоновых гнейсов-1 и -2 не столь очевидны, но выявляются при целенаправленных исследованиях. Это означает, что в процессы перераспределения благородных металлов могли быть вовлечены очень большие объемы пород.

Роль свекофеннского эндогенеза в формировании беломорского комплекса существенно больше, чем традиционно предполагается. Выявление крупных свекофеннских субширотных сдвиговых зон (Гродницкий и др., 1985, гл. 1; Ручьев, 1987) делает актуальной ревизию представлений как о возрасте, так и об относительной значимости вклада разноэтапных субширотных дислокаций в развитие структуры Беломорид.

В локализации многих свекофеннских зон сдвиговых дислокаций и диафторитов отчетливо проявляется закономерность тектонического наследования ими близких по пространственной ориентировке шовных структур третьего этапа, породы которых уже были относительно обогащены золотом. Особенности пространственной ориентировки предопределяли активизацию свекофеннских субмеридиональных зон сдвиговых дислокаций и функционирование их в единой динамической и флюидной системе с несколько более поздними субширотными. Как известно, «сопряженное» развитие, а также наложение («телескопирование») рудоконтролирующих шовных структур – ситуации наиболее продуктивные в металлогеническом отношении.

Частный вариант локализации золота связан с элементами главного структурного парагенезиса сдвиговых дислокаций – трещинами отрыва и их существенным выполнением и обрамлением – пегматитами, кварц-мусковитовым комплексом замещения, а также относительно низкотемпературными гнейсами и сланцами-4 экзоконтактов, которые обогащены рудными компонентами. Свекофеннским диафторитам в областях максимального развития пегматитов свойственно варьирующее в диапазоне трех-четырёх порядков и достигающее промышленно значимого содержание золота (табл. 5). Оно представлено ультрадисперсной фазой высокопробного (Au – 972–988‰) самородного металла.

Рудная минерализация сланцев и гнейсов-4 формируется в широком температурном диапазоне. Характерно разнообразие минеральных фаз, представленных рутилом, магнетитом, ксенотимом, монацитом, пирротинном, пентландитом, халькопиритом, молибденитом, сфалеритом, галенитом; соединениями висмута, теллура, сурьмы; минералами системы палладий – висмут; самородными железом, медью, цинкистой медью, цинком, оловом, свинцом, висмутом, серебром, золотом, родием и др.

Свекофеннский структурно-метаморфический комплекс по совокупности признаков выделен в качестве потенциально промышленно золотоносного (Ручьев, 2001б, 2002 и др.). Есть геологические предпосылки, позволяющие предполагать возможность

выявления и значимого золото-платиноидного оруденения. Постоянство вещества протолита и принципиальных особенностей его эндогенной переработки в границах северокарельского ареала чупинской свиты позволяет прогнозировать благороднометалльные проявления на площадях Малиноваракского, Плотинского, Тединского, Карельского, Лоушского и других пегматитовых полей, а также за их пределами, в местах интенсивного проявления свекофеннского эндогенеза.

Наложённый «сквозной» характер и металлогеническая специфика тектоно-метаморфических процессов третьего и четвертого этапов предопределяют необходимость детального исследования их производных также и за пределами распространения чупинских гнейсов, особенно среди образований хетоламбинской толщи, включающей породы ультрабазит-амфиболитовой ассоциации. Судя по первым опубликованным сведениям (Ахмедов и др., 2005), уже выявленные в породах хетоламбинской толщи крупные благороднометалльные объекты – обогащенные золотом и платиноидами зоны изменения амфиболитов и амфиболовых гнейсов – по характеру связи с пегматитами, парагенезису породообразующих и рудных минералов являются, вероятно, образованиями, изофациальными чупинским гнейсам и сланцам-4.

Характерная черта химического состава гнейсов и сланцев *всех* минеральных фаций – высокое содержание микрокомпонентов (Au, Ag, Pt, Pd, Ir, Cr, V, Co, Ni, Cu, Zn и др.) и большего или меньшего количества углеродистого вещества (графит, углеводороды газовой-жидкой фазы, имеющие небioхимическую эндогенную природу). Наличие графита в гнейсе-1 позволяет ставить вопрос о возможности конседиментационного накопления углерода при формировании протолита. Аккумуляция углеродистого вещества в гнейсах, связанная с двумя этапами аллохимических процессов при повышенном потенциале калия (образование в позднем архее второй и в раннем протерозое четвертой минеральных фаций), а также присутствие в гнейсах многих халько- и сидерофильных металлов в самородной форме обусловлены действием глубинных восстановленных флюидов. Установлены сингенетичность и закономерная связь содержания графита и благородных металлов в породах. Следовательно, благороднометалльные проявления в гнейсах чупинской толщи предварительно могут рассматриваться в качестве новых и во многом специфичных объектов, наиболее близких к классу полигенных месторождений и рудопроявлений полиметалльной формации углеродсодержащих пород и продуктов их преобразования (классификация по: Додин и др., 2000). Для этой формации характерны «крупнообъемные» месторождения с невысоким содержанием полезного компонента, но большими его запасами. Потенциальная возможность выявления комплексных благороднометалльных объектов

талльных рудопроявлений подобного типа определяет необходимость дальнейшего целенаправленного изучения Беломорид.

Заключение

Приведенный краткий обзор золоторудных месторождений и проявлений Фенноскандинавского щита свидетельствует о том, что главными металлогеническими эпохами золота на щите являлись неоархейская (2,8–2,7 млрд лет) и протерозойская (1,9–1,8 млрд лет). Процессы рудогенеза проявились соответственно в лопийских и палеопротерозойских зеленокаменных поясах, свекофеннидах, Трансскандинавском магматическом поясе. Золоторудные объекты относятся к нескольким генетическим типам, ведущими среди которых являются орогенический мезотермальный (мезозональный), порфиновый и эпитермальный.

Наибольшие перспективы на промышленное золото в Карельском регионе связываются с протерозойским этапом его развития. Прежде всего это относится к палеопротерозойским рифтогенным зеленокаменным поясам и области конвергентного взаимодействия Свекофеннской океанической плиты с Карельским континентом. С учетом наличия на зарубежной части Фенноскандинавского щита крупных комплексных золоторудных месторождений (Болиден, Айтгик, Суурикуосикко), в Карельском регионе вполне вероятно выявление аналогичных объектов в протерозойских структурах, в первую очередь, в Ладожском и Онежском рудных районах. В последнем с развитием Беломорско-Лапландского рифта связываются процессы активизации, проявившиеся в широком временном диапазоне от раннего протерозоя до фанерозоя. Здесь уже открыты крупные комплексные благороднометалльные месторождения (Пудожгорское, Койкарско-Святнаволоцкое, Аганозерское).

Кроме сумийского этапа внедрения расслоенных интрузий длительностью около 17 млн лет, намечается не уступающий ему по масштабу людиковийский этап активизации и рудогенеза (по первым результатам датирования его возраст – около 2 млрд лет), с которого начинается новый тектонический цикл интенсивного наращивания мощности коры, проявления щелочного магматизма, накопления карбонатных и углеродистых толщ. В связи с этим актуально изотопное датирование Тикшезерско-Елетьозерского щелочно-ультраосновного комплекса. Тикшезерский и Елетьозерский массивы рассматриваются как перспективные на комплексные титаномагнетит-апатит-благороднометалльные руды. Велика вероятность обнаружения новых расслоенных плутонов. Дальнейшие работы по поискам крупных собственно благороднометалльных и комплексных благороднометалльных руд целесообразно сосредоточить в пределах Онежской, Ветреного Пояса, Пана-Куолаярвинской структур.

Перспективы выявления крупных золоторудных месторождений в архейских зеленокаменных поясах, ввиду предполагаемой их интенсивной переработки свекофеннскими процессами, приводившими к разубоживанию ранее сформированных рудных концентраций золота, представляются незначительными. Однако этот вывод не распространяется на БЗП.

БЗП – один из немногих карельских геологических объектов, в котором установлены пространственно совмещенные проявления неоднократно повторявшегося металлогенеза и неоархейской, и палеопротерозойской золоторудных эпох. В породах хетоламбинской толщи уже выявлены крупные по размерам зоны с повышенным содержанием золота и платиноидов, свидетельствующие о масштабности процессов наложенного оруденения. С чупинскими гнейсами всех минеральных фаций связана сингенетическая рудная, в частности благороднометалльная, минерализация. При некотором различии видового состава и соотношения рудных фаз общей особенностью является широкий диапазон изменения удельной энергии кристаллических решеток минералов сопутствующих и продуктивных ассоциаций, свидетельствующий о полноте и завершенности металлогенического процесса на каждом из определенных этапов эндогенеза.

В геодинамическом аспекте металлогенические процессы в БЗП, вероятно, связаны с адвекцией мантийного вещества в позднем архее (тектонический режим энсиалического рифтогенеза с признаками начальной стадии трансформации континентального рифта в океанический) и в раннем протерозое (режим рассеянного континентального рифтинга). Своеобразие тектонического и металлогенического развития БЗП позволяет выделить его как специфичную часть Карельской благороднометалльной провинции, в качестве длительно (более миллиарда лет) развивавшейся рифтогенной архейской и протерозойской золото-платиноидной субпровинции. Особенности БЗП во многом уникальны, но вместе с тем вполне отвечают признакам докембрийских геологических обстановок, благоприятных для образования благороднометалльных месторождений. Его территория оценивается как весьма перспективная для целенаправленных работ по выявлению объектов комплексного золото-платиноидного крупнообъемного оруденения.

С учетом мировой конъюнктуры, состояния рентабельных запасов золота и платиноидов в России, благоприятных географо-экономических условий Карелии, она выдвигается в ряд наиболее перспективных регионов для промышленной добычи благородных металлов в ближайшем будущем.

Исследования выполняются при финансовой поддержке программы № 2 ОНЗ РАН «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических типов минерального сырья».

ЛИТЕРАТУРА

- Ахмедов А. М., Воинова О. А., Калабашкин С. Н. и др.* Компьютерная карта золотоносности докембрия Карельского региона масштаба 1 : 1 000 000. Анализ перспектив // Региональная геология и металлогения. 2001. № 13–14. С. 84–104.
- Ахмедов А. М., Шевченко С. С., Симонов О. Н. и др.* Новые типы проявлений комплексной благороднометальной минерализации в зеленокаменных поясах архея Карело-Кольского региона // Геология и геодинамика архея: Материалы I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия (27–29 сентября 2005 г.). СПб., 2005. С. 34–38.
- Волков А. В., Новиков И. А.* Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский п-ов, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. № 5. С. 412–424.
- Гавриленко Б. В.* Минерогения благородных металлов и алмазов северо-восточной части Балтийского щита: Автореф. дис. ... докт. геол.-минер. наук. Апатиты, 2003. 64 с.
- Гинзбург И. И.* Полезные ископаемые побережья Кандакшского залива Белого моря // Тр. Сев. науч.-промысл. экспедиции. 1921. № 7. С. 15–24.
- Голубев А. И., Кулешевич Л. В.* Перспективы золотоносности протерозойских образований Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 15–25.
- Голубев А. И., Новиков Ю. Н.* Геологическое строение и уран-ванадиевые месторождения Заонежья // Экологические проблемы освоения месторождения Средняя Падма. Петрозаводск, 2005. С. 4–13.
- Голубев А. И., Трофимов Н. Н.* Геодинамические условия формирования ультрамафит-мафитовых комплексов Карелии и перспективы их платиноносности // Материалы Междунар. конф. «Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия». Улан-Уде, 2005. С. 11–13.
- Грачев А. Ф.* Рифтовые зоны Земли. М., 1987. 285 с.
- Грендаль Г.* Питкяранта (краткое описание Питкярантского месторождения, рудников, заводов). СПб., 1896. 50 с.
- Гриневич Н. Г.* Отчет по теме: «Разработка петрологической модели расслоенного Бураковского-Аганозерского массива ультраосновных – основных пород на основе обобщения материалов ГГК-200, ГГК-50». Инв. № 557. Петрозаводск, 2000Ф.
- Гровс Д. И., Бэтт Н. Д.* Пространственные и временные вариации архейских металлогенических ассоциаций как отражение эволюции гранитоидно-зеленокаменных областей на примере Западно-Австралийского щита // Геохимия архея. Происхождение и эволюция архейской континентальной коры. М., 1987. С. 98–129.
- Гродницкий Л. Л., Ручьев А. М., Крохин А. И.* Лоушское пегматитовое поле (структурное развитие, полиметаморфизм, гранито- и пегматитообразование). Петрозаводск, 1985. С. 176.
- Додин Д. А., Ланда Э. А., Лазаренков В. Г.* Платиноносные месторождения мира. Т. II: Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения. М., 2003. 409 с.
- Додин Д. А., Чернышов Н. М., Яцкевич Б. А.* Платинотитановые месторождения России. СПб., 2000. 735 с.
- Ефимов А. А.* Проблема третьего слоя современных и древних океанов // Литосфера. 2002. № 2. С. 38–53.
- Иващенко В. И.* Золото Фенноскандии – металлогения и перспективы золотоносности территории Карелии // Тр. Карельского НЦ РАН. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 84–111.
- Иващенко В. И., Лавров О. Б.* Магматогенно-рудная (Мо, W, Cu, Au) система Ялонварского вулканоплутонического комплекса архея Карелии. Петрозаводск, 1994. 127 с.
- Иващенко В. И., Ручьев А. М., Лавров О. Б., Кондрашова Н. И.* Рудопроявление Пякюля – новый высокоперспективный тип благороднометального оруденения в докембрии Карелии // Доклады РАН. 2002. Т. 384, № 2. С. 232–237.
- Кожевников В. Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, 2000. 223 с.
- Кожевников В. Н., Голубев А. И., Рыбаков С. И.* О факторах контроля золотометального оруденения в раннем докембрии и типизации перспективных обстановок в Карелии // Проблемы золотоносности и алмазности Севера европейской части России. Петрозаводск, 1997. С. 8–17.
- Константинов М. М., Некрасов Е. М., Сидоров А. А., Стружков С. Ф.* Золоторудные гиганты мира. М., 2000. 272 с.
- Кориковский С. П.* Фации метаморфизма метапелитов. М., 1979. 263 с.
- Крупеник В. А., Ахмедов А. М., Кнауф В. В.* Золотая минерализация в массивных колчеданных рудах пегматитовых жил Чупино-Лоухского района (Северная Карелия) // Доклады Академии Наук. 2000. Т. 375, № 6. С. 799–802.
- Кузин А. А.* История открытий рудных месторождений в России. М., 1961. 358 с.
- Кулешевич Л. В.* Геодинамические режимы формирования золотого оруденения в архейских зеленокаменных поясах Карелии и обстановки его нахождения // Геология и геодинамика архея: Материалы I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., 2005. С. 207–213.
- Кулешевич Л. В., Тытык В. М., Коротаева Н. Н.* Золото-полиметаллическое месторождение Лобаш-1 в докембрии Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 111–126.
- Лавров М. М., Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Слюсарев В. Д.* Геология и петрология Бураковского расслоенного интрузива // Отечественная геология. 2004. № 2. С. 23–30.
- Лавров М. М., Голубев А. И., Трофимов Н. Н.* Геохимия и минерогения Бураковского расслоенного плутона // Отечественная геология. 2006. № 1. С. 3–13.
- Лазаренко В. Г., Таловина И. В.* Геохимия элементов платиновой группы. СПб., 2001. 266 с.
- Ларин А. М.* Изотопно-геохронологические свидетельства отсутствия связи молибденового оруденения с гранитным магматизмом на месторождении Лобаш, Восточная Карелия // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций: Тез. докл. всесоюз. совещ. Киев, 1990. С. 113–120.
- Ларионова Ю. О., Самсонов А. В., Носова А. А., Шатагин К. Н.* Палеопротерозойская золоторудная минерализация в архейских и палеопротерозойских гранитоидах Карелии // Геология и геодинамика архея: Материалы I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., 2005. С. 220–226.
- Леонов Ю. Г.* Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
- Металлогения Карелии* / Отв. ред. С. И. Рыбаков, А. И. Голубев. Петрозаводск, 1999. 340 с.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1 / Под ред. В. П. Михайлова, В. Н. Аминова. Петрозаводск, 2005. 278 с.

Покалов В. Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. М., 1992. 289 с.

Проблемы золотоносности и алмазносности Севера европейской части России / Отв. ред. А. И. Голубев, С. И. Рыбаков. Петрозаводск, 1997. 136 с.

Ручьев А. М. К вопросу о структурном контроле мусковитовых пегматитов беломорского комплекса Северной Карелии // Ранний докембрий Карелии (геология, петрология, тектоническое строение). Петрозаводск, 1987. С. 138–151.

Ручьев А. М. О некоторых особенностях парагнейсов чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск, 1998. С. 73–81.

Ручьев А. М. О протолите северокарельских гнейсов чупинской свиты беломорского комплекса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 12–25.

Ручьев А. М. Подвижность редкоземельных элементов и возникновение европиевых аномалий при метаморфизме (на примере парагнейсов чупинской свиты, беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001а. С. 99–106.

Ручьев А. М. Геологические предпосылки развития рудной сырьевой базы горнодобывающей промышленности в Лоухском районе Республики Карелия // 300 лет учреждения Приказа рудоконных дел в России: Материалы междунар. конф. (15–19 июня 2000 г., г. Петрозаводск). Петрозаводск, 2001б. С. 70–78.

Ручьев А. М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс, Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 5. Петрозаводск, 2002. С. 47–58.

Ручьев А. М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты беломорид // Новые идеи в науках о Земле: Тез. докл. VI Междунар. конф. М., 2003.

Ручьев А. М. Благородные металлы в парагнейсах чупинской свиты // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005а. С. 260–264.

Ручьев А. М. Благородные металлы в гнейсах чупинской свиты (беломорский комплекс) // Геология и геодинамика архея: Материалы I Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб., 2005б. С. 324–329.

Ручьев А. М. Платиноиды парагнейсов чупинской свиты и проблема архейских офиолитов беломорского комплекса Балтийского щита // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы Междунар. науч. конф. (XII Чтения памяти А. Н. Заварицкого). Екатеринбург, 2006. С. 305–308.

Ручьев А. М., Антонова Т. А., Кевлич В. И. и др. Углеродистое вещество гнейсов чупинской свиты беломорид // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии: Материалы юбилейной науч. сессии, посвящ. 45-летию Института геологии Карельского НЦ РАН и 35-летию Карельского отделения РМО. Петрозаводск, 2007. С. 93–96.

Саморуков Н. М., Рундквист И. Н., Боровко И. Н. Оценка перспектив золотого оруденения жильного и прожилково-вкрапленного типа зеленокаменных структур Карело-Кольского региона. Л., 1985. Фонды СЗРГЦ.

Сафонов Ю. Г., Попов В. В., Волков А. В. и др. Геодинамические факторы образования крупных и сверхкрупных докембрийских золоторудных концентраций // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М., 2005. С. 15–46.

Сизова Е. В., Ларионова Ю. О. Генетическая и возрастная характеристика золоторудной минерализации месторождения Педролампи, Центральная Карелия // Геология, полезные ископаемые и геоэкология Северо-Запада России: Материалы конф. Петрозаводск, 2006. С. 54–57.

Слабунов А. И., Степанов А. В., Степанов В. С., Бабарина И. И. Серякский мезоархейский протоофиолитовый комплекс Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск, 2005. С. 19–25.

Степанов В. С. Благороднометальное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортзитов Западного Беломорья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск, 2001. С. 54–62.

Степанов В. С., Слабунов А. И. Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л., 1989. 175 с.

Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность Северо-Западного Беломорья / Мишарев Д. Т., Амеландов А. С., Захарченко А. И., Смирнова В. С. Л., 1960. 112 с. [Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 31].

Тейлор С. З., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М., 1988. 384 с.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Геодинамические условия образования благороднометалльно-титаномагнетитовых месторождений Онежской рифтогенной структуры, Карелия // Руды и металлы. 1999. № 5. С. 23–35.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Геодинамические условия формирования и металлогения Онежской впадины // Руды и металлы. 2000. № 5. С. 10–25.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Филиппов Н. Б., Петров С. В. Результаты технологических исследований золото-платиноидных титаномагнетитовых руд Пудожгорского месторождения Карелии // Руды и металлы. 2002. № 1. С. 47–55.

Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Лавров М. М., Ганин В. А. Перспективные типы платинометалльного оруденения в расслоенных интрузиях Карелии // Платина России. Т. V. М., 2004. С. 205–225.

Ушков В. В. Кимозерское проявление алмазносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 94–98.

Шкодзинский В. С. Проблемы глобальной петрологии. Якутск, 2003. 240 с.

Bergman Weihed J., Bergstrom U., Billstrom K., Weihed P. Geology, tectonic setting, and origin of the Paleoproterozoic Boliden Au-Cu-As deposit, Skellefte district, northern Sweden // Economic geology. 1996. Vol. 91. P. 1073–1097.

Eilu P. Fingold – a public database on gold deposits in Finland // Geol. Survey of Finland. Report of Investigation 146. Espoo, 1999. 224 p.

Gaal G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Research. 1987. Vol. 35. P. 15–52.

Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Pomantsi, eastern Finland // Spec. Paper. Geol. Surv. Finl. Espoo, 1993. 17. 386 p.

Geological setting and characteristics of the tonalite-hosted Paleoproterozoic gold deposit at Osikonmaki, Rantasalmi, southeastern Finland // Spec. Paper. Geol. Surv. Finl. 1998. 25. 119 p.

Groves D. I., Goldfarb R. J., Robert F., Hart C. J. R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geology. 2003. Vol. 98. P. 1–29.

Nironen M. The Svecofennian orogen: A tectonic model // Precambrian Research. 1997. Vol. 86. P. 21–44.

Pankka H. S., Vanhanen E. J. Aulakogen related epigenetic Au-Co-U deposits in northeastern Finland // Geol. Survey of Finland. Current Research. 1988. Espoo. 1989. P. 911–914.

Sundblad K. Metallogeny of gold in the precambrian of Northern Europe // Economic Geology. 2003. Vol. 98. P. 1271–1290.

Wanhainen C., Martinsson O., Kontturi M. The Aitik Cu-Au deposit, Gellivare region, northern Sweden [abs.] // N. J. Cook, K. Sundblad (eds.). Precambrian gold in the Fennoscandian and Ukrainian Shields and related areas: Geological Survey of Norway, Gold 99, Trondheim. May 4–6, 1999. Abstract volume. P. 163–165.

Zweifel H. Aitik Geological documentation of a disseminated copper deposit – a preliminary investigation // Sveriges Geologiska Undersokning. 1976. V. C720. 80 p.